ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ
КОМИТЕТ РОССИИ

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ: РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ НЕДР И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ

Труды XIV Всероссийского петрографического совещания



Санкт-Петербург
2025

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ РОССИИ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ: РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ НЕДР И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ

Труды XIV Всероссийского петрографического совещания

28 сентября – 3 октября 2025 г.
Институт Карпинского, Санкт-Петербург

Санкт-Петербург
2025

УДК [552+551.2]:528
ББК 26.31+26.32
П30

П30 **Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания** (28 сентября – 3 октября 2025 г., Институт Карпинского, Санкт-Петербург) / гл. ред. П. В. Химченко, М. А. Ткаченко ; Минприроды России, Роснедра, МПК России, Институт Карпинского. – СПб. : Институт Карпинского, 2025. – 1 USB-флеш-накопитель (65,5 Мб). – Систем. требования : ПК; Windows; Acrobat Reader от 10.0; USB-порт (USB-A). – Загл. с экрана. – Текст : электронный.

Труды XIV Всероссийского петрографического совещания включают материалы докладов совещания, охватывающие актуальные проблемы петрологии, геодинамики, геохимии, минералогии, изотопной геохимии и геохронологии в приложении к изучению магматических и метаморфических горных пород и процессов рудообразования. В большей части докладов участников совещания рассматриваются вопросы геодинамики широкого спектра геологических процессов во временном интервале от архея до кайнозоя на базе изучения магматических и метаморфических комплексов петрологическими и геохимическими методами.

Особое внимание уделено петрологическим методам в картографировании магматических и метаморфических комплексов. В Трудах рассмотрены как общие проблемы геологического картирования, так и широко освещаются результаты региональных геологосъемочных работ на территории РФ и сопредельных стран. Специальная сессия была посвящена геохронологическим исследованиям с акцентом на их использование в геологическом картографировании. В докладах рассмотрены новые подходы и методы, в том числе датирование мафических дайковых роев и их роль в геодинамических реконструкциях. Отдельное внимание уделено совершенствованию Петрографического кодекса.

Большое количество докладов посвящено метаморфическим горным породам: представлены как теоретические подходы к их изучению, в том числе термодинамическое моделирование, так и результаты региональных исследований и геодинамических реконструкций. Во многих докладах представлены новые данные по разнообразным, от редкоземельных до золоторудных, рудным объектам РФ и сопредельных стран, в том числе по уникальным месторождениям; также рассмотрены общие вопросы связи магматизма, метасоматоза и рудообразования, в том числе на примере классических и новых типов месторождений (дунит-клинопироксенит-габбровой формации, коровых карбонатитов и др.).

Доклады сессии, посвященные глубинным породам, включают результаты изучения кимберлитов и ксенолитов из них, щелочно-ультраосновных массивов, карбонатитов и фоскоритов; в качестве новых подходов обращает на себя внимание использование геохимии породообразующих и акцессорных минералов как индикаторов петрологических процессов.

Ряд докладов акцентирован на социально-культурной роли петрографии и посвящен исследованиям по истории петрографии, музейному делу и использованию петрографических подходов в археологии.

Главные редакторы
П. В. Химченко, М. А. Ткаченко

Ответственные редакторы
А. В. Самсонов, Н. С. Бортников, В. В. Ярмолюк, К. Е. Дегтярев, А. А. Носова

Тезисы публикуются в авторской редакции

Подписано к использованию 26.09.2025.
Объем 65,5 Мб. Тираж 1 флеш-накопитель. Заказ 80001055

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ «Институт Карпинского»)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23). E-mail: izdatel@karpinskyinstitute.ru

Записано на электронный носитель на Санкт-Петербургской
картографической фабрике Института Карпинского
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@karpinskyinstitute.ru

© Роснедра, 2025
© МПК России, 2025
© ФГБУ «Институт Карпинского», 2025
© Коллектив авторов, 2025

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT OF THE RUSSIAN FEDERATION
FEDERAL AGENCY FOR MINERAL RESOURCES
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES, RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INTERDEPARTMENTAL PETROGRAPHIC COMMITTEE OF RUSSIA
ALL-RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE OF A.P. KARPINSKY

PETROLOGY AND GEODYNAMICS OF GEOLOGICAL PROCESSES: THEIR ROLE IN SUBSURFACE EXPLORATION AND GEOLOGICAL MAPPING

Proceedings of the XIV All-Russian Petrographic Conference

September 28 – October 3, 2025
Karpinsky Institute, St. Petersburg

St. Petersburg
2025

UDC [552+551.2]:528

Petrology and Geodynamics of Geological Processes: Their Role in Subsurface Exploration and Geological Mapping. Proceedings of the XIV All-Russian Petrographic Conference (September 28 – October 3, 2025, Karpinsky Institute, St. Petersburg) / eds.-in-chief P.V. Khimchenko, M.A. Tkachenko ; Rosnedra, IPC of Russia, Karpinsky Institute. – St. Petersburg: Karpinsky Institute, 2025. – 1 USB flash drive (65.5 MB). – System requirements: PC; Windows; Acrobat Reader from 10.0; USB port (USB-A). – Title from the screen. – Text: electronic.

This volume presents the proceedings of the XIV All-Russian Petrographic Conference, covering key topics in petrology, geodynamics, geochemistry, mineralogy, isotope geochemistry, and geochronology, with a focus on the study of igneous and metamorphic rocks and ore-forming processes.

A significant portion of the contributions examine the geodynamics of diverse geological processes spanning from the Archean to the Cenozoic, utilizing petrological and geochemical methods to analyze igneous and metamorphic complexes. Special emphasis is placed on petrological approaches in the geological mapping of these complexes. The proceedings address both general challenges in geological cartography and provide extensive regional insights from geological surveys conducted across the Russian Federation and neighboring countries. Additionally, advancements in the Petrographic Code are examined.

A dedicated session highlights geochronological studies, particularly their application in geological mapping. Innovative methodologies are discussed, including the dating of mafic dike swarms and their significance in geodynamic reconstructions.

Numerous contributions focus on metamorphic rocks, presenting theoretical frameworks—such as thermodynamic modeling—alongside regional case studies and geodynamic interpretations. New findings on a wide range of ore deposits (from rare-earth to gold mineralization, including unique deposits) in Russia and adjacent regions are also featured. The relationship between magmatism, metasomatism, and ore formation is explored, with examples from both classic and emerging deposit types (e.g., dunite-clinopyroxenite-gabbro formations, crustal carbonatites).

Studies of deep-seated rocks include analyses of kimberlites and their xenoliths, alkaline-ultramafic massifs, carbonatites, and phoscorites. Novel approaches, such as the use geochemistry of rock-forming and accessory mineral as indicators of petrogenetic processes, are also highlighted.

The conference also addressed the socio-cultural dimensions of petrography, featuring research on its historical development, museum collections, and applications in archaeology.

Editors-in-Chief

P.V. Khimchenko, M.A. Tkachenko

Editors

A.V. Samsonov, N.S. Bortnikov, V.V. Yarmolyuk, K.E. Degtyarev, A.A. Nosova

Abstracts are published in the author's version

© Rosnedra, 2025
© IPC of Russia, 2025
© Russian Geological Research Institute, 2025
© Team of authors, 2025

ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКИЙ ОРОГЕН)

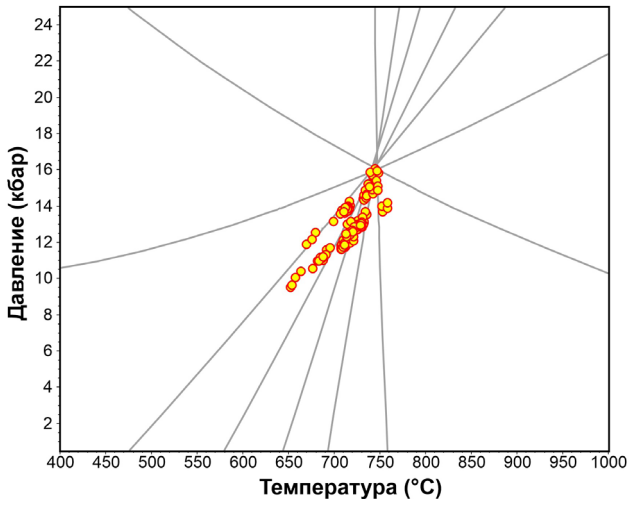
П. Я. Азимов[1], А. М. Лезжов[2], А. В. Степанова[2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург; pavel.azimov@mail.ru
[2] Институт геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН), Петрозаводск

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита в позднем палеопротерозое (2,0–1,8 млрд лет) была вовлечена в коллизию Карельского и Кольско-Мурманского блоков и являлась форландом Лапландско-Кольского коллизионного орогена (Daly et al., 2006). В восточной части провинции коллизия привела к формированию эклогитов и других высокобарных пород (Слабунов и др., 2021). Западнее высокобарный метаморфизм проявился в основном в формировании реакционных корон в метабазитах (Stepanova et al., 2022). Однако ареал распространения высокобарного метаморфизма пока неясен. Для уточнения этого вопроса мы изучили метаморфические преобразования в палеопротерозойских габброноритах, расположенных в западной части Беломорской провинции в районе Ивангоры (Бабарина и др., 2017).

Эти габбронориты сложены магматическим парагенезисом Pl + Opx + Cpx + Bt, без оливина, обычного для многих габброноритов Беломорья (Stepanova et al., 2022), но и без кварца. В пироксенах присутствуют многочисленные структуры распада (ламели пироксенов, а также вростки хромистых и титанистых фаз). Метаморфические минералы представлены новообразованными пироксенами, плагиоклазом и биотитом, замещающими первичные магматические минералы, а также амфиболом, образующим каймы вокруг пироксенов, и гранатом. Вростки шпинели в плагиоклазе, характерные для метаморфизованных оливиновых габброноритов, здесь отсутствуют. Наиболее интенсивное замещение первичных минералов происходит на контакте пироксенов и плагиоклаза. Гранат образует не сплошные каймы, типичные для габброноритов Беломорья, а преимущественно отдельные кристаллы или небольшие участки кайм.

Поскольку изученные породы далеки от уравновешивания, и равновесия могли достигаться в них только в локальных участках, наиболее подходящий метод для термобарометрического изучения условий метаморфизма – мультиравновесная термобарометрия (Berman, 1991), позволяющая выявить локальные равновесия. Расчеты, выполненные по метаморфическому парагенезису Grt + Opx + Bt в программе winTWQ с взаимосогласованной термодинамической базой данных DEC06, показали, что пиковые давления метаморфизма



TWQ-диаграмма, отражающая PT-условия метаморфизма габброноритов Ивангоры (западный фланг Беломорской провинции).

© Азимов П. Я., Лезжов А. М., Степанова А. В.

достигали 12–15 кбар при температурах, не превышающих 700–750 °С (рисунок). Эти параметры метаморфизма соответствуют высокобарным условиям, однако выявленные давления существенно меньше, чем установленные нами в осевой части Беломорской провинции (>20 кбар) (Азимов и др., 2025). Эта разница может отражать метаморфическую зональность в краевой части форланда или различие тектонической истории между западным флангом и осевой частью провинции во время коллизии.

Работа выполнена в рамках тем НИР FMUW-2022-0002 (ИГГД РАН) и FMEN-2023-0009 (ИГ КарНЦ РАН).

Литература

Азимов П.Я., Серебряков Н.С., Лезжов А.М., Бабарина И.И. Высокобарный палеопротерозойский метаморфизм Беломорья: не только эклогиты // «Докембрийский саммит-2025»: Материалы конференции. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2025.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей–палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 650–677.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.

Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada, Open File 5462 (revised). 2007.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 579–598.

Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2022. V. 518. P. 101–128.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НЮ ФРИСЛАНДА, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН: ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕДЕВОНСКОЙ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

С. А. Акбарпуран Хайяти[1, 2], Ю. Л. Гульбин[1]

[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

Начиная с 90-х годов прошлого века, было получено большое количество изотопных данных, позволивших установить гетерогенность и многоэтапность формирования кристаллического фундамента архипелага Шпицберген. Однако результаты датирования крайне неоднородны и не позволяют сделать однозначного вывода о стадийности и истории геологического развития региона. Полуостров Ню Фрисланд расположен на северо-востоке острова Западный Шпицберген. В пределах полуострова прослеживается крупная геологическая структура – антиклинорий Западного Ню Фрисланда. Его границами являются зоны разломов – на западе Биллефьрд, приуроченная к проливу Аустфьорд, переходящему в Вейдефьорд, а на востоке – Соргфьорд, расположенная в районе тектонического контакта пород кристаллического фундамента с осадочным комплексом Лумьорд. В центральной части структуры расположена меридиональная антиклиналь Атомфьелла, сложенная породами одноименного комплекса (серии Финландвегген и Харкербреен). На востоке структура осложняется синклиналью, в ядре которой фиксируются породы серии Моссель.

Для исследования были использованы метапелитовые сланцы серии Харкербреен (свита Риттерварнет) и серии Моссель (свита Флоен). Для изученных пород характерны два парагенезиса – высокотеператрный гранатсодержащий (670–690 °С, 10–11 кбар (свита Риттерварнет) и 590–610 °С, 9–11 кбар (свита Флоен)) и низкотеператрный хлоритсодержащий, возникший в условиях перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации (260–370 °С). Монацит является характерным акцессорным минералом в изученных образцах пород. Он представлен хорошо ограненными кристаллами призматической формы, достигающими 50 мкм по удлинению. Зерна монацита преимущественно расположены в интерстициях биотит-мусковитового агрегата. Часто они формируют скопления и наблюдаются в тесном срастании с пластинками углеродистого вещества. Реже встречаются сростки монацита с ильменитом и рутилом. При детальном анализе установлено, что кристаллы монацита отличаются зонально-секториальным строением.

Определение возраста монацита осуществлялось в прозрачно-полированных шлифах методом химического Th-U-Pb изохронного датирования (CHIME) акцессорных минералов (Suzuki, Adachi, 1991). Исследования проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA–8200 с пятью волновыми спектрометрами (аналитик С. Е. Борисовский). Th-U-Pb возрасты равны 373 ± 6 млн лет (обр. 3912-3а, свита Риттерварнет), 383 ± 6 млн лет (обр. 3885-1, свита Флоен) и перекрываются с учетом погрешностей. По полученным данным (Акбарпуран Хайяти, 2025) возраст монацита «омоложен» по сравнению с породообразующими минералами (Grt, Pl, Bt, Ms, ~430 млн лет).

Для метаморфических пород Ню Фрисланда, преимущественно для комплекса Атомфьелла, характерны множественные свидетельства тектоно-термальной активности, отвечающие эпохе каледонид (U-Pb метод датирования циркона 404 ± 8, Larionov et al., 1995;

© Акбарпуран Хайяти С. А., Гульбин Ю. Л.

350–400 млн лет; Johansson, Gee, 1999; 385 ± 51, Johansson, 2001; U-Pb метод датирования титанита, ~400 млн лет Larionov et al., 1995; $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод, 425–412 млн лет, амфибол и мусковит, 415 ± 4 млн лет, мусковит, серия Моссель, Gee, Page, 1994 и др.). В частности, в работе (Bazarnik et al., 2023) было проведено исследование монацита из метапелитовых сланцев аналогичных свит. В результате Th-U-Pb (CHIME) датирования было установлено, что в зернах монацита свиты Риттерварнет фиксируются «ядро» (444 ± 7 млн лет) и более молодая (422 ± 6 млн лет) краевая часть. Возрастная оценка, полученная по монациту свиты Флоен, составила 420 ± 4 млн лет, зерна отличаются однородным строением. Авторы интерпретируют полученные значения как возраст двух этапов метаморфизма амфиболитовой фации (545 °C, 7 кбар и 600 °C, 7,5–8 кбар) с возрастом ~440 и ~420 млн лет.

Полученные в настоящем исследовании данные фиксируют более позднее событие. Согласно литературным данным, монацит кристаллизуется в широком интервале температур и давлений, сохраняя устойчивость как на средних (фация зеленых сланцев), так и на высоких (амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая фации) ступенях метаморфизма (например, Spear, Pyle, 2002). В литературе много раз описывалось «омоложение» (на 10–25 млн и более лет) возраста монацита по сравнению с возрастом сосуществующих минералов (циркона, граната) (например, Zhou et al., 2008). Возможной причиной такого расхождения исследователи считают процесс «растворения и осаждения» (dissolution–precipitation по терминологии зарубежных авторов), являющийся по существу процессом псевдоморфного замещения исходного монацита новообразованным. Подобные процессы происходят при участии водного флюида, путем «постепенного растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на освободившемся месте нового минерала» (Омельяненко, 1978). Таким образом, можно высказать предположение о двух стадиях образования и эволюции монацита в изученных породах. На первой стадии этот минерал кристаллизовался в условиях амфиболитовой фации в составе гранатсодержащего парагенезиса. На второй стадии он подвергся воздействию низкотемпературного водного флюида, под влиянием которого в метапелитах образовалась поздняя хлоритсодержащая ассоциация. В результате такого воздействия ранний монацит, обогащенный примесями, псевдоморфно заместился более поздним «чистым» монацитом. Соответственно, его изотопный возраст отвечает времени позднедевонского метаморфического события.

Работа выполнена в рамках Государственного задания FSRW-2023-0002 «Фундаментальные междисциплинарные исследования недр Земли и процессов комплексного освоения георесурсов».

Литература

Акбарпуран Хайяти С. А. P-T траектории и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов Ню Фрисланда, архипелаг Шпицберген. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПб. 2025.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б. И. Омельяненко. – М.: Недра, 1978. 215 с.

Bazarnik J., Kośmińska K., McClelland W. C., Strauss J. V., Piepjohn K., Elvevold S., Majka J. Reinterpretation of a major terrane boundary in the northern Svalbard Caledonides based on metamorphic fingerprinting of rocks in northern Spitsbergen // Canadian Journal of Earth Sciences. 2023. Vol. 60. № 8. P. 1188.

Gee D. G., Page L. M. Caledonian terrane assembly on Svalbard: New evidence from Ar/Ar dating in Ny Friesland // American Journal of Science. 1994. Vol. 294. P. 1166–1186.

Johansson A., Gee D. G. The late Paleoproterozoic Eskolabreen granitoides of southern Ny Friesland, Svalbard Caledonides – geochemistry, age, origin // GFF. – 1999. Vol. 121. P. 13–26.

Johansson A. The Escolabreen granitoids revisited – an ion microprobe study of complex zircons from Palaeoproterozoic granitoids within the Ny Friesland Caledonides, Svalbard // GFF. 2001. Vol. 123. P 1–5.

Larionov A.N., Johansson A., Tebenkov A.M. et al. U-Pb zircon ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard Oslo // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1995. Vol. 75. P. 247–257.

Spear F.S., Pyle J.M. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: Phosphates // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. Vol. 48. P. 293–336.

Suzuki K., Adachi M. The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida Terrane, Japan // Earth and Planetary Science Letters. 1991. Vol. 38. P. 11–38

Zhou X., Zhao G., Wei C. et al. EPMA U-Th-Pb monazite and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high pressure pelitic granulites in the Jiaobei massif of the North China Craton // American Journal of Science. 2008. Vol. 308. P. 328–350.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Е. Ю. Акимова[1], Н. В. Боровков[2], В. Н. Бочаров[1]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e.akimova@spbu.ru
[2] ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

Проблема флюидного режима гранулитового метаморфизма является одной из наиболее актуальных задач петрологии метаморфических пород. Предполагается, что проявлению гранулитовых ассоциаций в породах способствует низкая активность воды во флюиде (иначе начинается частичное плавление пород). Низкую активность воды обычно связывают с повышенным содержанием как углекислоты, так и солей во флюиде (Аранович и др., 2017 и ссылки там).

Один из известных и сравнительно неплохо изученных районов проявления UHT-метаморфизма – оазис Бангера в Восточной Антарктиде (Sheraton et al., 1993, Tucker et al., 2020 и ссылки там). Оазис Бангера включает в себя свободные ото льда полуострова, область низких холмов и ледниковых озер, первоначально названную холмами Бангера, и острова, непосредственно на севере (остров Фуллера, остров Томаса и архипелаг Хайджамп). Они расположены примерно на 100° в. д., 66° ю. ш., охватывая 1500 км^2 хорошо обнаженной площади вдоль побережья Земли Уилкса и отделены от Южного океана шельфовым ледником Шеклтона. На юго-западе и западе оазис Бангера окружен холмами Обручева и нунатаками региона ледника Денмен соответственно.

Изученный в работе образец отобран в юго-восточной части оазиса Бангера, где преобладают полосчатые мигматизированные метапелитовые гнейсы. В шлифе диагностированы следующие минералы: гранат, кварц, калиевый полевой шпат, кордиерит, шпинель, силлиманит, биотит, непрозрачные рудные минералы. В макромасштабе образец представляет собой мезократовую мелко-среднезернистую (размер зерна 1–2 мм) породу с ориентированной, гнейсовидной текстурой. Лейкосома занимает около половины объема образца. Она состоит из крупных зерен кварца (25 %), кордиерита (25 %) и полевых шпатов (50 %). Меланосома состоит из агрегатов темноцветных минералов, среди которых преобладает гранат, занимающий около 30 %, шпинель занимает примерно 5 %, ортопироксен – 5 % и силлиманит. Отмечаются реакционные структуры: шпинель замещается ортопироксеном и силлиманитом, которые, в свою очередь, замещаются гранатом. Нередко наблюдаются обрастания шпинели гранатом. Включения в гранате представлены срастаниями кордиерита и кварца.

Согласно результатам термодинамического моделирования методом минимизации свободной энергии Гиббса в программном комплексе Perplex (Connolly, 2005), эволюция метаморфического процесса протекала в условиях постепенного снижения температуры на фоне постоянного низкого давления (3–5 кбар): от наиболее высокотемпературной ассоциации $Pl + Opx + Crd + Ilm + Spl + Qz$ (устойчива в диапазоне температур 980–910 °C), к более низкотемпературной ассоциации $Pl + Grt + Crd + Ilm + Spl + Qz$ (устойчива в диапазоне температур 970–800 °C), и далее – к еще более низкотемпературной ассоциации $Pl + Grt + Crd + Ilm + Sil + Qz$ (устойчива в диапазоне температур 900–630 °C). Данные результаты получены путем моделирования в условиях присутствия в системе углекислотно-водного флюида. Нельзя не отметить, что полученные ассоциации устойчивы только в условиях низкой активности воды во флюиде, для моделирования которой предварительно задана высокая мольная доля углекислоты $X(CO_2) = 0{,}9$. При более высокой активности воды во флюиде и, соответственно, более низкой $X(CO_2)$ в условиях указанных высоких температур начинается процесс частичного плавления и пиковые

© Акимова Е. Ю., Боровков Н. В., Бочаров В. Н.

гранулитовые парагенезисы не сохраняются. Для уточнения причин столь низкой активности воды при гранулитовом метаморфизме пород оазиса Бангера были изучены флюидные включения в кварце методом рамановской спектрометрии на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с микроскопом Olympus BX41 (РЦ Геомодель, шифр проекта СПбГУ 124032000029-9).

Установлено присутствие многочисленных первично-вторичных включений, представленных крупными водно-солевыми включениями, водно-солевыми с пузырьком метана, углекислотными включениями, а также углекислотными с кристаллом нахколита. Интересно присутствие немногочисленных, по-видимому, первичных, метановых флюидных включений, содержащих твердые фазы, представленные графитом, пиритом и сидеритом (по-видимому, более поздним, образовавшимся в процессе окисления). Для реконструкции эволюции состава флюида в процессе гранулитового метаморфизма было сконструировано псевдосечение T-fO_2 при заданном P = 4 кбар в условиях присутствия COH-флюида. Находки графита в первичных флюидных включениях позволяют допустить, что, по крайней мере, ранние, наиболее высокотемпературные парагенезисы гранулитов (*Pl* + *Opx* + *Crd* + *Ilm* + *Spl* + *Qz*, *Pl* + *Grt* + *Crd* + + *Ilm* + *Spl* + *Qz*) включали графит. В отличие от безграфитовых парагенезисов, поля которых расположены на уровне буфера QFM, поля парагенезисов с графитом располагаются в области крайне низких значений fO_2, значительно ниже QFM. По результатам моделирования в равновесии с такими парагенезисами находился существенно метановый флюид (мольная доля CH_4 около 0,80) с небольшой долей воды (мольная доля H_2O около 0,15).

В дальнейшем, при снижении температуры, по-видимому, происходил одновременный рост fO_2, и наиболее низкотемпературная ассоциация Pl + Grt + Crd + Ilm + Sil + Qz могла формироваться уже в отсутствие графита, в равновесии с существенно углекислотным флюидом (мольная доля CO_2 около 0,80) с небольшой долей воды (мольная доля H_2O около 0,15). При этом сложно судить, в какой именно момент эволюции метаморфического процесса произошел рост fO_2 и переход от графитсодержащих ассоциаций к безграфитовым.

Полученные результаты термодинамического моделирования в совокупности с данными изучения флюидных включений позволяют реконструировать эволюцию флюидного режима гранулитового метаморфизма пород оазиса Бангера следующим образом. Ранние, наиболее высокотемпературные парагенезисы содержали стабильный графит и формировались в восстановительной среде в присутствии существенно-метанового флюида, что подтверждается находками первичных флюидных включений, содержащих графит, метан и пирит. В дальнейшем, на фоне снижения температуры при гранулитовом метаморфизме, происходил рост fO_2, спровоцировавший переход к безграфитовым ассоциациям и изменение состава флюида, находящегося в равновесии с породой, в сторону водно-углекислотного. Это подтверждается находками первично-вторичных водно-солевых и углекислотных включений.

Таким образом, по крайней мере, на ранних стадиях гранулитового метаморфизма пород оазиса Бангера основной фактор, ограничивающий активность воды – высокое содержание метана во флюиде, которое, в свою очередь, является следствием высокого содержания углерода в породах (что нередко характерно для метапелитов) в сочетании с пониженной фугитивностью кислорода.

Литература

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Sheraton J.W., Tingey R.J., Black L.P., Oliver R.L. Geology of the Bunger Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations. Antarctic Sci. 1993. 5. P. 85–102.

Tucker N.M., Hand M., Clark C. The Bunger Hills: 60 years of geological and geophysical research. Antarctic Science. 2020. 32 (2). P. 85–106.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ХАПЧАНСКОЙ СЕРИИ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АНАБАРСКОГО ЩИТА)

Е. Ю. Акимова[1], Д. Р. Донченко[1], А. Д. Савельев[2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e.akimova@spbu.ru
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

В раннепротерозойских разрезах восточной части Анабарского щита (Хапчанская структурно-формационная зона) широко распространены линзовидные тела метакарбонатных пород среди глубоко метаморфизованных первично-осадочных пород хапчанской серии (Государственная…, 2016). Метакарбонатные породы характеризуются широкими вариациями минерального и химического состава, их тела нередко имеют сложное зональное строение. Ранее эти породы детально не изучались, не производилась их петрографическая типизация, отсутствуют сведения о геологической истории.В ходе полевых работ Анабарской партии-2 Института Карпинского на территориях Сергеевской (листы R-49-XXI, XXII) и Куонамской (R-49-XXIII, XXIV) площадей были изучены несколько линзовидных тел метакарбонатных пород.

В результате петрографического анализа, в соответствии с актуальной классификацией метакарбонатных пород, нами были выделены 4 группы метакарбонатов: чистые мраморы, силикатные мраморы (клинопироксен-форстеритовые, шпинель-форстеритовые с клиногумитом, клинопироксеновые, роговообманковые, кварц-щелочнополевошпатовые), карбонатно-силикатные породы (клинопироксеновые, скаполит-клинопироксеновые, гранат-клинопироксеновые, в т. ч. с везувианом, волластонитом), известково-силикатные породы (клинопироксеновые, скаполит-клинопироксеновые, гранат-клинопироксеновые).

Чистые мраморы почти нацело сложены кальцитом и доломитом, акцессорные минералы представлены титанитом, флогопитом, апатитом. В *силикатных мраморах* главными минералами являются карбонаты (доломит и кальцит), форстерит, клинопироксен, шпинель, скаполит. Второстепенные минералы представлены флогопитом, плагиоклазом (олигоклазом-альбитом), калиевым полевым шпатом, кальциевым амфиболом, кварцем; встречается акцессорный титанит. В породах присутствуют реакционные структуры: каймы мелкозернистого клинопироксена вокруг форстерита; скопления доломита вокруг шпинели; флогопит вокруг калиевого полевого шпата. В *карбонатно-силикатных породах* главные минералы представлены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом, кальцитом, скаполитом, клинопироксеном, гранатом. Второстепенные минералы: волластонит, везувиан; встречаются акцессорные титанит и апатит. Наблюдаются реакционные структуры – каймы мелкозернистого граната вокруг скаполита и волластонита. В *известково-силикатных породах* главными минералами являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, клинопироксен, скаполит, гранат; попадаются единичные зерна кальцита, эпидота, присутствует акцессорный титанит.

Химический состав метакарбонатных пород широко варьирует: в ряду от чистых мраморов к известково-силикатным породам наблюдается постепенный рост содержания SiO_2 и Al_2O_3 по мере уменьшения содержания CaO. У некоторых микроэлементов (Sc, V, Zn, Co), а также Ba, наблюдается положительная корреляция с содержаниями SiO_2 и Al_2O_3. Выявленные закономерности, по-видимому, отражают возрастание доли терригенной примеси в протолите метакарбонатных пород в обозначенном ряду.

В целях реконструкции PT-условий метаморфизма карбонатных пород хапчанской серии методом минимизации свободной энергии Гиббса в программном комплексе Perplex

© Акимова Е. Ю., Донченко Д. Р., Савельев А. Д.

(Connolly, 2005) были сконструированы диаграммы фазовых равновесий с полями устойчивости минеральных парагенезисов в P–T координатах (псевдосечения) в системе SiO_2-TiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-CO_2-H_2O. В расчетах использовались валовые химические составы силикатных мраморов, карбонатно-силикатных и известково-силикатных пород. Для моделирования условий участия в минералообразовании существенно-углекислотного флюида с небольшой долей воды было задано $X(CO_2) = 0{,}9$, в некоторых расчетах задавался чисто углекислотный флюид.

На псевдосечении для заданного состава силикатных мраморов поле парагенезиса *Cam* + *Cpx* + *Bt* + *Spl* + *Fo* + *Cal*, отмечаемого в изученном образце, расположено в области умеренных давлений (до 15 кбар) и высоких температур (примерно до 1100 °C), изолинии магнезиальности клинопироксена и глиноземистости амфибола позволяют конкретизировать PT-диапазон: 850–1000 °C, 5,4–10 кбар, что соответствует гранулитовой фации метаморфизма. При более низких температурах исчезает шпинель, и в ассоциациях появляется доломит.

Поле парагенезиса *Cpx* + *Pl* + *Scp* + *Ttn* + *Wo* + *Qz*, отмечаемого в изученном образце карбонатно-силикатных пород, также расположено в области умеренных давлений (до 8 кбар) и высоких температур (примерно до 1000 °C). Изолинии глиноземистости клинопироксена и анортитовой компоненты плагиоклаза позволяют конкретизировать PT-диапазон: 850–950 °C, 3,5–6,5 кбар, что также соответствует гранулитовой фации метаморфизма. Ассоциации с гранатом, отмечаемые в карбонатно-силикатных породах, по-видимому, имеют наложенный характер и формируются при более низких температурах и более высоких давлениях.

Наблюдаемый в известково-силикатных породах парагенезис *Cpx* + *Pl* + *Kfs* + *Grt* + *Scp* + + *Ttn* + *Qz* занимает область повышенных давлений 9–15 кбар и температур 750–950 °C (граница амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма). Изолинии магнезиальности и глиноземистости клинопироксена, мейонитовой компоненты скаполита ограничивают эту область в интервале давлений 10,5–15 кбар и температур 830–960 °C. При более низких температурах появляется кальцит.

Таким образом, результаты термодинамического моделирования фиксируют, по-видимому, два разных метаморфических события в геологической истории метакарбонатных пород: более ранний высокотемпературный низкобарический метаморфизм гранулитовой фации и наложенный умереннобарический метаморфизм, характеризующийся чуть более низкими температурами (граница амфиболитовой и гранулитовой фаций). Отметим, что схожие оценки параметров метаморфизма получены для гнейсов хапчанской серии (Юрченко и др., 2024).

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленёк. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.

Юрченко А. В., *Скублов С. Г.*, *Гусев Н. И.*, *Романова Л. Ю.* Особенности состава минералов и параметры метаморфизма гранулитов Хапчанского орогенного пояса (Анабарский щит) // Записки Российского минералогического общества. 2024. Ч. CLIII. 4. С. 13–37.

Connolly J. A. D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 236. Iss. 1–2. P. 524–541.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ: НЕОБХОДИМОСТЬ РЕВИЗИИ НА ОСНОВАНИИ ВОЗРАСТА И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. В. Акинин

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан, akinin@neisri.ru

В процессе государственного геологического картирования выделено избыточное количество магматических комплексов, которые не различаются существенно ни по возрасту, ни по составу. В определении магматического комплекса [Петрографический…, 2008] отсутствует такой важный компонент, как металлогения или оценка соотношения комплекса с оруденением как по времени формирования (дорудный, синрудный, пострудный), так и по связям генетического уровня. Широкое введение в оборот в последние десятилетия более надежных и хорошо воспроизводимых изотопно-геохронологических методов датирования по минералам (U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$, Re-Os) ставит вопрос о необходимости ревизии выделенных ранее магматических комплексов на Северо-Востоке России, а также позволяет более обоснованно оценивать возраст главных золоторудных месторождений, что важно для металлогенических построений и научно-обоснованного направления поисков и разведки. При оценке надежности изотопно-геохронологических дат, кроме воспроизводимости, важны такие понятия, как конкордантность и антекристовая-ксенокристовая природа циркона (U-Pb метод), статистическая валидность и согласованность плитного и изохронного возраста ($^{40}Ar/^{39}Ar$), критерии различия изохрон и эрохрон (Sm-Nd, Rb-Sr). Для особых спорных и сложных случаев целесообразно U-Pb датирование циркона референтным методом CA-TIMS. При этом, согласованность геохронологических данных с геологическими взаимоотношениями предполагается априори (надежное и обстоятельное геологическое обоснование взаимоотношений магматических и рудоносных тел с надлежаще оформленной документацией ключевых обнажений).

В Яно-Колымской золотоносной провинции выделено достаточно большое количество магматических комплексов преимущественно гранитоидного ряда (уаза-инский, верхнеколымский, биликанский, сылгыбыстахский, колымский, негаяхский, басугуньинский, сибердыкский, нера-бохапчинский, сохатиный, каньонский и др. [Кузнецов и др, 2008; Шпикерман и др., 2016]. Большой объем выполненных в последние годы работ по U-Pb датированию циркона в интрузиях упомянутых выше магматических комплексов и особенности их состава показали, что такое подробное деление является избыточным и нерациональным. Надежно по возрасту можно выделить только три магматических комплекса – позднеюрские нера-бохапчинский и колымский (150±5 млн лет) и подчиненный позднемеловой омсукчанский (87–83 млн лет). Так, в южной части Верхояно-Колымской орогенной области (Иньяли-Дебинский синклинорий и Аян-Юряхский антиклинорий) U-Pb SIMS-методом по циркону датировано более 50 батолитов, штоков и даек преимущественно гранитоидов [Akinin et al., 2020]. При преобладающем общем интервале средневзвешенных $^{206}Pb/^{238}U$ дат для разных интрузий от 155 до 145 млн лет, пик гранитного магматизма приходится на титон (около 150±3 млн лет, N = 170 обр.). Для петротипических верхнеюрских интрузий, относимых ранее к разным магматическим комплексам (колымский комплекс, включающий батолиты Главного пояса – Чьерго, Большой Анначаг, Малый Анначаг, Большие Пороги, Малых Порогов, Оханджа, Тас-Кыстабыт; сибердыкский, негаяхский и басугуньинский комплексы с петротипическими массивами Сибердыкский, Негаяхский, Басугуньинский) U-Pb даты

© Акинин В. В.

по циркону варьируют около 150±3 млн лет. Все упомянутые интрузии сложены известково-щелочными ильменит-биотитовыми гранитоидами с характерными Nb-Ta негативными аномалиями. Среди них не выявлены признаки типичных коллизионных гранитов S-типа: двуслюдяные разности, цирконы, содержащие многочисленные и разновозрастные домены в ядрах. Эти обстоятельства позволили исключить их коллизионную природу [Акинин и др., 2009] и мы предлагаем сейчас объединить их в один колымский комплекс гранитов смешанного I и S-типа. Такие батолиты и крупные интрузии не вмещают золоторудные орогенные и золото-редкометалльные месторождения. Близкие батолитам по возрасту многочисленные рои даек и мелких штоков гранитоидов и лампрофиров в провинции, от носимые к нера-бохапчинскому и басугуньинскому комплексам, напротив, являются структурно-литологическими ловушками для размещения золотого орогенного и золото-редкометального оруденения. Эта значимая металлогеническая особенность позволяет заключить о целесообразности выделения нера-бохапчинского комплекса малых интрузий и даек.

Прямое определение возраста золотого оруденения в Яно-Колымской провинции $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по жильным минералам и Re-Os изохронным методом по сульфидам и самородному золоту показало существенное расхождение с возрастом магматизма [Ньюберри и др., 2000; Акинин и др., 2023]. Наиболее надежные оценки возраста орогенной золоторудной минерализация золото-кварцевой формации в южной части Верхояно-Колымской области получены для крупнейшего месторождения Наталка (Магаданская область). Первые прямые определения возраста рудной минерализации Re-Os методом по арсенопириту и самородному золоту, а также $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по жильному мусковиту показали валанжинские даты от 136 до 132 млн лет [Акинин и др., 2023]. Проявлений магматизма такого возраста в провинции не известно, на этом основании формирование орогенной золото-кварцевой минерализации мы связываем с метасоматозом, инициированным либо региональными сдвиговыми деформациями, либо палеосейсмическими событиями.

Наиболее сложная и запутанная картина оценок возраста эпитермальной золоторудной минерализации наблюдается в Охотско-Чукотском поясе. Учитывая большую мощность и разнообразие избыточно выделяемых геологами вулканогенных свит и толщ, привязка их к дорудным, синрудным и пострудным образованиям не всегда надежно определена и дискутируется. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст адуляра из золотоносных жил ключевых эпитермальных месторождений пояса (Купол, Дукат, Карамкен, Невенрекан) показывает не менее трех этапов рудообразования.

Для выделения магматических комплексов в конкретной структурной зоне или магматическом поясе предлагается в качестве главных критериев использовать близкий возраст и взаимоотношение с оруденением.

Литература

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х и др., U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады академии наук. 2009. Т. 426, № 2. С. 216–221.

Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О., Сергеев С.А., Сидоров В.А. Возраст орогенного золоторудного месторождения Наталка (U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$, Re-Os ограничения) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 62–79.

Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-56. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.

Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}Ar/^{39}Ar$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. Т. 1. С. 181–205

Петрографический кодекс России. Издание второе. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Шпикерман В.И., Полуботко В.И., Васькин И.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-55. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 522 с.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Reviews. 2020. V. 208. P. 103–272.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ПОЯСА ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

В. И. Алексеев

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, alekseev_vi@pers.spmi.ru

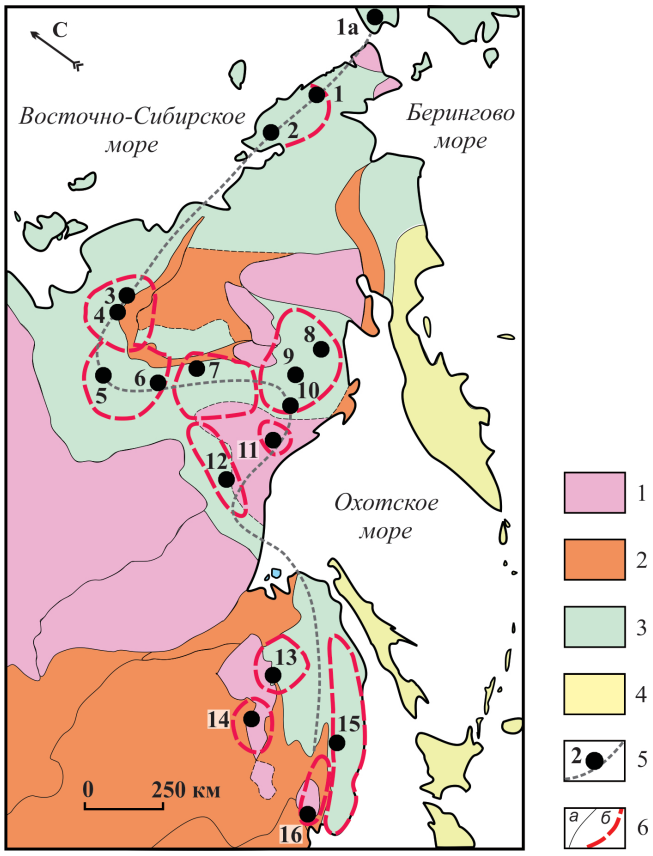
Решениями Всероссийского совещания «Состояние и перспективы развития Государственного геологического картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа» 2022 года предусматривается усиление прогнозно-поисковой эффективности геологического изучения недр. Мониторинг листов Госгеолкарты-1000 в рамках Единой геолого-картографической модели масштаба 1 : 1 000 000 позволяет оптимизировать процедуру корреляции плутонических комплексов российского сектора Тихоокеанского рудного пояса и определить регионально-геологическую позицию редкометалльно-оловоносных литий-фтористых гранитов (ЛФГ) Дальневосточного региона.

Малые размеры комплексов ЛФГ препятствуют их непосредственному мелко- и среднемасштабному картированию, но мониторинг материалов Госгеолкарт-1000 в рамках Чукотской, Верхояно-Колымской и Дальневосточной серийных легенд, а также использование авторских и опубликованных данных позволяют выделить плутонические серии с ЛФГ и перспективные площади с прогнозными ресурсами редких металлов, олова и вольфрама. В состав выделенных серий входят: 1) позднеюрско-раннемеловые комплексы диорит-гранодиоритовой и гранитовой формаций; 2) ранне-позднемеловые комплексы монцонит-сиенитовой и гранит-граносиенитовой формаций; 3) ранне-позднемеловые комплексы лейкогранитовой и аляскитовой формаций; 4) позднемеловые комплексы формации редкометалльных литий-фтористых гранитов.

Ареалы плутонических серий с ЛФГ образуют трансрегиональный Дальневосточный пояс ЛФГ – главную металлогеническую структуру внешней зоны Тихоокеанского пояса [1]. В состав пояса входят глубинные очаговые структуры, контролирующие гранитоидные серии и рудные районы, которые объединены в 11 мегаструктур в пределах трех гранитоидных провинций: Новосибирско-Чукотской, Яно-Колымской и Сихотэ-Алинской. На рисунке показаны очаговые мегаструктуры и 16 ареалов плутонических серий с ЛФГ: 1 – Иультинской, 1а – Лост-Ривер, Аляска; 2 – Куйвиваем-Пыркакайской, 3 – Центрально-Полоусной, 4 – Депутатской, 5 – Центрально-Янской, 6 – Южно-Янской, 7 – Чибагалах-Эрикитской, 8 – Южно-Омсукчанской, 9 – Оротуканской, 10 – Аян-Юряхской, 11 – Нилгысыгской, 12 – Акачанской, 13 – Верхнеурмийской, 14 – Хинганской, 15 – Бикино-Малиновской, 16 – Ханкайской.

Плутонические серии Дальневосточного пояса ЛФГ характеризуются сходством состава, рудоносности и возраста гранитоидных комплексов. Для комплексов гранитов характерны конкордантные батолиты, куполообразные интрузивы и штоки площадью от десятков до 1500 км^2. Комплексы монцогранитов включают небольшие резко дискордантные одно-двухфазные штоки, плитообразные интрузии, дайки, реже средние и крупные интрузивы площадью до $n \cdot 100$ км^2. Лейкограниты слагают средние (10–350 км^2) конкордантные и дискордантные двух-трехфазные залежи и штоки. ЛФГ образуют комплексы малых (1–5 км^2) интрузий, – штоков, гарполитов, этмолитов, и дайковые поля онгонитов. Основной объем гранитов и монцогранитов сформировался в раннем мелу, а пик магматизма приходится на границу раннего и позднего мела (100 ± 10 млн лет) [2]. Комплексы рудоносных гранитоидов возникли в позднем мелу, в том числе малообъемные комплексы редкометалльных ЛФГ [1].

© Алексеев В. И.



Ареалы плутонических серий Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов на схеме тектонического районирования Азии [3]:

1 – кратоны и срединные массивы; *2* – складчатые системы домезозойской консолидации; *3–4* – зоны мезо-кайнозойской консолидации Тихоокеанского рудного пояса: внешняя олово-вольфрамовая (3) и внутренняя медная (4); *5* – линия простирания Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов, ареалы плутонических серий и их номера; *6* – границы тектонических зон (*а*) и кольцевых мегаструктур (*б*).

Проведенные исследования открывают возможности прогнозирования рудоносных ЛФГ и сопряженных крупных редкометалльных и вольфрамово-оловорудных месторождений, таких как Пыркакайские штокверки, Одинокое, Депутатское, Правоурмийское, Кестер, Тигриное, Забытое, Вознесенское и др. Главным является комбинированный цвиттер-турмалинитовый промышленный тип месторождений Sn, W, Li, F с попутными Ta, Nb, In, Bi, Cu, Rb, Be, Cs, Sc, U, Ge, Tl, который связан с пыркакайским, кайнваамским, омчикандинским, кестерским, эрикитским, невским, оротуканским, нилгысыгским, правоурмийским, тигриным, вознесенским комплексами ЛФГ. Имеет перспективы кварцево-топазово-жильный промышленный тип оруденения (Sn, W, Bi, Cu, In, Nb), генерированного иультинским, омчикандинским, бутугычагским, акачанским, обманийским комплексами. Выделен редкометалльно-гранитовый промышленный тип (Sn, W, Ta, Nb, REE), включающий ЛФГ омчикандинского, кестерского, тигриного, вознесенского комплексов.

Литература

1. *Алексеев В. И.* Типовая интрузивная серия Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов и ее рудоносность // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 377–392.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Книга 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Tectonic map of Northern, Central and East Asia and adjacent regions of scale 1 : 2 500 000 / Ed. S. P. Shokalsky, I. L. Pospelov, Chen Bin Vey [etc.]. SPb.: VSEGEI, 2013.

ТРИ ВЕТВИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БИМОДАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

О. А. Андреева, В. М. Саватенков, В. В. Ярмолюк, И. А. Андреева, А. И. Усольцева, J.-Q. Ji, J. Zhou

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

Были установлены три ветви эволюции магм бимодальных вулканических ассоциаций позднекайнозойской внутриплитной магматической провинции Центральной и Восточной Азии: толеитовая, щелочная и высокощелочная. Природа различий в составе исходных магм определялась особенностями вовлечения мантийного субстрата в область частичного плавления. Образование толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь обуславливало плавление надсубдукционно измененного перидотита литосферной мантии при высоком долевом участии эклогитового компонента. По мере исчерпания вещества эклогита происходило реакционное взаимодействие толеитового расплава с фертилизированным мантийным перидотитом с образованием пироксенита. Совместное частичное плавление образовавшегося пироксенита и перидотита астеносферной мантии порождало щелочнобазальтовые расплавы, участвовавшие в становлении вулкана Чанбайшань. При формировании базитовых расплавов плато Удокан предполагается участие незначительной доли эклогитового материала, который мог присутствовать в литосферной мантии, но практически полностью вовлекался через плавление в метасоматическую реакцию с перидотитом с образованием кремний-дефицитного гранатового пироксенита. Частичное плавление перидотита метасоматизированной литосферной мантии и гранатового пироксенита приводило к появлению кремнедефицитных базитовых расплавов, формировавших лавовое плато Удокан. Дальнейшая эволюция образовавшихся расплавов протекала по трем независимым сценариям. Первый, описывающий изменение составов толеитовых магм, реализовывался сначала согласно феннеровскому тренду кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов, который с началом фракционирования титаномагнетита при достижении высоких содержаний FeO (до 15–20 мас. %) сменялся на боуэновский тип дифференциации, приводящий к образованию трахитовых магм. Второй сценарий, полностью отвечающий боуэновскому тренду фракционной кристаллизации, характерен для щелочных магм вулкана Чанбайшань, глубокая дифференциация которых в системе малоглубинных магматических камер приводила к появлению трахит-комендит-пантеллеритовой ассоциации, резко обогащенной редкими и редкоземельными элементами. Третий сценарий формирования щелочных трахитов лавового плато Удокан осуществлялся при сочетании процессов кристаллизационной дифференциации боуэновского типа с контаминацией трахитовых расплавов веществом архейско-протерозойского фундамента по мере их фракционирования в системе периферических магматических очагов. Таким образом, во внутриплитных обстановках в зависимости от степени вовлечения различного мантийного субстрата, определяющего общую схему дальнейшей эволюции магм, могут возникать щелочно-салические породы как умеренно, так и резко обогащенные редкими элементами, вплоть до достижения рудных концентраций.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-27-00083 «Источники вещества и поведение редких элементов при эволюции магм сосуществующих кайнозойских толеитовых и щелочных бимодальных серий на примере вулканического ареала Чанбайшань (северо-восточный Китай) и лавового поля Удокан (Россия)» (рук. О. А. Андреева).

© Андреева О. А., Саватенков В. М., Ярмолюк В. В., Андреева И. А., Усольцева А. И., Ji J.-Q., Zhou J.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ РАСПЛАВОВ

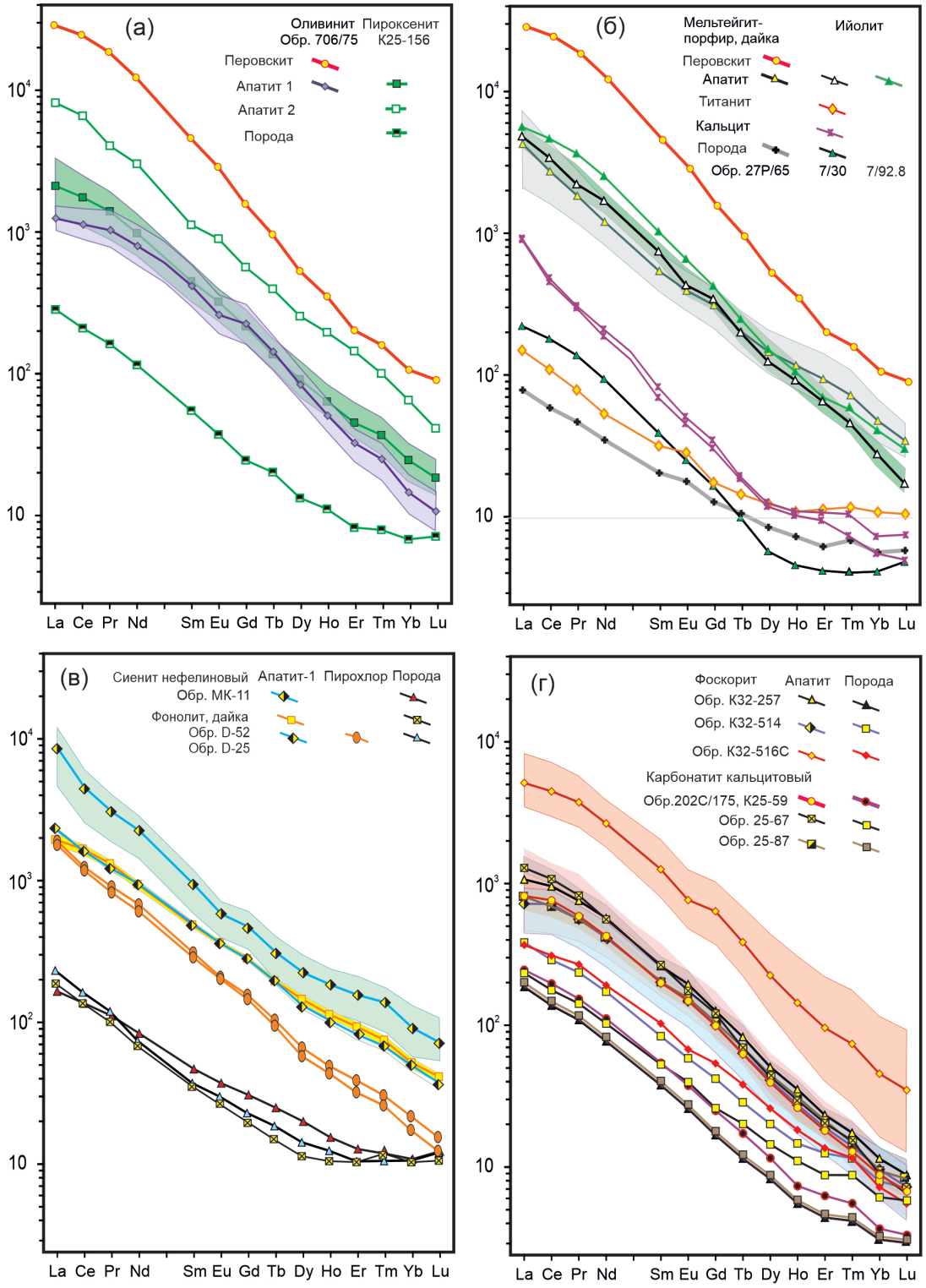
А. А. Арзамасцев[1], Ю. Н. Кузнецова[2], Б. В. Беляцкий[3], А. В. Антонов[3], Е. Н. Лепехина[3], С. А. Сергеев[3]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург
[3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

С целью изучения трендов эволюции щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции изучено распределение редкоземельных (REE) элементов в акцессорных и породообразующих минералах, а также породах ряда оливинит – клинопироксенит – мелилитолит – мельтейгит – ийолит – нефелиновый сиенит – фоскорит – карбонатит на примере Ковдорского массива. Содержания REE и других микроэлементов получены для апатита, перовскита, титанита, пирохлора, магнетита, кальцита, оливина, мелилита, клинопироксена, нефелина. Наиболее низкие суммарные концентрации REE а также значения коэффициента ($(La/Yb)_N$ = 11,7–17,4) установлены в оливинитах массивов Ковдор, Лесная Варака и Салмагора. В отличие от этого, пироксениты большинства массивов, содержащие перовскит и, в меньшей степени, апатит, обогащены REE относительно среднего состава щелочно-ультраосновных пород. Показано, что для первичных оливин-меланефелинитовых расплавов щелочно-ультраосновной серии характерна ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратором REE (рисунок, *а*). Кристаллизация раннемагматического апатита-1 и его последующая перекристаллизация приводит к формированию апатита-2, обогащенного REE за счет частичного растворения первичного перовскита и его перекристаллизации. В более эволюционированных членах породной серии – мельтейгите и ийолите содержание REE контролируется преимущественно апатитом, но в этих породах сохраняются реликты перовскита и присутствуют новообразования низкоредкоземельного титанита (рисунок, *б*). В нефелиновых сиенитах Ковдора, а также дайковых аналогах сиенитов – фонолитах наряду с апатитом концентратором REE является пирохлор (рисунок, *в*). Для апатита из фоскоритов и карбонатитов Ковдора характерны умеренные содержания REE (рисунок, *г*), не превышающие в сумме 1000 г/т. Исключение составляют перекристаллизованные разновидности фоскоритов, в которых суммарные содержания REE достигают значений 10000 г/т и более. Таким образом, ранняя кристаллизация перовскита совместно с оливином и клинопироксеном уже на начальных этапах эволюции силикатного щелочно-ультраосновного расплава привела к обогащению REE пироксенитовых кумулатов (ΣREE > 2000 г/т) и обеднению редкими землями ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов, суммарное содержание REE в которых варьирует в пределах 200–500 г/т. Карбонатиты и фоскориты характеризуются концентрациями REE в пределах (200–1500 г/т), но в отдельных разновидностях суммарное содержание REE часто превышает 3000 г/т, что связано с присутствием значительных количеств не только апатита, но и анкилита (Ce) и других минералов редких земель. Таким образом, анализ распределения REE в породах Ковдорского, Африкандского, Вуориярвинского, Салмагорского массивов показывает, что в ряду дифференциатов щелочно-ультраосновной серии максимальные концентрации лантаноидов наблюдаются не в поздних ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватах, а в породах, образованных на начальных этапах формирования интрузивной серии.

© Арзамасцев А. А., Кузнецова Ю. Н., Беляцкий Б. В., Антонов А. В., Лепехина Е. Н., Сергеев С. А.

Данные по щелочным интрузиям других провинций (интрузии Маймеча-Котуйской провинции, Ю. Сибири, Вост. Африки) показывают, что эта закономерность имеет общий характер, свойственный многим щелочно-ультраосновным сериям.



Хондрит-нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в апатите, перовските, титаните, пирохлоре, кальците и содержащих эти минералы щелочно-ультраосновных породах: оливините и пироксените (*а*), мельтейгит-порфире и ийолите (*б*), нефелиновом сиените и фонолите (*в*), фоскорите и карбонатите (*г*). Нормализующие факторы по (Anders and Grevesse, 1989).

АНОМАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ДОВЫРЕНСКИХ МАГМ: ОТ НЕОАРХЕЙСКОГО ПРОТОЛИТА К ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ ИСТОРИИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

А. А. Арискин[1], Ю. А. Костицын[2], Е. О. Дубинина[3], С. Г. Тессалина[4], И. В. Пшеницын[2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ariskin@rambler.ru
[2] Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[4] Центр изотопных исследований университета Кертина, Перт, Австралия

Введение. Йоко-Довыренский расслоенный массив (~26 × 3 км, далее Довырен) залегает среди карбонатно-терригенных толщ Северного Прибайкалья и входит в состав Довыренского интрузивного комплекса, возрастом ~728 млн лет [1]. Помимо главного интрузива к нему относятся габбро-перидотитовые силлы и дайки лейкократовых габброноритов [2]. Стратиграфический разрез Довырена включает (снизу вверх) закаленные габбронориты, плагиоперидотиты, дуниты, троктолиты, оливиновое габбро, оливиновые габбронориты кварцевые габбронориты и Pig-содержащие габбро. Прикровельную часть прорывают габбро-пегматиты и кварцевые гранофиры, тогда как зона верхнего эндоконтакта сложена мелкозернистыми габброноритами. Интрузивные и субвулканические тела перекрываются эффузивными андезибазальтами Сыннырского хребта. Петрологические аспекты дифференциации довыренских магм рассмотрены в [2]. Ниже представлены важнейшие результаты изотопно-геохимических исследований главных типов пород, которые проводились в период 2015–2023 гг. и включали изучение трех радиогенных изотопных систем (Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os), а также изотопного состава серы и кислорода в рудоносных и слабо минерализованных габброидах и ультрамафитах [1–5].

Изотопия кислорода изучена в 33 монофракциях оливина, отобранных из плагиоклазовых перидотитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Довырена [3]. Для наиболее свежих и неконтаминированных коровым материалом пород величины $\delta^{18}O$ попадают в интервал 5,8 ± 0,2 ‰ (n = 27). В случае дунитов, контаминированных карбонатным материалом, наблюдается значимое возрастание величин $\delta^{18}O$ до 6,2 ± 0,3 ‰. Эти величины близки к характеристикам рудоносных комплексов Бушвельда и Джинчуаня.

Изотопный анализ серы проведен на фракциях сульфидов и методом LAICP-MS в аншлифах, представляющих главные типы пород в стратиграфических разрезах Довырена (24 образца) и ~300 м раздува рудоносного апофиза DV10 в срединной части интрузива [4]. В обоих случаях установлены широкие вариации $\delta^{34}S$ – примерно от –2 ‰ до +10 ‰. Общей особенностью является устойчивость изотопного состава во внутренних частях интрузивных тел (вокруг нулевого значения ±1 ‰ для Довырена и примерно +2,5 ‰ для апофиза) и сильные вариации вблизи контактов. Максимальное обогащение сульфидов тяжелой серой проявлено в подошве интрузивных тел. Объяснение высоких значений $\delta^{34}S$ в низах рудоносного апофиза дается с позиций поступления в магматическую систему контактово-метаморфического H_2S-содержащего флюида, образованного при термическом разложении пирита в процессе дегидратации вмещающих толщ [4].

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем для 24 интрузивных пород (включая силлы) и пяти вулканитов показали, что ¾ значений формируют устойчивый кластер составов с экстремально-обогащенными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (0,7094–0,7149 при t = 728,4 млн лет)

© Арискин А. А., Костицын Ю. А., Дубинина Е. О., Тессалина С. Г., Пшеницын И. В.

и низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, варьирующими от –16,1 до –13,2 [1]. Эти наблюдения привели к выводу о существовании изотопно-аномального верхнерифейского источника, протолитом которого могли являться продукты частичного плавления и/или метасоматизации неоархейской мантии на рубеже ~2,7–2,8 млрд лет [1,2].

Важное наблюдение состоит в том, что максимальную степень обогащения демонстрируют породы эндоконтакта ($^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0{,}71387 \pm 0{,}00010$, $\varepsilon_{Nd}(t) = -16{,}09 \pm 0{,}06$), которые кристаллизовались из наиболее высокомагнезиальной исходной магмы, равновесной с оливином Fo88. Расположенные выше дуниты, троктолиты и габброиды демонстрируют менее обогащенные характеристики, которые можно связать с частичной контаминацией вмещающих пород in situ или в процессе внедрения магмы.

Исследования Re-Os изотопной системы проведены на образцах закаленного габбронорита, пикродолерита, плагиоперидотита, плагиодунита и слабо минерализованных троктолита и платинометальных анортозитов Довырена [5]. В дополнение изучены образцы глобулярной и сидеронитовой руды из апофиза DV10. При пересчете $\gamma Os(t)$ на возраст $t = 728$ Ma изотопные составы образуют три кластера в координатах $\gamma Os(t)$ – $^{187}Re/^{188}Os$: (1) наиболее радиогенные значения $\gamma Os(t)$ 10,5 и 10,0 установлены для закаленного габбронорита Довырена и приконтактового габбронорита DV10; (2) плагиодунит, троктолит и сульфидные руды демонстрируют промежуточные значения $\gamma Os(t)$ 7,3–8,7, (3) базальные породы (оливиновый габбронорит, плагиоперидотит) и ЭПГ-минерализованный анортозит характеризуются примитивными значениями $\gamma Os(t)$ в диапазоне 4,5–5,6. Наиболее радиогенные значения $\gamma Os(t)$ при максимальном обогащении изотопом ^{34}S согласуются с гипотезой о роли метаморфогенного H_2S-содержащего флюида на контактах интрузивных тел.

Принципиальный результат состоит в том, что базальные породы Довырена с наименее радиогенными характеристиками Re-Os системы отвечают продуктам кристаллизации наиболее магнезиальной магмы с максимальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ и $\varepsilon_{Nd}(t)$ около –16. Подобные корреляции можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу существования изотопно-аномального источника довыренских магм, протолитом которого явилась неоархейская мантия, испытавшая частичное плавление, возможно на фоне метасоматизации или частичной контаминации коровых пород на ранних стадиях аккреции Сибирского кратона. Данные по геохимии реликтовых зерен граната, обнаруженных в комагматичных Довырену сыннырских метавулканитах, приоткрывают завесу над природой этого протолита.

Литература

1. *Арискин А. А., Данюшевский Л. В., Конников Э. Г.* и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
2. *Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G.* et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 242–262.
3. *Арискин А. А., Фомин И. С., Дубинина Е. О.* и др. Изотопный состав кислорода в оливине и расплавах из кумулатов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2021. Т. 66. № 2. С. 145–160.
4. *Арискин А. А., Пшеницын И. В., Дубинина Е. О.* и др. Изотопный состав серы в оливиновых габброноритах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 569–587.
5. *Ariskin A., Tessalina S., Kostitsyn Yu.* et al. Re-Os systematics in the layered rocks and Cu-Ni-PGE sulfide ores from the Dovyren Intrusive Complex in Southern Siberia, Russia: Implications for the original mantle source and the effects of two-stage crustal contamination // Minerals. 2023 V. 13(11). 1356. *https://doi.org/10.3390/min13111356.*

МАГМАТИЗМ ЭОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ШАХДАГСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАН)

Т. Г. Ахмедова

Институт геологии и геофизики Министерства науки и образования Азербайджанской Республики, Баку, Азербайджанская Республика, axmadova_t@mail.ru

Эоценовый магматизм Центральной части Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в Шахдагском прогибе. Последний в тектоническом отношении разделяется Мровдагским межзональным разломом от расположенной к северу Лок-Карабахской энсиалической палеостроводужной системы, а на юге соприкасается с Малокавказским офиолитовым швом. В геологическом строении Шахдагского прогиба участвует мощная толща (свыше 3000 м) осадочно-вулканогенных и собственно вулканогенных комплексов средне- и верхнеэоценового возраста, прорванных многочисленными гранитоидными интрузивами, формационная и сериальная принадлежность которых рассмотрены в (1) Представления о существовании среднеэоценового и позднеэоценового этапов вулканизма в Шахдагском прогибе, продукты которых представлены последовательно проявленными основными, средними и кислыми вулканитами, общепризнаны. Изучение петрологии магматических комплексов на стыке подобных структурных элементов, формирующихся в различных геодинамических обстановках, является актуальным не только для понимания развития этих совмещенных структур, но и для реконструкции геодинамической обстановки в эоценовых бассейнах. С целью установления геодинамической природы эоценового вулканизма произведено сопоставление эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба с современными аналогами по содержанию микроэлементов (2). В результате получено следующее: рассматриваемые вулканиты по содержанию V, Cr, Ni и Co занимают промежуточное положение между таковыми островных дуг и континентальных рифтов; по концентрации Sc среднеэоценовые вулканиты сопоставляются с островодужными, а верхнеэоценовые – с континентальными рифтогенными породами; по отношению K/Rb и K/Zr вулканиты Шахдагского прогиба сопоставимы с таковыми вулканитами островных дуг; в среднеэоценовых вулканитах отношение La/Yb изменяется в интервале 5–10, что характерно для вулканитов островных дуг. Значение этого отношения и в породах верхнего эоцена несколько повышено до 8–19, что является свидетельством вероятности смены геодинамического режима проявления вулканизма от сжатия к растяжению в течение эоценового этапа; процессы коровой контаминации и ассимиляции играли существенную роль в петрогенезисе исследованных вулканических серий. Свидетельством этого является наличие Eu – аномалия в эоценовых вулканитах. В петрологическом отношении эоценовый магматизм Шахдагского прогиба соответствует магматизму зон сопряжения типа островных дуг и континентального рифта. Эоценовый вулканизм развивался унаследованно, с образованием пород последовательного ряда – от базальта до риолита, входящего в состав трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-трахириолитовой формации. По химическому составу вулканиты Шахдагского прогиба подразделены на три петрохимические серии, различающиеся главным образом по уровню общей щелочности: нормальной, субщелочной и щелочной. Среди пород указанных серий отмечаются разновидности с высокими и относительно низкими содержаниями калия, из которых первые пространственно тяготеют к осевой полосе, а вторые – к бортовым зонам Шахдагского прогиба, что подчеркивает наличие латеральной зональности в распределении щелочных элементов. Закономерности формирования пород различных серий в пределах Шахдагского прогиба заключается в смене во времени проявлений ранней известково-щелочной,

© Ахмедова Т. Г.

субщелочной, а затем щелочной серий, что специфично для магматизма современных островных дуг и активных континентальных окраин. В то же время проявление щелочных калиевых серий типа щелочной трахидацит-пантеллерит-комендитовой, не свойственной островным дугам, но характерной для рифтогенной геодинамической обстановки носит эпизодический характер. Представители пород всех выделенных серий встречаются в одном вулканическом ареале, а установленная сериальная неоднородность последнего обусловлена особенностями толеитовой оливин-базальтовой магмы островодужного типа, которая является исходной для эоценовых вулканических ассоциаций. Петрохимические параметры рассматриваемых пород позволили выделить 21 вид типовых пород, которые были объединены в 13 семейств, из коих 3 относятся к нормальным (базальты, андезибазальты и андезиты), 7 – к субщелочным (субщелочной базальт, трахибазальт, трахиандезибазальт, латит, трахиандезит, кварцевый латит, субщелочной трахит, трахидацит, трахириодацит, трахириолит и 3 – к щелочным (щелочной трахидацит, пантеллерит и комендит), которые установлены впервые нами (3). Одной из важнейших особенностей Шахдагского прогиба, которая проявилась в эоценовое время, является совмещение в пространстве или смена во времени разнородных геодинамических режимов – доминирующей обстановки сжатия, сопровождаемой известково-щелочным и субщелочным магматизмом, с обстановкой растяжения, которой сопутствует щелочной магматизм. Эволюция геодинамического режима от сжатия к растяжению приближает вулканизм Шахдагского прогиба к Камчатскому. Наблюдаемая смена по латерали пород известково-щелочной и субщелочной серий (обстановка сжатия) щелочной (обстановка растяжения), а также почти полное отсутствие пород толеитовой серии, не укладывается в рамки простых геодинамических обстановок. Поэтому не исключено, что проявление эоценового вулканизма в Шахдагском прогибе произошло в сложной геодинамической обстановке в результате совмещения двух геодинамических обстановок – островных дуг и континентального рифтогенеза. Выявленные нами особенности эоценового магматизма на примере Шахдагского прогиба являются косвенным свидетельством завершения субдукции и начавшихся процессах коллизии в позднем эоцене в пределах Центральной части Малого Кавказа. (4)

Таким образом, основываясь на вышеизложенном, Шахдагский прогиб можно отнести к автономно развивающейся самостоятельной генетической группе, сочетающей в себе признаки сходства как островных дуг, так и континентальных рифтов.

Литература

Абдуллаев Р.Н. и др. 1990. Новые данные о минералогии и петрографии эоценовых вулканитов Шахдагского синклинория (Малый Кавказ). ДАН Аз. ССР XVI, 4–5, 41–44.

Мустафаев М.А., Ахмедова Т.Г., Самедова Р.А. и др. 1998. Эоценовые вулканические комплексы Шахдагского синклинория и их петрологические особенности (Малый Кавказ) Изв. АН. Серия наук о Земле № 1, 42–46.

Ахмедова Т.Г. 2000. Петрология эоценовых вулканических комплексов Шахдагского прогиба Малого Кавказа. Автореферат канд. дисс. Баку, с. 23.

Мустафаев М.А. Ахмедова Т.Г. 2000. Особенности эоценового вулканизма зоны сочленения островодужных рифтогенных систем Малого Кавказа /Азербайджан/ Мат-лы XI Межд. научно-практ. геол. конф. Ессентуки, с. 191–199.

PETROGENETIC FEATURES OF THE FORMATION OF UPPER CRETACEOUS MAGMATIC COMPLEXES OF THE KHOJAVAND SUBZONE OF THE LESSER CAUCASUS (AZERBAIJAN)

G. J. Babayeva, M. Y. Hasanguliyeva, F. H. Sariyev

Institute of Geology and Geophysics of Ministry of Science and Education of the Republic of Azerbaijan, Baku, Republic of Azerbaijan, gultekin_babayeva@rambler.ru

The Khojavand subzone is a part of the Goycha-Hekari structural-formational zone, bordered by the Agdam and Karabakh subzones to the northwest, and the Azikh and Araz subzones to the south and southwest. Trachybasalt-trachydolerite complexes in the early phase and tephrite-teshenite complexes in the late phase of the Santhonian stage of its geological development were formed (Babayeva, 2024, Mammadov et al., 2023, Sariyev, 2025). The rocks of both complexes, undergoing weak changes in accordance with the general evolutionary process, were partially enriched with rare earth elements. Thus, light rare earth elements (lanthanum, cerium and neodymium) are present in the rocks of the trachybasalt-trachydolerite complex in a slightly higher concentration than in the tephrite-teshenite complex.

The REE patterns (normalized to C1 chondrite) of the rocks of both complexes (fig. 1, *a*, *b*) are parallel to each other. Hence, by considering mineralogical, petrogeochemical and geological features, it can be shown that the initial melt of both complexes were formed as a result of the gradual melting of the metasomatically altered upper mantle substrate. Therefore, it can be directly stated that both complexes are comagmatic. A significant difference in the distribution of rare earth elements is observed in the evolved varieties of the trachybasalt-trachydolerite complexes (fig. 1, *a*). Similar behavior is observed in clinopyroxene and analcime trachybasalts. However, a weak maximum is observed in plagioclase trachybasalts. A weak europium maximum is observed in the patterns of plagioclase trachybasalts, and normal behavior of rare earth elements are observed in the other rocks (fig. 2).

As can be seen in Figure 2, the metasomatic altered garnet-spinel upper mantle substrate has melted up to 0,01 % to formed subalkaline olivine basaltic magma. The partially depleted substrate

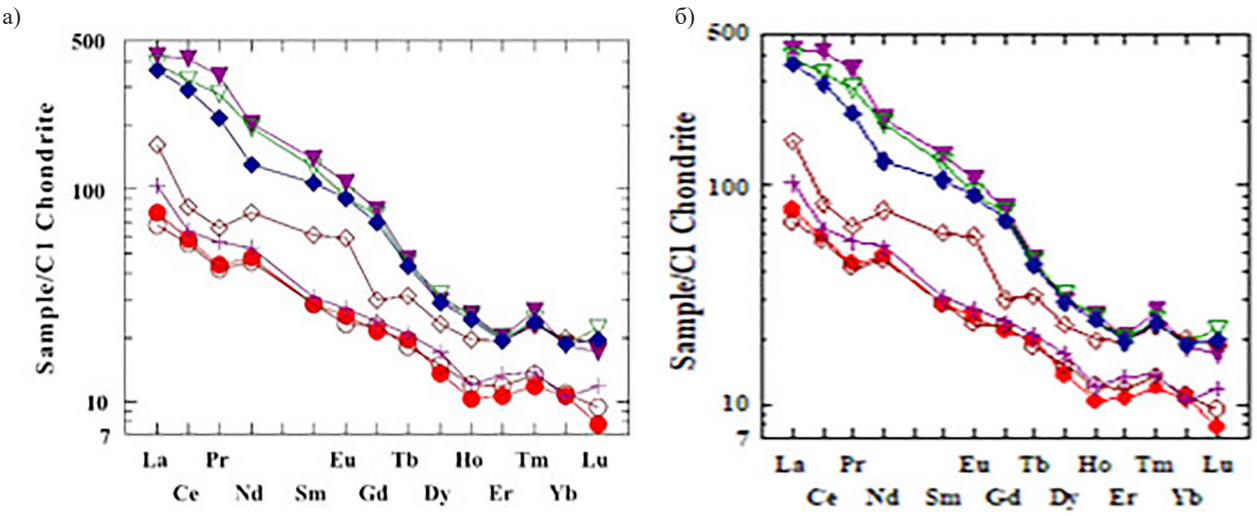


Fig. 1. Distribution spectra of rare earth elements in the rocks of trachybasalt-trachydolerite (*a*), tephrite-teshenite (*b*) complexes normalized to chondrite (Sun, 1989)

© Babayeva G. J., Hasanguliyeva M. Y., Sariyev F. H.

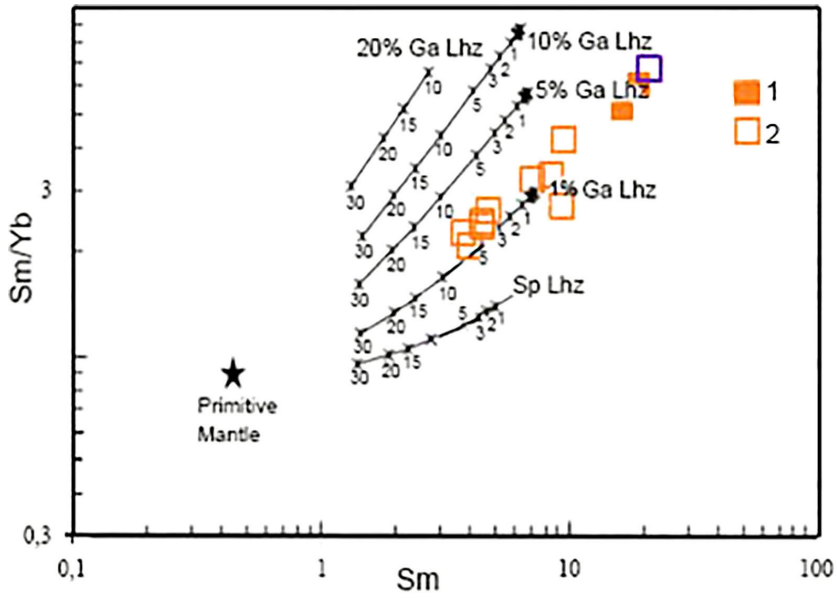


Fig. 2. Melting trends based on Sm – Sm/Yb ratios of the mantle substrate (Aldanmaz et al., 2000)

underwent further metasomatic alteration and enriched with incompatible elements. The melting fraction was equal to 1–5% (fig. 2). The behavior of rare earth elements in the composition of the rocks of the tephrite-techenite complex is characterized by a high (La/Yb)n ratio in tephrites (La/Yb)n = 23–28), and a significantly lower one in melanocratic techenites and picrotechenites (La/Yb)n = 6–10).

As the evolutionary process was weak in the first group of rocks, the concentration of lanthanum here varies between 40–45 μg/g, and the concentration of itterbium – between 1,12–1,48 μg/g. In the melanocratic differentiations of intrusives, the concentration of lanthanum decreases (16–30 μg/g), while the concentration of ytterbium increases (1,48–3,10 μg/g).

Thus, the fractional crystallization of the effusive facies of the tephrite-tessenite complex, i. e. the melt of tephrites in the magmatic chamber, caused a change in the initial concentration of lanthanum. In the intrusives, the intensive intra-chamber differentiation, with the accumulation subalkaline picroteshenites, melanocratic, mesocratic teshenites, i. e. the gravitational separation and precipitation of olivine, chromium diopside, and chromium spinel, created the basis for the decrease lanthanum and the increase ytterbium.

Referances

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. & Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 102. Issues 1–2. P. 67–95.

Babayeva G.J. Petrological-mineralogical evolutional transformation of Cretaceous teschenite-tephrite, syenite-trachyte, and essexite-trachybasalt primary meltings (Carpathian, Caucasian and North TransBaikal regions) // Journal of Geology, Geography and Geoecology. 2023. V. 32 (3). P. 450–460. doi:10.15421/112340

Mammadov M.N., Babayeva G.J., Sariyev F.H. Petrogenetıc role of pyroxenes in the formatıon of pıcrıtes of the Lesser Caucasus and Talysh zone. // ANAS Transactions, Earth Sciences. 2024. No 2. P. 3–16. doi:10.33677/ggianas20240200122

Sariyev F.H. Geochemistry and Petrogenesis of Picrites of the Lesser Caucasus and Talysh zone. // Journal of Geology, Geography and Geoecology, 2025. V. 34(1). P. 196–207. DOI: https://doi.org/10.15421/112518

Sun S.S. and McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: *Saunders A.D.*, *Norry M.J.*, Eds., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, Special Publications, 1989. V. 42. P. 313–345.

МЕХАНИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЖАДЕИТИТА ИЗ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЧУКОТКА

Б. А. Базылев[1], Г. В. Леднева[2]

[1] Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва
[2] Геологический институт РАН, Москва, bazylev@geokhi.ru

Жадеититы, к которым относят породы, содержащие более 75–90% жадеита, являются довольно редкими образованиями: по данным работы (Tsujimori, Harlow, 2012) известно менее двадцати их местонахождений в мире, в том числе только два – на территории России, на Полярном Урале и Западном Саяне). Жадеититы обычно присутствуют в виде отдельных блоков в серпентинитовых меланжах, где ассоциируют с блоками пород, претерпевших метаморфизм высокого давления – низкой температуры (эклогитов, голубых сланцев, гранатовых амфиболитов), но также известны и в форме жил или даек в антигоритовых серпентинитах. Формирование жадеититов и ассоциирующих с ними пород связывается с интенсивным потоком флюидов над активной зоной субдукции, которые попадали в вышележащие перидотиты мантийного клина и в пластины океанической литосферы, инкорпорированные в меланж зоны субдукции (Sorensen et al, 2006; Harlow et al., 2015). В качестве вероятных механизмов формирования жадеититов предполагались либо метасоматическое преобразование пород несерпентинитового состава, либо непосредственная кристаллизация жадеита и ассоциирующих с ним минералов из гидротермального флюида, насыщенного жадеитом (Tsujimori, Harlow, 2012). Последний механизм, индикаторными для которого считаются идиоморфный габитус зерен жадеита, осцилляторная зональность в этих зернах, равновесность всех минералов в жадеититах и отсутствие каких-либо реликтов протолита, считается более распространенным (Harlow et al., 2015).

Нами получены и опубликованы (Базылев, Леднева, 2025) первые данные по петрографии, минералогии и геохимии жадеититов Эльденырского массива (Чукотка, Россия) и ассоциирующих с ними пород.

Эльденырский массив был выделен как отдельный тектонический блок в составе Усть-Бельского террейна, который рассматривается как сложный аллохтон с серпентинитовым меланжем в основании, надвинутый на сеноман-туронские и сантонские вулканогенно-терригенные породы Алганского террейна Анадырско-Корякского складчатого пояса (Ledneva et al., 2019; Moiseev et al., 2023 и ссылки в этих работах).

Исследованные нами жадеититы слагают жилу мощностью около 20 см, прослеживающуюся на протяжении нескольких метров в глыбах металерцолитов из делювиального шлейфа на юго-западном краю Эльденырского массива. Жадеититы представляют собой массивные мелкозернистые породы молочно-белого цвета с зеленоватым оттенком. На отдельных участках в жадеититах присутствуют изометричные или округлые светло-зеленые включения или обособления размером до 2–3 см.

В жадеититах развита равновесная ассоциация жадеита, омфацита, анальцима и пектолита с Ba-Ti-Si акцессорным минералом, однако большая часть омфацита в обособленных микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах имеет низкие содержания жадеитового компонента и неравновесна с жадеитом (Green et al., 2007).

Во вмещающих металерцолитах развита равновесная ассоциация оливина, антигорита, диопсида, хлорита, феррит-хромита, хромистого магнетита и акцессорных аваруита, хизлевудита

© Базылев Б. А., Леднева Г. В.

и пентландита; из первичных минералов сохранились реликты только высокомагнезиального оливина.

Включения в жадеититах сохранили реликтовую грубозернистую гипидиоморфную структуру и, по-видимому, являются реликтами метасоматизированного протолита жадеититов. Этим протолитом, возможно, являлись высокотемпературные гидротермальные диопсидиты. Во включениях проявлена локальная перекристаллизация реликтов первичного диопсида до эгирин-авгита и псевдоморфное развитие по диопсиду/эгирин-авгиту и ассоциировавшему с ним неустановленному минералу микро-мелкозернистого агрегата амфиболов (рихтерита нескольких генераций, актинолита, магнезиокатофорита, K-рихтерита, экерманнита), омфацита, пектолита, анальцима, флогопита и акцессорных маухерита и хизлевудита. На данной стадии перекристаллизации порода включения представляет собой омфацитовый амфиболит. Включение окружено зональной мономинеральной каймой омфацита, переходящей в направлении жадеитита в омфацит-жадеитовые агрегаты.

Таким образом, преобразование протолита еще до начала кристаллизации жадеита протекало в несколько стадий, включая метасоматическую перекристаллизацию и полное изменение его структуры. На последней стадии кристаллизация из флюида идиоморфного концентрически-зонального жадеита с анальцимом и пектолитом сопровождалась перекристаллизацией и растворением последних переработанных реликтов протолита, представленных высококальциевым омфацитом в микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита.

Формирование жадеититов и сопутствующий метаморфизм вмещающих лерцолитов протекали при 500 °C и 8,5 кбар (оценка температуры по конфигурации жадеит-омфацитового сольвуса (Green et al., 2007), оценка давления по равновесию жадеит-анальцим), что отвечает параметрам, характерным для метаморфизма перидотитов мантийного клина в режиме «теплой» субдукции.

Присутствие жадеититов в Эльденырском массиве и изученных ранее высокобарических метаморфических пород в Усть-Бельском массиве (Ledneva et al., 2019) позволяет рассматривать Усть-Бельский террейн как меланж зоны субдукции, активной в раннем–среднем триасе, претерпевший дополнительную тектонизацию при его последующей эксгумации в меловое время.

Литература

Базылев Б.А., Леднева Г.В. Жадеитит в металерцолитах Эльденырского массива (Чукотка) – механизм и обстановка формирования // Петрология, 2025. Т. 33. № 2. С. 43–70.

Green E., Holland T., Powell R. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // Amer. Mineral. 2007. V. 92. P. 1181–1189.

Harlow G.E., Tsujimori T., Sorensen S.S. Jadeitites and plate tectonics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2015. V. 43. P. 105–138.

Ledneva G.V., Layer P.W., Bazylev B.A. et al. Early-middle Triassic basic magmatism and metamorphism of ultramafic-mafic complexes of the Ust'-Belaya terrane (central Chukotka, NE Russia): $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, petrological and geochemical data, geodynamic interpretations // Int. Geol. Rev. 2019. V. 61. No 9. P. 1052–1070.

Moiseev A.V., Gushchina M.Yu., Sokolov S.D. et al. Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U-Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust'-Belaya terranes (NE Russia) // J. Asian Earth Sci. 2023. V. 252. 105685.

Sorensen S., Harlow G.E., Rumble D.I.I.I. The origin of jadeitite-forming subduction-zone fluids: CL-guided SIMS oxygen-isotope and trace-element evidence // Amer. Mineral. 2006. V. 91. P. 979–996.

Tsujimori T., Harlow G.E. Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: a review // Eur. J. Mineral. 2012. V. 24. P. 371–390.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ НЕОАРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МОЛАССОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)

А. В. Бакаева, С. Ю. Чаженгина, С. А. Светов

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

Неоархейские (2650 млн лет) и палеопротерозойские (~2400–2300 млн лет) молассоидные комплексы Центральной Карелии (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (ВСЗП), Карельский кратон) представляют собой пулл-апарт бассейны, сложенные полимиктовыми конгломератами. Формирование неоархейских (Койкарская структура ВСЗП) осадочных бассейнов приурочено к заключительной стадии развития ВСЗП – завершения процесса аккреции протоокеанической коры к континентальному основанию (Светов, 2005), а формирование палеопротерозойских осадочных комплексов (Койкарская и Эльмусская структуры) происходило на следующем этапе развития этой же территории, но уже в протоплатформенном режиме (Melezhik et al., 2012).

Геодинамические условия седиментогенеза нашли свое подтверждение в составе обломочного материала конгломератов, степень окатанности которого указывает на локальный снос и в полной мере отражает состав питающей провинции. Так, среди обломков неоархейского осадочного бассейна существенно преобладают угловатые и слабоокатанные фрагменты протоокеанической коры (коматииты, базальтовые коматииты, базальты), а матрикс представлен вулканомиктовой мафитовой граувакой (Бакаева, 2017). Фрагменты пород среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты, плагиограниты, гнейсограниты, граниты) встречаются значительно реже. В палеопротерозойских молассоидных комплексах обломочный материал представлен более разнообразными породами протоплатформенных обстановок: осадочных (кварциты, силициты), вулканических (базальты, андезибазальты, дациты), интрузивных (габбро, диориты, граниты, порфириты) и метаморфических пород (амфиболиты), степень окатанности которых варьирует от угловатых до субокатанных (реже окатанных). При проведении петрографического и геохимического исследования обломочного материала конгломератов впервые удалось выделить фрагменты не представленных в современном разрезе Ведлозерско-Сегозерского Зеленокаменного пояса магматических систем, а именно: в конгломератах неоархейского возраста установлены обломки кислых пород субщелочной серии, в палеопротерозойских конгломератах – субщелочные породы основного состава.

По текстурным характеристикам неоархейские и палеопротерозойские конгломераты относятся к валунно-галечным с размером валунов до 1 м. Окатанность обломочного материала варьирует от угловатых до окатанных форм, а упаковка меняется от плотной с контактовым типом цемента до рассеянной, что является характерным признаком молассовых и аллювиально-флювиальных пород, формирующихся в рифтогенных впадинах в коллизионных обстановках (Hyde, 1980). Наиболее известным примером последних в мире являются терригенные отложения Тимискаминг (провинция Сьюпириор, Канада) с возрастом <2670 млн лет (Card, 1990), представленные аллювиально-флювиальными породами (граувакки, полимиктовые конгломераты, турбидиты) и вулканитами субщелочной-щелочной серии, формирование которых происходило на заключительной стадии эволюции архейского зеленокаменного пояса Абитиби (Card, 1990).

© Бакаева А. В., Чаженгина С. Ю., Светов С. А.

Неоархейские конгломераты Койкарской структуры демонстрируют не только структурное и вещественное сходство осадочного разреза с отложениями Тимискаминг, но и указывают на аналогичные геодинамические обстановки формирования, приуроченные к заключительной стадии развития конвергентной зоны перехода протоокеан – протоконтинент на Карельском кратоне (Светов, 2005). Это подтверждается результатами геохронологических исследований, согласно которым осадочный бассейн сформирован фрагментами пород древней островодужной системы (2970–2950±10 млн лет), обломками магматических пород окраинно-континентального генезиса (2860–2840±9 млн лет) и продуктами внутриплитного магматизма (2790–2770±8 млн лет). При этом время заложения осадочного бассейна определяется самым молодым возрастом детритовых цирконов и составляет 2670±6 млн лет.

Полимиктовые конгломераты палеопротерозойского возраста формировались на следующей стадии развития Карельского кратона – в условиях континентального рифтогенеза, следовавшего за этапами аккреции и дальнейшей стабилизации кратона (Melezhik et al., 2012). Результаты геохронологических исследований показали, что в конгломератах Койкарской и Эльмусской структур представлены детритовые цирконы с возрастом от 2421±24 до 2910±13 млн лет. При этом, в Койкарской структуре преобладают цирконы с возрастом 2880±12 млн лет, а в Эльмусской структуре – цирконы с возрастами 2620±24–2650±27 и 2580±27 млн лет. Время формирования палеопротерозойских молассоидных толщ определяется возрастом самых молодых детритовых цирконов: 2408–2428 млн лет и возрастом подстилающих комплексов, а именно базальтов, андезибазальтов и андезитов (2500 млн лет) (Светов и др., 2012).

Таким образом, на основании исследований неоархейских и палеопротерозойских полимиктовых конгломератов Койкарской и Эльмусской структур, приуроченных к разным геодинамическим режимам формирования, получены новые данные о геодинамических обстановках их развития, времени осадконакопления, времени формирования магматических ассоциаций (источников сноса), как установленных, так и неустановленных в настоящее время в разрезе ВСЗП, и позволяют корректировать представления о геодинамических режимах формирования Карельского кратона в интервале 3000–2400 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР ИГ КарНЦ РАН (FMEN-2023-0009).

Литература

Бакаева А.В. Матрикс полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды Карельского научного центра РАН. № 2. 2018. С. 111–121. DOI:10.17076/geo766

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2012. Вып. 15. С. 5–27

Card K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, 48: 96–156.

Hyde R.S. Sedimentary facies in the archean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northestern Ontario, Canada // Precambrian research. 1980. 12.

Melezhik V.A., Medvedev P.V., Svetov S.A. The Onega Basin / Eds. *Melezhik V.A.*, *Prave A.R.*, *Hanski E.J.*, *Fallick A.E.*, *Lepland A.*, *Kump L.R.*, *Strauss H.* Berlin / Heidelberg: Springer, 2013. P. 387–490.

СОСТАВЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КАРТ ИЛИ СХЕМ С УЧЕТОМ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО РАСЧЕТА МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Ш. К. Балтыбаев[1], Е. Б. Борисова[1], С. Г. Петров[2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт Петербург
[2] Институт геологии и геохимии УрО РАН им. акад. А. Н. Заварицкого, Екатеринбург

Метаморфические карты и схемы в графическом виде отображают условия метаморфизма (температуру, давление, минеральные парагенезисы), а также характер и направленность метаморфических преобразований горных пород. Такая визуализация данных в виде метаморфических карт или схем необходима для реконструкции геологической истории регионов, анализа тектонических процессов и, в частности, прогнозирования минеральных ресурсов. В практике геологических исследований получили распространение фациальные карты, которые отражают распространение метаморфических фаций (например, зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой). Но нередко используются «изоградные» карты, которые показывают изограды температуры или давления и положение «индекс-минералов» для рассматриваемого эрозионного среза метаморфических комплексов. Соответственно, минералогические и фациальные схемы иллюстрируют размещение парагенезисов метаморфических минералов в пространстве и в зависимости от меняющихся PT-условий. Следует отметить, что принцип картирования метаморфических комплексов путем построения минеральных изоград был предложен и продемонстрирован на практике еще 1893 году (Barrow, 1893).

Отправным моментом при составлении упомянутых карт или схем являются полевые исследования и отбор проб с целью дальнейшего петрографического анализа минеральных ассоциаций, установления парагенезисов и реакционных взаимоотношений минералов.

В последние годы большое развитие получили методы термодинамического моделирования минералообразования, которые позволяют подтвердить или опровергнуть ту или иную схему (карту) метаморфизма, составленную на основе традиционных вышеперечисленных подходов.

Удачным регионом для демонстрации возможности (и даже арбитражной роли!) термодинамического моделирования минералообразования является Северное Приладожье, где развит раннепротерозойский зонально-метаморфизованный комплекс. Здесь выделение границ ставролитовой зоны метаморфизма долгое время оставалось неоднозначным: практически одновременно разными исследователями были предложены схемы, которые сильно расходятся, особенно в трактовке северной границы этой зоны (рисунок).

Неоднозначная интерпретация положения ставролитовой изограды объясняется, с нашей точки зрения, особенностями появления ставролита: кроме необходимых PT-условий для его образования, требуется также подходящий химический состав исходных пород. При отсутствии ставролита в породе, ее относили (Нагайцев, 1965; Великославинский, 1972) к зоне более низкотемпературного метаморфизма, считая, что температура здесь не достигала уровня появления ставролита.

Поскольку термодинамическое моделирование позволяет определить PT-диапазон формирования пород любого исходного химического состава, появляется возможность более надежно идентифицировать фациальную принадлежность пород в случае отсутствия информативных минеральных парагенезисов в них. Такие петрологические инструменты, как Perple_X (Connoly, 1990, обновления до 2025 г.), Theriak-Domino (deCapitani, Petrakakis, 2010, обновления до 2022 г.), MAGEMin (Reil et al., 2022, обновления до 2025 г.), Thermocalc (Holland,

© Балтыбаев Ш. К., Борисова Е. Б., Петров С. Г.

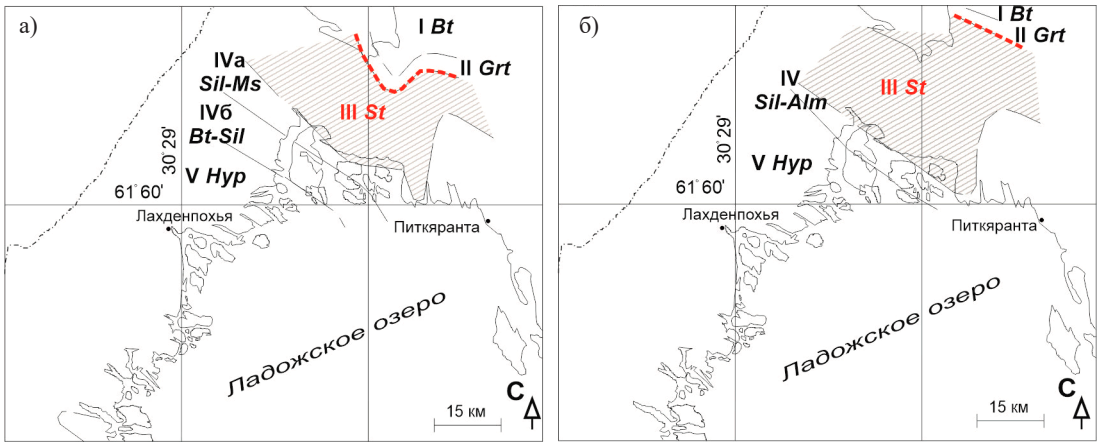


Схема метаморфической зональности Северного Приладожья
с разной интерпретацией границ ставролитовой зоны:

а – Нагайцев, 1965; Великославинский, 1972; *б* – Предовский и др., 1967.

Powell, 2011, обновления до 2025 г.), позволяют прогнозировать образование большинства метаморфических минералов, что полезно для верификации метаморфических схем или карт.

Кроме уточнения границ метаморфических зон, моделирование может быть полезно для решения задачи о литологическом единстве толщ, испытавших разный уровень метаморфических изменений, т. е. стратиграфо-литологических корреляций. В качестве примера можно привести белогорский метаморфический комплекс на Урале, который с востока на запад характеризуется резко разными минеральными парагенезисами: от хлоритоидных и хлоритовых до ставролитовых и кианитовых, удаленных друг от друга на десятки километров (Petrov et al., 2015). Термодинамический анализ минералообразования выявил, что у таких, сильно отличающихся друг от друга по уровню метаморфизма и минеральному составу пород, был единый протолит.

Таким образом, современные возможности моделирования метаморфического минералообразования способствуют более качественному решению задач практической геологии и весьма полезны, в частности, при выполнении картосоставительских работ, проведении региональных или межрегиональных корреляций метаморфических толщ.

Литература

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Нагайцев Ю. В. К характеристике зональности метаморфизма ладожской формации. Л.: Вестн. ЛГУ, вып. 3, № 18. 1965. С. 25–33.

Предовский А. А., *Петров В. П.*, *Беляев О. А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.

Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // Quarterly Journal of the Geological Society of London. 1893. V. 19. P. 33–58.

Connolly J. A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.

de Capitani1 C., *Petrararis K.* The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 1006–1016.

Holland T. J. B., *Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // Journal of Metamorphic Geology. 2011. V. 29. P. 333–383.

Petrov G. A., *Ronkin Yu. L.*, *Maslov A. V.* Repercussions of the Grenvillian Orogeny in Riphean Sequences of the Northern Urals: thermodynamic parameters of metamorphism and Sr-Nd isotopic constraints // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 462, Part 2. P. 575–580.

Riel N., *Kaus B. J. P.*, *Green E. C. R.*, *Berlie N.* MAGEMin, an Efficient Gibbs energy minimizer: application to igneous systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2022. 23.

КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Г. Н. Бурмакина[1], А. А. Цыганков[1], Д. В. Семенова[2]

[1] Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск

Мафические включения широко распространены в гранитоидах активных континентальных окраин во внутриплитных проявлениях салического магматизма. Считается, и этому есть весомые доказательства, что MME (mafic microgranular enclaves) представляют собой диспергированные «капли» в разной степени гибридизированного мафического расплава. Одним из аргументов, подтверждающих природу таких включений, является сходство изотопного возраста включений и вмещающих их пород. Вместе с тем детальный анализ цирконов из MME и комбинированной дайки свидетельствует о гораздо более сложной истории его формирования.

В настоящем сообщении приводятся результаты изучения цирконов из мафических включений Улекчинского гранитоидного массива в Забайкалье и минглинг-дайки первого типа [5] в Восточном Казахстане. Выбор этих объектов обусловлен тем, что при всем их различии цирконы из изученных пород обладают определенными чертами сходства, которые как нам представляется, могут быть связанны с процессами взаимодействия контрастных магм.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь несколько сотен км^2. Массив характеризуется большим количеством меланократовых включений.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т. н. «теней».

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 000 км^2, является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) [1] связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма.

Миролюбовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простиранию батолита и вмещающих его складчатых структур. Наиболее крупные дайковые рои – Аюда и Манат [2], располагаются в центральной части Калбинского батолита. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30–35 метров и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Гиганская дайка Восточного Казахстана».

© Бурмакина Г. Н., Цыганков А. А., Семенова Д. В.

Великая дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4,5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20–25 м, салическая с большим количеством мафических включений. Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым бизитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав, отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистость ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Циркон, выделенный из образцов включений второго типа Улекчинского массива, и из гибридной породы с ММЕ комбинированной, имеет сходное строение и претерпел два главных независимых эпизода вторичного преобразования [3]. В процессе первого из них магматический циркон с зональностью частично или полностью замещался «пористым» цирконом со сложной нерегулярной внутренней структурой, а во время второго – зерна как первичного, так и пористого циркона обрастали каймой гомогенного в катодной люминисценции циркона. Пористый циркон содержит микровключения торита, барита, а также других редкометалльных и редкоземельных минералов (пирохлора и гатчетолита?), свидетельствующих о том, что зерна циркона подверглись переработке, возможно, флюидами, содержащими не только F и Th, но и Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca. По-видимому, эти компоненты высвобождались в процессе химического взаимодействия с весьма ограниченной изоморфной емкостью [4] U-Pb геохронологические исследования циркона (SHRIMP-RG, LA-ICP-MS) показали, что его возраст варьирует в широких пределах, от 304 до 802 млн лет в ММЕ из Улекчинского массива, возраст из гибридной породы комбинированной дайки от 493 до 292 млн лет, и коррелирует с особенностями внутренней структуры зерен, что объясняется характером наложенных процессов. Однако во многих случаях эти оценки возраста имеют более низкие значения (около 300 млн.лет), особенно для участков зерен вдоль границы с пористой разновидностью или при «проникновении» в них материала оболочек.

Оценки возраста пористого циркона также варьирует в широких пределах, что объясняется присутствием реликтов (доменов) вещества циркона первичных зерен в пористой матрице. Мы полагаем, что наиболее близки возрасту кристаллизации пористого циркона максимальные из полученных датировок, т. е. этот циркон образовался 760–802 млрд лет назад. Формирование светлых (в катодной люминисценции) оболочек зерен, по-видимому, происходило позже, в результате взаимодействия циркона с салическим расплавом.

Исследования поддержаны грантом РНФ № 23-17-00030.

Литература

1. *Kotler P.*, *Khromykh S.*, *Kruk N.* et al. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon // Lithos. 2021. 388–389 106056. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106056
2. *Khromykh S. V.*, *Vishnevskiy A. V.*, *Kotler P. D.*, et al. The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. 2022. V. 426–427.
3. *Hanski E.*, *Huhma H.*, *Vuollo J.* SIMS zircon ages and Nd sotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2010. V. 82. P. 31–62.
4. *Halpin J. A.*, *Daczko N. R.*, *Milan L. A.*, *Clarke G. L.* Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation or diffusion? // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163. P. 67–85.
5. *Wiebe R. A.*, *Ulrich R.* Origin of composition dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // Lithos, 1997, V. 40, P. 157–178.

ПРИРОДА ИТТРИЕВОЙ АНОМАЛИИ В ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТАХ

А. Ю. Бычков[1], Н. В. Алымова[2], О. А. Андреева[3], Д. А. Лыхин[3], И. Ю. Николаева[1], А. А. Воронцов[2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, bychkov@geol.msu.ru
[2] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, alymova@igc.irk.ru
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Иттрий и лантаноиды относятся к группе редкоземельных элементов (РЗЭ) и обладают схожим поведением в природных процессах. Их разделение в ходе геологических процессов используется в качестве важных геохимических индикаторов.

Если поведение микроэлементов контролируется распределением между силикатным расплавом и кристаллической фазой, то их распределение определяется зарядом и радиусом. Такое поведение было названо CHArge-and-RAdius (CHARAC). В этом случае нормализованные модели РЗЭ(III) должны быть гладкими функциями ионного радиуса и атомного номера. Лантаноидное сжатие приводит к уменьшению ионного радиуса в ряду La-Lu от 1,03 Å до 0,86 Å., В результате Y^{3+}, обладая существенно меньшим числом электронов, имеет ионный радиус 0,90 Å и оказывается ближе к тяжелым лантаноидам, располагаясь в этом ряду между диспрозием (0,91 Å) и гольмием (0,90 Å). Поэтому в случае CHARAC поведения в породах должно сохраняться хондритовое отношение Y/Ho, что наблюдается в большинстве магматических серий. Напротив, водные растворы и их осадки показывают нехондритовые отношения Y/Ho. Важным процессом, который вызывает фракционирование микроэлементов в водных флюидах, является комплексообразование, которое зависит не только от его ионного заряда и радиуса, но его электронной конфигурацией, типом химической связи с лигандом. В отличие от магматических расплавов, водные системы характеризуются не-CHARAC поведением микроэлементов: нехондритовым отношением Y/Ho и «тетраданными» эффектами. Аналогичным образом, распределение РЗЭ между несмешивающимися жидкостями также не отвечает CHARAC закономерностям. Нами проведено исследование распределения редкоземельных элементов и иттрия в Хайламинском массиве, в котором локализовано редкометальное Зашихинское (Zr-Ta-Nb) месторождение. Этот массив приурочен к зоне Главного Саянского разлома на участке сочленения Бирюсинского выступа Сибирского кратона и Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса (Владыкин и др., 2016).

Выявлено, что для рудоносных кварц-альбитовых гранитов и альбититов нормированное содержание иттрия в несколько раз выше, чем для диспрозия и гольмия. В лейкократовых гранитах также наблюдается повышенное содержание иттрия. Напротив, в амфиболсодержащих кварц-микроклин-альбитовых гранитах нижней зоны нормированное содержание иттрия ниже, чем диспрозия и гольмия. Таким образом, в породах Зашихинского массива отчетливо проявляется как положительная, так и отрицательная иттриевая аномалия. Количественной мерой иттриевой аномалии может служить величина отношения нормированного содержания иттрия к ожидаемому значению Y/Y^*:

$$Y/\,Y^* = Y_n / \sqrt{Dy_n \cdot Ho_n}$$

где Y_n, Dy_n, Ho_n – нормированные содержания, соответственно, иттрия, диспрозия и гольмия. Ожидаемое содержание иттрия Y^* может быть рассчитано как среднегеометрическое, что использовано в уравнении, так и среднеарифметическое значение из нормированных содержаний диспрозия и гольмия.

© Бычков А. Ю., Алымова Н. В., Андреева О. А., Лыхин Д. А., Николаева И. Ю., Воронцов А. А.

Величина иттриевой аномалии по разрезу интрузива испытывает существенные изменения. В нижней зоне, представленной амфиболсодержащими гранитами, она отрицательная, величина Y/Y* < 1 и составляет 0,65–0,81. В средней части массива, сложенной лейкократовыми гранитами иттриевая аномалия отсутствует или положительная и составляет величину 1,04–1,53. В верхней зоне кварц-альбитовых гранитов и альбититов иттриевая аномалия максимальна и достигает величины 6,5.

Как видно из графиков распределения РЗЭ, увеличение величины иттриевой аномалии соответствует увеличению общего содержания лантаноидов. При этом значимая корреляция иттриевой аномалии наблюдается с лантаном, но с другими лантаноидами заметно ниже.

Иттриевая аномалии не может быть CHARAC фракционированием. Кристаллизация из расплава Y-содержащих минералов (например, таких как ксенотим-(Y) или гагаринит-(Y)) приведет к закономерному фракционированию, как Y, так и Ho.

Следовательно, равновесие минерал-расплав не применимо к объяснению иттриевой аномалии. Однако распределение компонентов между двумя жидкими фазами не контролируется законами изоморфизма, но химическим сродством.

При формировании редкометальных месторождений предполагается возникновение алюмофторидного (солевого) расплава как концентратора высокозарядных элементов. Экспериментальные данные о коэффициентах распределения РЗЭ между гранитным и алюмофторидным расплавом ограничены. В работе (Щекина и др., 2020) приводятся результаты экспериментального исследования распределения РЗЭ между алюмофторидным и гаплогранитным расплавом при 800 °C и давлении 1 и 2 кбар. Они показывают, что коэффициенты распределения лантаноидов ($Kd(LF/L)$) между алюмофторидным и гаплогранитным расплавом в ряду от La до Lu закономерно снижаются, но всегда больше $n \cdot 10$. Отмечено, что $Kd(LF/L)$ увеличивается с ростом содержания воды. В интервале содержания воды 2–13 мас.% для лантана $Kd(LF/L)$ = 56–87, для диспрозия $Kd(LF/L)$ = 35–47, для гольмия $Kd(LF/L)$ = 34–48. Для иттрия $Kd(LF/L)$ выше, чем у элементов с близкими ионными радиусами и составляет 39–60, что ближе к лантану. Такое изменение $Kd(LF/L)$ определяется сродством элементов к алюмофторидному расплаву и связано с электронной конфигурацией атомов. Возможно, отсутствие электронов на *f*-оболочки у лантана и иттрия сближает эти элементы по химическим свойствам.

При отделении алюмофторидного расплава он обогащается иттрием относительно диспрозия и гольмия. Для закрепления иттриевой аномалии в составе породы необходимо фазовое фракционирование, которая зависит от соотношения плотностей фаз. Алюмофторидный расплав менее плотный по сравнению с силикатным, следовательно он должен накапливаться в верхней части массива. Таким образом, в области накопления алюмофторидного расплава будет наблюдаться положительная иттриевая аномалия, а в породах, из которых он удален, отрицательная.

Таким образом, иттриевая аномалия может быть использована как индикатор отделения и накопления алюмофторидного расплава. Этот индикатор имеет большое значение, поскольку алюмофторидный расплав является концентратором редких элементов, в частности Nb и Ta, которые являются стратегически важными металлами.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-27-00083.

Литература

Владыкин Н. В., *Алымова Н. В.*, *Перфильев В. В.* Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.

Щекина Т. И., *Русак А. А.*, *Алферьева Я. О.*, *Граменицкий Е. Н.*, *Котельников А. Р.*, *Зиновьева Н. Г.*, *Бычков А. Ю.*, *Бычкова Я. В.*, *Хвостиков В. А.* Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. 2020. Т. 65, № 4. С. 343–361.

ТРИ МОДЕЛИ ПЕРВИЧНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА РЕОЛОГИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ

В. И. Васильев, Е. В. Васильева

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@ginst.ru

Представлены способ транспорта глубинных рудных компонентов к поверхности и основные модели отложения их на реологических барьерах литосферы с позиций активно развивающейся (Жатнуев, 2005, 2016; Жатнуев и др., 2013; Васильев и др., 2019; Vasiliev, Vasilieva, 2025) теории систем мантийно-коровых мигрантов (МКМ). Исходные мкм – субвертикальные флюидозаполненные полости, зарождаясь под слоем мантии при дегазации ядра или при дегидратации океанической плиты в зоне субдукции, поднимаются затем посредством флюидоразрыва в твердой пластичной среде под действием избыточного давления, возникающего вследствие разности плотностей вмещающей среды и вещества МКМ. Подъем происходит со значительной скоростью, субадиабатически (Васильев и др., 2019). Условие движения отдельного мкм записывается как:

$$\int_0^{H+L_C} g\rho_{вс}\, h\, dh - \int_0^{H} g\rho_{вс}\, h\, dh - \int_H^{H+L_C} g\rho_{фл}\, h\, dh \geq S, \qquad (1)$$

где H – глубина «головы» МКМ, L_C – критический размер вертикальной проекции МКМ, $\rho_{вс}$ – плотность вмещающей среды мантии, $\rho_{фл}$ – плотность вещества МКМ, S – прочность среды на разрыв в «голове» МКМ, h – переменная интегрирования по глубине, g – ускорение свободного падения (Васильев и др., 2019). При флюидном плавлении в состав вещества мкм будут включаться химически и механически захваченные компоненты мантии и литосферы, в том числе некогерентные рудные элементы и тугоплавкие рудные компоненты, транспортируемые мигрантом в литосферу и земную кору. В случае субдукционных мкм возможен и перенос компонентов океанических осадков, в частности «тяжелого» углерода.

Предлагаются три основных модели первичного оруденения, под которым понимается отложение рудных компонентов непосредственно из вещества МКМ.

Первая модель заключается в декомпрессионном осаждении рудных компонентов в зоне пластично-хрупкого перехода (ПХП) земной коры при смене режима давления на МКМ. С. Н. Иванов оценивал прочность ПХП для континентов примерно в 150 МПа (Иванов, 1994), что в ~5–15 раз больше прочности подстилающих пород: на глубинах ~8–15 км для гранитоидов, ~25–30 км для габброидов, ~50–55 км для гипербазитов (Иванов, Иванов, 2018). Такой слой чаще всего характеризуется и сменой петрологического состава среды. Ниже ПХП в пластичной среде поднимающийся мкм находится под литостатическим давлением пород, выше – флюид находится в открытых на поверхность разломах под гидростатическим давлением трещинных растворов. В каждом отдельном мкм в момент достижения им открытой трещины происходит мгновенная декомпрессия с падением давления от литостатического до гидростатического или даже атмосферного. Она является основным фактором рудоотложения непосредственно из МКМ и формирует оруденение штокверкового или подобного ему типа в границах некоторой вертикально вытянутой формы, наследующей сочленение «МКМ – разлом». Очевидно, что различная глубина распространения открытых (в том числе листрических) разломов определяет ПХП не как линейную границу, а как некоторый слой мощностью до нескольких километров. Следовательно, возможны пространственно близкие

© Васильев В. И., Васильева Е. В.

рудные тела одного генезиса, но с различным составом зависимых фаз согласно физико-химическим условиям на конкретной глубине и в конкретных породах. Такая модель вероятна для штокверкового и прожилково-жильного Au-сульфидного, а также, возможно, Au-Cu-порфирового и др. типов оруденения (Васильев, Васильева, 2025).

Вторая модель подразумевает кристаллизационно-гравитационную или ликвационную дифференциацию во флюидно-магматических камерах, образующихся под прочностными барьерами (ПБ) литосферы, которые единичный мкм не может преодолеть, т. е. при невыполнении условия (1). В этом случае в камерах будет накапливаться вещество, поставляемое снизу системой последовательных горячих МКМ; процесс будет осложняться плавлением и ассимиляцией. Вследствие вероятного латерального расширения камеры это будет происходить достаточно долгое время, до тех пор, пока ее мощность не достигнет критического размера L_C, после чего произойдет прорыв ПБ с образованием в нем нового мкм и его дальнейшего Подъема вплоть до ПХП. При этом предполагаемый тяжелый дифференциат останется на месте бывшей камеры в виде блюдцеобразного или линзовидного рудного тела (Cu, Ni, Cr, ЭПГ и др.). В геодинамических обстановках многослойных литосфер с несколькими последовательными ПБ (Corti et al., 2003; Иванов, Иванов, 2018) описанный механизм может повторяться, формируя кулисообразные рудные тела. В этом случае при Подъеме результирующего однократно или многократно «облегченного» мкм до ПХП на последнем будет вероятным редкометалльное оруденение (Li, Be и др.), возможно, в пегматитах или пневматолитах. Необходимо добавить, что в данной модели обязателен учет дополнительного фактора: значительной механической (сейсмической) энергии, которая высвобождается при прорыве ПБ, «схлопывании» камеры и образовании МКМ. Величина такой энергии, как следует из предварительного расчета (Vasiliev, Vasilieva, 2025), может быть сопоставима с энергией некоторых импактных деформаций, которые традиционно считают аргументом в пользу метеоритного происхождения таких месторождений, как Садбери.

Третья модель частично повторяет вторую, но при условии кристаллизации всего вещества камеры in situ, без прорыва прочностного барьера и образования нового МКМ. Такой вариант может происходить при прекращении поставки глубинного вещества, например, вследствие изменения интрателлурического потока (Жатнуев, 2016). В этом случае при достаточной глубине ПБ формируется рудоносный расслоенный массив, содержащий в нижней части те же полезные компоненты, что и во второй модели. В верхних частях такого массива вероятны позднемагматические образования с эпигенетическим характером рудных тел без «выхода» в хрупкую зону. Очевидно, что в этом случае описываемое во второй модели выделение сейсмической энергии будет отсутствовать.

Разумеется, здесь представлены только теоретические умозаключения, требующие всестороннего анализа и обсуждения, а в дальнейшем – комплексного компьютерного моделирования.

Работа выполнена в рамках темы госзадания (рег. № АААА-А21-121011390003-9).

Литература

Васильев В. И., *Васильева Е. В.* Реологические барьеры литосферы и первичное оруденение // Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Мат-лы XIV международной научно-практической конференции. Москва: ЦНИГРИ. 2025. С. 68–70.

Васильев В. И., *Васильева Е. В.*, *Жатнуев Н. С.*, *Санжиев Г. Д.* Параметры образования и эволюции мантийно-коровых мигрантов // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 34–42.

Жатнуев Н. С. Трансмантийные (интрателлурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1445–1454.

Жатнуев Н. С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 380–384.

Жатнуев Н. С., *Васильев В. И.*, *Санжиев Г. Д.* Восходящая миграция флюидов в мантии. Концептуальная, расчетная и аналоговая модели // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 24–30.

Иванов С. Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С. 3–11.

Иванов С. Н., *Иванов К. С.* Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 500–519.

Corti G., *Bonini M.*, *Conticelli S.*, *Innocenti F.*, *Manetti P.*, *Sokoutis D.* Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth Sciences Review. 2003. V. 63. P. 169–247.

Vasiliev V. I., *Vasilieva E. V.* Modelling of mantle-crust migrant systems: a new approach to systems analysis of seismic events // Russian Journal of Earth Sciences. 2025. № 2.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ В КОМПЛЕКСНОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТАИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В. И. Васильев[1], Б. Б. Дамдинов[2], Е. В. Васильева[1]

[1] Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@ginst.ru
[2] Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, Москва

Таинское золото-медно-порфировое месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна и интересно пространственным совмещением трех различных типов оруденения (Миронов и др., 2001; Дамдинов и др., 2020). Все они локализованы в штоке гранитоидов завершающей магматической и раннещелочной постмагматической стадии, прорывающих гипербазитовые пластины офиолитового комплекса и отвечающих по составу гранитоидам островодужного типа. Таинский гранитоидный шток и офиолиты входят в состав единой аллохтонной пластины, надвинутой на породные комплексы Тувино-Монгольского микроконтинента – архейские гранитогнейсы фундамента и неопротерозойские терригенно-карбонатные отложения чехла (Damdinov et al., 2021). В настоящей работе предлагается обсудить корреляцию результатов различных исследований: компьютерного моделирования, изотопного датирования пород месторождения и палеогеодинамических реконструкций района, проведенных различными исследователями в разное время независимо друг от друга.

Нами была разработана комплексная компьютерная модель трех типов золотого оруденения на месторождении (Васильев и др., 2024, 2025), включающая четыре этапа: геометрический, физический, физико-химический и динамический. Исследование модели подтвердило полигенность оруденения. Первый, прожилково-вкрапленный тип был сформирован поднимающимся магматическим флюидом на реолого-геохимическом барьере при ~490 °С с перепадом давления от 3,2 до 0,8 кбар. Второй, кварц-пирротиновый тип образовался в восходящей ветви конвективной магматогенно-гидротермальной системы при 450–50 °С и 0,8–0,1 кбар *с максимальным развитием при* ~270 °С и ~0,6 кбар. Третий, кварцево-жильный тип руд явился результатом деятельности эпитермальных растворов при 200–50 °С и 0,5–0,1 кбар.

Результаты изотопного датирования (Дамдинов и др., 2020; Миронов и др., 2001; Mironov et al., 2005) приведены в таблице.

Проанализированный минерал	Возраст, млн лет
Циркон из кварцевых диоритов	853 ± 5
Роговая обманка из углеродизированных гранитоидов	855,8 ± 5,1
КПШ из углеродизированных гранитоидов	650,1 ± 4,7
Роговая обманка из диоритов	644,1 ± 4,2
Роговая обманка из диоритов	435,2 ± 9,0
Светлый мусковит из углеродизированных гранитоидов	339,0 ± 3,2
Обуглероженный мусковит из гранитоидов	333,8 ± 3,1
Роговая обманка из диоритов	280,4 ± 4,1
КПШ из углеродизированных гранитоидов	223,5 ± 1,6
Измененные граниты Таинского штока	670 ± 20
Молибденит в измененном граните порфирового штока	~860
Включение молибденита в кварце	~550

© Васильев В. И., Дамдинов Б. Б., Васильева Е. В.

Палеогеодинамические реконструкции, проведенные под руководством И. В. Гордиенко (Гордиенко и др., 2016), позволили выделить четыре основных этапа в эволюции региона. На первом этапе (1020–820 млн лет назад) произошло заложение крупного океанического бассейна и Дунжугурской энсиматической островной дуги в супрасубдукционной обстановке. Второй этап (830–800 млн лет) характеризовался столкновением и обдукцией Дунжугурской островной дуги на Гарганский микроконтинент. На третьем этапе (805–770 млн лет) произошло закрытие краевого спредингового бассейна, а также заложение Сархойской островодужной системы и задугового осадочного бассейна, пологопадающих под Гарганский микроконтинент. Четвертый этап (640–460 млн лет) ознаменовался разрушением Сархойской островной дуги, прекращением процессов в зоне субдукции, аккрецией ее комплексов и задуговых осадков с покровами Дунжугурской дуги на Гарганском микроконтиненте.

Корреляция исследований позволяет предположить, что гранитоидный шток (кислый дифференциат глубинного базит-андезитового интрузива) в обстановке древней островной дуги (второй этап геодинамической эволюции) внедрился в гипербазитовую пластину. Отделившийся магматический флюид образовал прожилково-вкрапленный тип оруденения.

Кварц-пирротиновый тип оруденения связан с активной гидротермальной деятельностью в Сархойской островодужной системе в период 805–650 млн лет на третьем этапе эволюции. Флюиды и расплавы при дегидратации в зоне субдукции катализировали вулканическую деятельность, что подтверждается, в частности, породами известково-щелочной сархойской свиты базальт-андезит-риолитового ряда с возрастом 782 ± 7 млн лет (Дамдинов, 2020).

Наиболее дискуссионным является кварцево-жильный тип оруденения, который, по всем признакам, был сформирован после окончания коллизии островной дуги 647,3 ± 3,1 млн лет назад по (Дамдинов, 2020). Длительность и многократные тектоно-термальные события в палеозое затрудняют привязку генезиса этого типа оруденения к конкретному временному интервалу. По-видимому, имело место неоднократное переотложение и концентрация рудных компонентов в эпитермальных условиях, причем гипергенные потоки в обобщенной нисходящей ветви конвекции на этом этапе охватывали терригенно-карбонатную толщу (включая углеродисто-карбонатно-терригенные отложения иркутной свиты и осадочно-вулканогенные черные сланцы ильчирской толщи) и, возможно, на поздней стадии, осадочные отложения сагансайрской свиты (Бутов и др., 2001).

Работа выполнена в рамках темы госзадания (рег. № АААА-А21-121011390003-9).

Литература

Бутов Ю. П., *Минина О. Р.*, *Неберикутина Л. Н.*, *Трегуб Т. Ф.*, *Катюха Ю. П.* Сагансайрская свита – эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы бурятского Восточного Саяна // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2001. № 12. С. 87–101.

Васильев В. И., *Дамдинов Б. Б.*, *Васильева Е. В.* Комплексная модель золотого оруденения золото-медно-порфирового Таинского месторождения (Восточный Саян) // Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Мат-лы XIV Международной научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2025. С. 65–67.

Васильев В. И., *Дамдинов Б. Б.*, *Васильева Е. В.* Таинское месторождение (Восточный Саян): новая комплексная модель трех типов золотого оруденения // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Мат-лы XXV Международной конференции. Москва: ИГЕМ РАН, 2024. С. 42–45.

Гордиенко И. В., *Рощектаев П. А.*, *Гороховский Д. В.* Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.

Дамдинов Б. Б., *Жмодик С. М.*, *Хубанов В. Б.*, *Миронов А. Г.*, *Травин А. В.*, *Дамдинова Л. Б.* Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотоносных гранитоидов Восточного Саяна // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–93.

Миронов А.Г., *Жмодик С.М.*, *Очиров Ю.Ч.*, *Боровиков А.А.*, *Попов В.Д.* Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 395–413.

Damdinov B.B., *Huang X.-W.*, *Goryachev N.A.*, *Zhmodik S.M.*, *Mironov A.G.*, *Damdinova L.B.*, *Khubanov V.B.*, *Reutsky V.N.*, *Yudin D.S.*, *Travin A.V.*, *Posokhov V.F.* Intrusion-hosted gold deposits of the southeastern East Sayan (Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia) // Ore Geology Reviews. 2021. V. 139. Part. B. 104541.

Mironov A.G., *Stein H.*, *Zimmerman A.*, *Zhmodik S.M.* Dating of gold occurrences in the Sayan-Baikal Fold Belt, Southern Siberia, Russia // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Berlin-Hedelberg: Springer. 2005. Ch. 7. P. 797–799.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ ГОРШЕЧЕНСКИХ ПЛУТОНОВ ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА: ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

В. Д. Вахнин

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

В большинстве палеопротерозойских орогенов акцент делается на изучение интрузивных магматических комплексов. Сопоставляя их геологическое положение, состав и возраст, можно реконструировать эволюцию литосферы [1]. Интрузивные основные породы в Донском террейне Восточно-Европейского кратона долгое время оставались недооцененными, при этом они представляют собой важные маркеры взаимодействия между корой и мантией в пределах крупных кислых изверженных провинций Сарматии [2]. В продолжении этих исследований, мы провели изучение Горшеченских плутонов в области стыка Волго-Донского орогена и Сарматии. Эти образования расположены как внутри батолитов Павловского комплекса, так и западнее, вне его границ, на активной континентальной окраине архейского Курского блока [3].

В северо-западной части Хохольско-Репьёвского батолита находятся Горшеченские плутоны, которые вскрыты скважинами 7595, 7593, К-19 и К-47 (рисунок, *а*). В скважинах представлены клинопироксениты, габбро и диориты. Контакты между габбро и диоритами четкие, диориты прорывают габбро. Один из плутонов, вскрытый скважиной К-19, прорывает павловские гранитоиды Олымского батолита. Другие два интрузива, вскрытые скважинами 7593 и К-47, прорывают гнейсы и амфиболиты донской серии.

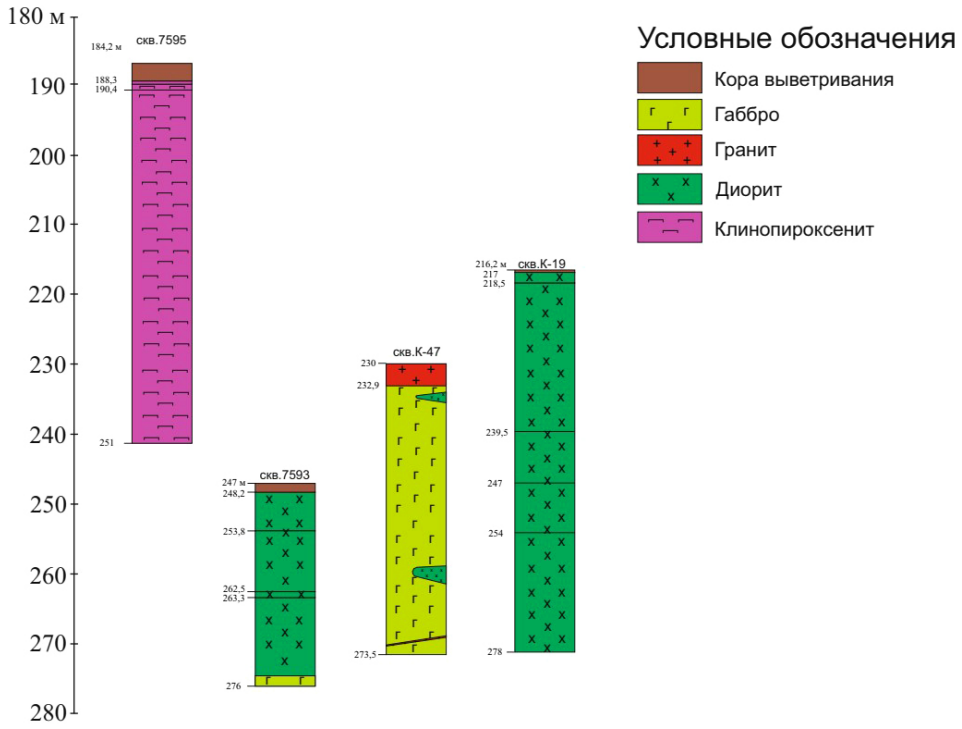
Петрография и минералогия. Горшеченские плутоны сложены оливиновыми клинопироксенитами, кварцевыми габбро, габброноритами и кварцевыми диоритами. Оливиновые клинопироксениты темно-серые, мелкозернистые и крупно-среднезернистые, массивной текстуры, гипидиоморфнозернистой структуры (рисунок, *б*). Минеральный состав (мод. %): клинопироксен – 75–80 %, оливин до 20 %, роговая обманка 3–5 %. Рудные минералы представлены пирротином, титан-магнетитом и хром-магнетитом. Габбро являются темно-серо-зелеными, мелкозернистыми и среднезернистыми породами массивной текстуры (рисунок, *б*). Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, габбровая. Минеральный состав (мод. %): плагиоклаз – 30–35 %, роговая обманка – 15–25 %, клинопироксен – 25–30 %, биотит – 10–15 %, ортопироксен – 2–12 %, кварц – 1–3 %. Акцессорные представлены апатитом, рудные – пирротином, халькопиритом, магнетитом и титанитом. Диориты светлые зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, массивной текстуры, мелко-среднезернистой структуры (рисунок, *б*). Минеральный состав (мод. %): плагиоклаз – 50–60 %, роговая обманка – 12–30 %, биотит – 10–15 %, клинопироксен до 3 %, кварц – 1–7 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудные – пирротином, магнетитом и титанитом.

Геохимия. Оливиновые клинопироксениты и габбро Горшеченских плутонов по своим геохимическим характеристикам соответствуют габбро, тогда как диориты классифицируются как габбродиориты, монцогаббро и монцониты; относятся к магнезиальным породам, причем магнезиальность диоритов оказывается выше, чем у габброидов. Согласно классификации Irvine и Barragar (1971), оливиновые клинопироксениты и габброиды относятся к толеитовой сериии, тогда как диориты демонстрируют переход от толеитовой к известково-щелочной серии.

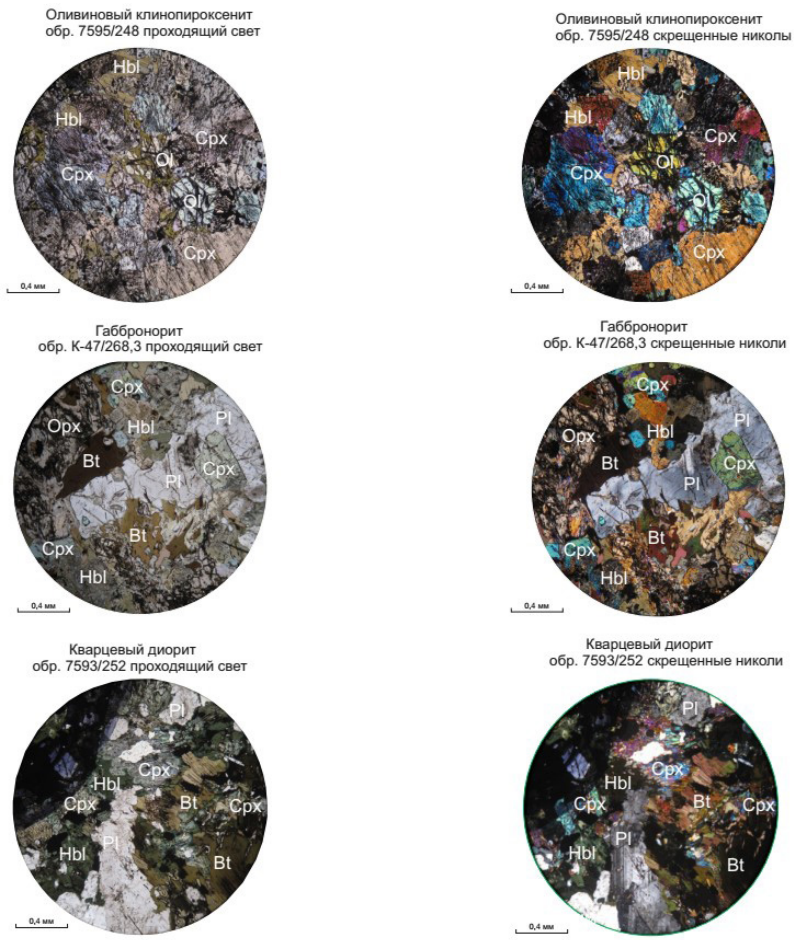
Оливиновые клинопироксениты Горшеченских плутонов характеризуются низким содержанием K_2O, в то время как габбро и диориты принадлежат к высококалиевой серии.

© Вахнин В. Д.

а)



б)



Разрезы скважин, вскрывших породы Горшеченских плутонов (*а*) и микрофотографии прозрачно-полированных шлифов (*б*)

U–Pb геохронология по цирконам. Цирконы из скважины К-19/245 представлены кристаллами неправильной формы и обломками кристаллов длиной от 220 до 490 мкм и шириной от 130 до 320 мкм. Цирконы представлены в основном субидиоморфными и идиоморфными призматическими кристаллами, содержащими включения других минеральных фаз, а также флюидные включения. Конкордантный U-Pb возраст составляет 2049,0 ± 10,0 млн лет (СКВО = 2,5; вероятность конкордантности равна 0,11). В пределах ошибки он совпадает со средневзвешенным $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2056,1 ± 9,0 млн лет. Дискордантный U-Pb возраст составляет 2055 ± 13 млн лет. Отношение Th/U варьирует от 0,34 до 2,25, что также характерно для цирконов магматического происхождения.

Цирконы из скважины 7593/252 представляют собой удлиненно–призматические кристаллы и обломки кристаллов длиной от 200 до 660 мкм и шириной от 100 до 250 мкм. Цирконы представлены в основном субидиоморфными и идиоморфными призматическими кристаллами, содержащими включения других минеральных фаз, а также флюидные включения. В катодной люминесценции в цирконах отмечается осцилляционная зональность. Конкордантный U–Pb возраст составляет 2060,0 ± 8,0 млн лет (СКВО = 0,15; вероятность конкордантности равна 0,70). В пределах ошибки он совпадает со средневзвешенным $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2061,0 ± 8,5 млн лет. Дискордантный U–Pb возраст составляет 2060 ± 8 млн лет. Отношение Th/U варьирует от 0,66 до 2,0, что также характерно для цирконов магматического происхождения.

Несмотря на то, что основные породы составляют меньшую часть на территории Волго-Донского орогена от всех магматических пород, их изучение является важной задачей: они являются чуткими индикаторами различных геодинамических обстановок и обладают геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками, позволяющими дешифровать мантийные, мантийно-коровые процессы эволюции Земли.

Литература

1. *Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х., Ларионов А. Н., Сальникова Е. Б., Иванова А. А., Базиков Н. С., Цыбуляев С. В., Червяковская М. В.* Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // Петрология. 2024. Т. 32, № 6. С. 647–678.
2. *Terentiev R. A., Savko K. A., Santosh M., Korish E. H., Sarkisyan L. S.* Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications// Precambrian Research, 2016, v. 287, p. 48–72. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.10.015
3. *Щипанский А. А., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Ларионова Ю. О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

РАПАКИВИСОДЕРЖАЩИЕ АССОЦИАЦИИ НАДСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

А. Е. Верниковская[1, 2, 3], В. Ю. Фридовский[3], Н. Ю. Матушкин[1, 2], Я. А. Тарасов[3], Е. А. Богданов[1, 2]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск
[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск
[3] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Изучение малых интрузий гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними мафитовых пород надсубдукционных комплексов проведено впервые для геологических объектов, находящихся на территории России. Объектами исследований являются неопротерозойские и мезозойские рапакивисодержащие комплексы активных континентальных окраин, соответственно Енисейского кряжа и Верхояно-Чукотской складчатой области. Эти магматические породы приурочены к крупным тектоническим зонам и прорывают терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения юго-западной и юго-восточной окраин Сибирского кратона. В работе, основываясь на опубликованных и новых геологических, геохронологических и изотопно-геохимических (U-Pb, Ar/Ar, Sm-Nd и Rb-Sr), а также минералого-петрографических и геохимических данных, рассмотрены магматические источники, модели формирования и геодинамические этапы развития рапакивисодержащих ассоциаций, и обсуждается природа одновозрастного и пространственно совпадающего с ними, Au, Au-Sb и Au-Bi оруденения.

В научной литературе есть множество примеров, связывающих образование пород разновозрастных (от палеопротерозоя до кайнозоя) интрузивных и интрузивно-вулканических рапакивисодержащих ассоциаций с надсубдукционной обстановкой (напр. Gagnevin et al., 2004; Gogoi et al., 2021; Верниковская и др., 2024). Закрытие океанского бассейна в криогении–эдиакарии вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона привело к формированию зоны субдукции и активной континентальной окраины, магматическая активность которой проявилась в образовании щелочных сиенитов, фойяитов, ийолитов, уртитов, субщелочных долеритов, трахибазальтов, карбонатитов, и гранитоидов А-типа татарского комплекса (711–629 млн лет) (Верниковский и др., 2008). Установлено, что наиболее ранние магматические и метасоматические события, связанные с щелочным и субщелочным магматизмом, а также гранитоидным А-типа татарского комплекса, происходили в криогенийское время в интервале 711–670 млн лет назад. Вслед за ними в криогений–эдиакарском интервале, 659–629 млн лет назад, в этой части ТИСЗ внедрились гранитоиды рапакиви, мафитовые интрузии и вулканиты, и образовались рудные метасоматиты Au–Sb Удерейского месторождения. В юго-западной части юго-восточной окраины Северной Азии (Верхояно-Чукотская складчатая область), в связи с закрытием палеоокеанов в позднеюрском–раннемеловом периоде происходило развитие Удско-Мургальской дуги в режиме активной окраины. Здесь, в аптское время, 121–120 млн лет назад, образовались граниты рапакиви и ассоциирующие с ними мафитовые дайки задугового уэмляхского комплекса, установленные в Аллах-Юньской тектонической зоне Верхоянского складчато-надвигового пояса, и, совпадающие в пространстве с одновозрастным с ними золотым оруденением (Фридовский и др., 2023; Верниковская и др., 2024). Разнообразие пород этого комплекса представляют гранодиориты, граниты, монцодиориты, монцониты, дайки трахиандезибазальтов и лейкократовых гранитов. Вслед за этим магматизмом, отражающим время

© Верниковская А. Е., Фридовский В. Ю., Матушкин Н. Ю., Тарасов Я. А., Богданов Е. А.

трансформации конвергентных обстановок в эволюции этой части окраины, на альб-кампанском этапе, произошло образование Охотско-Чукотской активной окраины вдоль всей юго-западной границы Верхояно-Чукотской складчатой области. Устанавливается омоложение магматизма осевой структуры Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) с юго-запада на северо-восток от 109 до 76 млн лет назад (Акинин и др., 2011). В тыловой части Западно-Охотской фланговой зоны ОЧВП, 95–88 млн лет назад, формировались граниты рапакиви и монцониты надсубдукционного рапакивисодержащего североохотского комплекса, как и совпадающее с ним в пространстве и близкое по возрасту Au и Au-Bi оруденение. Проведенные исследования выявили общие характеристики состава и моделей формирования рапакивисодержащих надсубдукционных комплексов, находящихся в структурах юго-западного и восточного обрамлений Сибирского кратона. (1) Массивы гранитов рапакиви имеют небольшие размеры (до 260 км^2), зональное строение. Структура рапакиви в гранитах и гранодиоритах представлена овальной формы вкрапленниками КПШ (от 0,8 до 5 см) с каемками андезин-олигоклаз-альбитового состава (до 0,3–0,5 см). Основная масса пород среднезернистая, состоит из округлых зерен темно серого кварца, плагиоклаза, КПШ, биотита±амфибола. (2) Граниты рапакиви ассоциируют с мафитовыми породами нормального и субщелочного состава. (3) Образование гранитов рапакиви происходило через 15–35 млн лет после начала магматизма активных континентальных окраин. Магматизм рапакиви (длительность от 7 до 20 млн лет) отражает изменение режима субдукции (заклинивание, откат и отрыв слэба) и апвеллинг астеносферной мантии при развитии активных континентальных окраин. (4) Становление интрузий рапакиви происходит через 1–5 млн лет после внедрения мафитовых интрузий. Граниты рапакиви относятся к переходному A-I-S-типу. Устанавливается единство источников с ассоциирующими с ними мафитовыми породами. (5) Рапакиви формировались из мантийно-корового источника: обогащенного мантийного (EM-II) и верхнекорового компонента с палеопротерозой– неопротерозой–мезопротерозойскими оценками Sm-Nd модельного возраста. (6) Граниты рапакиви, ассоциирующие с ними мафитовые породы и совпадающие с ними в пространстве близковозрастные проявления Au, Au-Sb и Au-Bi оруденений имеют единое происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 24-17-00057.

Литература

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 90–94.

Верниковская А.Е., Фридовский В.Ю., Родионов Н.В., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Кудрин М.В., Тарасов Я.А. Граниты рапакиви и ассоциирующий магматизм аптского этапа в развитии активной континентальной окраины Сибирского кратона (Северо-Восток Азии) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 2. С. 281–292. DOI: 10.31857/S2686739724020111

Фридовский В., Верниковская А., Матушкин Н., Кадильников П., Кудрин М., Тарасов Я. U-Pb возраст, петрогенезис и геодинамическая обстановка образования гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород Тарбаганнахского массива Аллах-Юньской тектонической зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции (г. Якутск, 21–24 марта 2023 г.). – Издательский дом СВФУ. Якутск. 2023. С. 343–348.

Gagnevin D., Daly J.S. and *Poli G.* Petrographic, geochemical and isotopic constraints on magma dynamics and mixing in the Miocene Monte Capanne monzogranite (Elba Island, Italy) // Lithos. 2004. V. 78, Iss. 1–2. P. 157–195. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.043

Gogoi B., Chauhan H., Saikia A. Understanding mafic-felsic magma interactions in a subvolcanic magma chamber using rapakivi feldspar: A case study from the Bathani volcano-sedimentary sequence, eastern India // Geochemistry. 2021. V. 81 (2), 125730.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА КАРСКОГО (ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОГО) ОРОГЕНА

В. А. Верниковский[1, 2], А. Е. Верниковская[1, 2], В. Ф. Проскурнин[3], Н. Ю. Матушкин[1, 2], О. П. Полянский[1, 4], А. Н. Семенов[1, 4]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск
[3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[4] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Карский (Таймыро-Североземельский) ороген представляет собой одну из ключевых структур Арктики в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. Формирование орогена связано с коллизией Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом в позднем палеозое – раннем триасе [1]. Коллизия привела к формированию значительных объемов метаморфических пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма и гранитов разных геохимических типов. Позднекаменноугольные и раннепермские (автохтонные) граниты (315–282 млн лет) были отнесены к синколлизионным, а позднепермские (аллохтонные) (264–248 млн лет), к постколлизионным (обзор литературы в [2]).

Формирование Карского орогена происходило в процессе косой коллизии, о чем свидетельствуют геологические и палеомагнитные данные [1–3]. Устанавливается отчетливое зональное размещение гранитоидов – синколлизионные локализованы в западной и центральной частях орогена, а постколлизионные в его восточной части. Синколлизионные граниты были сформированы в зонах анатектического плавления коровых пород и локализованы, главным образом, в зонах амфиболитового метаморфизма и мигматизации. Это преимущественно пералюминиевые биотит-роговообманковые гранодиориты, порфировидные биотит-амфиболовые и двуслюдяные, относящиеся к породам известково-щелочной и щелочно-известковой магматических серий. Постколлизионные граниты формируют небольшие штоки, интрудирующие метаморфические породы и синколлизионные граниты, а также неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрального-Таймырского аккреционного пояса. Это биотит-амфиболовые гранодиориты, субщелочные граниты, кварцевые сиениты и монцониты от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых, отвечающие породам щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Эти породы обогащены K, а также Ba и Sr.

Для синколлизионного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование анатектических гранитов, разработана тектонотермальная модель [4]. Выполненное 2D моделирование, базирующееся на термофизических параметрах, позволило реконструировать основные тектонотермальные процессы синколлизионного этапа формирования этой структуры. Смоделированы механизмы повышения температуры в нижней коре, необходимой для формирования анатектических гранитов. Полученные модельные оценки позволяют определить промежуток времени между коллизией и образованием гранитов (около 20–25 млн лет, требующийся для достижения температур формирования гранитных расплавов).

Для этапа постколлизионного магматизма была разработана 2D модель [5]. Однако модель в двумерной постановке не позволила решить задачу о формировании постколлизионных гранитоидных интрузивов, наблюдаемых в верхних, неметаморфизованных осадочных комплексах. Постколлизионные гранитоидные тела Карского орогенного пояса невозможно описать в рамках плоско- или осесимметричной структуры ввиду нерегулярной формы тел

© Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Проскурнин В. Ф., Матушкин Н. Ю., Полянский О. П., Семенов А. Н.

и случайного взаимного расположения массивов. Поэтому единственно возможным подходом является применение трехмерного моделирования, которое проводилось для постколлизионного этапа длительностью ~30 млн лет (280–250 млн лет назад) [6]. Моделирование проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, система уравнений и описание численного метода изложены в [7].

На границе перми и триаса в хорошо прогретую (неостывшую от коллизионных процессов) литосферу внедрились дифференцированные и недифференцированные интрузивы, связанные с Сибирским плюмом. Среди них, кроме долеритов и габброидов, присутствуют монцониты, кварцевые монцониты и сиениты, образованные из корово-мантийного источника. Эти металюминиевые породы относятся к щелочно-известковой и щелочной серии и обогащены Ba и Sr [8]. Характерно, что возраст пород главной фазы Сибирских траппов (252–251 млн лет; обзор литературы в [8]) перекрывает возраст самых поздних постколлизионных гранитов Карского орогена (252–248 млн лет (обзор литературы в [2].

Косая коллизия Сибирского палеоконтинента и Карского микроконтинента в конце палеозоя привела к открытию проницаемых структур для магматических расплавов Сибирского плюма. Наиболее благоприятными для локализации этих интрузивов явились ослабленные сутурные зоны Карского орогена и Енисей-Хатангская рифтовая система. Таким образом, эта коллизия на границе перми и триаса стала «триггером» для излияния Сибирских траппов.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 24-17-00057).

Литература

Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. 203 с.

Vernikovsky V. A., *Vemikovskaya A.*, *Proskumin V.*, *Matushkin N.*, *Proskumina M.*, *Kadilnikov P.*, *Larionov A.*, *Travin A.* Late Paleozoic – early Mesozoic granite magmatism on the Arctic margin of the Siberian craton during the Kara – Siberia oblique collision and plume events // Minerals. 2020. V. 10, 571. doi:10.3390/min10060571

Metelkin D. V., *Vernikovsky V. A.*, *Kazansky A. Y.*, *Bogolepova O. K.*, *Gubanov A. P.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.

Верниковский В. А., *Полянский О. П.*, *Бабичев А. В.*, *Верниковская А. Е.*, *Проскурнин В. Ф.*, *Матушкин Н. Ю.* Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.

Верниковский В. А., *Семенов А. Н.*, *Полянский О. П.*, *Бабичев А. В.*, *Верниковская А. Е.*, *Матушкин Н. Ю.* Тектонотермальная модель и эволюция магматизма на постколлизионном (предплюмовом) этапе развития Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 56–64.

Верниковский В. А., *Семенов А. Н.*, *Полянский О. П.*, *Бабичев А. В.*, *Верниковская А. Е.*, *Матушкин Н. Ю.* Условия формирования постколлизионных гранитов Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика): применение трехмерного численного моделирования // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520. № 1. С. 90–98.

Семенов А. Н., *Полянский О. П.* Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1665–1683.

Vernikovsky V. A., *Pease V. L.*, *Vernikovskaya A. E.*, *Romanov A. P.*, *Gee D. G.*, *Travin A. V.* First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. 2003. V. 66. P. 23–36.

ПРОБЛЕМАТИКА ДИАГНОСТИКИ МИКРОЗЕРНИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД В КОНТЕКСТЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ КАМЕННОГО СЫРЬЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

А. В. Вишневский, Н. Е. Белоусова, Д. А. Гурулёв

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

Одной из фундаментальных проблем и задач, находящихся на стыке естественных и гуманитарных наук является диагностика и исследование материалов в предметах, нарушение целостности которых крайне нежелательно, или же вовсе недопустимо. В первую очередь речь идет о произведениях искусства, культурных ценностях и экспонатах, входящих в музейный фонд РФ. С точки зрения геологии и минералогии, спектр задач здесь весьма широк, и если для диагностики драгоценных камней и металлов разработаны определенные методические подходы и стандарты, то даже для поделочных камней и декоративных горных пород таких подходов нет. Зачастую диагностика проводится визуально по обработанной поверхности, и если для «условного малахита», с ней не имеется особых проблем, то уже задача отличить белоречит (кварцит Белореченского месторождения) от некоторых разновидностей мрамора может вызвать крайнее затруднение даже у квалифицированных специалистов.

Что же касается археологических материалов каменного века, то верная диагностика и инструментальное измерение характеристик артефактов из минерального сырья (орудий труда, инструментов для расщепления, украшений и красящих веществ, минеральных пигментов) становится особенно необходимой для выявления и обоснования источников материала (в особенности, импортного или «престижного»). Эти знания дают важную информацию о культурных связях, хозяйственных стратегиях, предпочтениях и поведении древнего человека.

Особое затруднение при диагностике вызывают так называемые скрытозернистые горные породы, с характерным размером зерен, как правило, порядка первых десятков μm. Зачастую, это как раз лучшие и наиболее ценные образцы каменного сырья, обладающие плотным сложением, высокой степенью изотропности, раковистым сколом. При твердости по шкале Мооса 5,5, они становятся излюбленным материалом для изготовления разного рода орудий.

Верная диагностика таких материалов требует квалификации и широты знаний, так как среди этих пород есть вулканиты (напр. риолиты, обсидианы, туфы), осадочные породы (в основном высококремнистые породы – кремни, лидиты, яшмы), метасоматиты (эпидозиты, скарны/родингиты, некоторые нефриты, разнообразные яшмоиды и окварцованные породы), метаморфические (микрокварциты, роговики) и кремнистые породы кор выветривания.

Как показывает наша практика, в районах со сложным геологическим строением и разнотипным высококачественным каменным сырьем (например, С-З Алтай), материал до 10–15 % артефактов диагностируется неверно (иногда даже с изучением в шлифах!), а в некоторых случаях неверно могут быть атрибутированы целые типы сырья, в том числе являющиеся преобладающими в индустрии. К примеру, так произошло с витрокластическими кислыми туфами (Вишневский и др., 2023), служащими основным сырьем стоянки Кар-Бом, где они рассматривались разными авторами как силициты, афировые риолиты, роговики и кремни.

Под личиной высококремнистых пород часто скрываются альбититы и клиноцоизитовые метасоматиты. Их часто диагностируют как яшмоиды и окремненные алевролиты или аргиллиты.

Наибольшие же затруднения, как с точки зрения диагностики, так и для установления потенциального коренного источника материала вызывают ороговикованные породы. Следует

© Вишневский А. В., Белоусова Н. Е., Гурулёв Д. А.

еще раз оговориться, что здесь имеются ввиду именно равномернозернистые тонкие разности, роговики с отчетливыми порфиро- или пойкилобластами трудностей обычно не вызывают. Хорошим примером здесь могут выступить светло-серые, нередко с лиловым оттенком, диопсидовые роговики из бассейна р. Ануй на Алтае, где находится знаменитый археологический объект – Денисова пещера. Эти породы традиционно рассматривались как окремненные алевролиты. Другой пример – кордиеритовые и двупироксеновые роговики неолитической стоянки-мастерской Усть-Чечемонга в долине нижнего течения р. Ангары (юг Средней Сибири), которые визуально диагностировались как разнотипные аргиллиты и алевролиты, но при «слепом» петрографическом исследовании были определены как техногенные керамические материалы. Образование таких высокотемпературных роговиков здесь можно связать с проточными системами при внедрении в осадки расплавов формации Сибирских траппов. На непосредственную близость коренных источников в данном случае указывает многочисленность отходов начального расщепления не окатанных блоков, масса которых, по сумме визуально однотипных сколов из скоплений на местах обработки, составляла не менее пяти килограмм.

Проблема вычленения роговиков заключается во многих случаях, как ни парадоксально, в сохранности в них реликтовых текстур осадочных горных пород, что позволяет при визуальной диагностике называть их аргиллитами, алевролитами, туфами и яшмами. Большую сложность представляет и решение задач о коренных источниках таких пород. И фундаментальных проблем здесь несколько. Во-первых, это практически полное отсутствие описания контактово-метаморфических пород в объяснительных записках геологических карт и статьях в научной периодике, помимо их минерального состава или фации. Очень редко характеризуется и химический состав осадочных горных пород – протолитов роговиков. Окраска роговиков практически всегда значительно отличается от окраски протолита, соответственно стратиграфические и литологические данные в описании разрезов также оказываются малоинформативными. И, напоследок, классическая систематическая ошибка выжившего: «стойкость» и «размерность» роговиков в флювиальном переносе обычно на много порядков выше, чем их протолитов, что создает искаженное представление об их распространенности.

К счастью, в последние 10–15 лет активно развивается ниша как портативных, так и стационарных приборов (РФА, РСА, раман-спектроскопы), не требующих: 1) разрушения образца, 2) высокой квалификации пользователя (по крайней мере для проведения измерений и интерпретации простых случаев). Применение их в качестве подспорья к визуальной диагностике, а также сопоставление с материалами классической петрографии и СЭМ ЭДС по сходным породам из галечников, коренных источников или малоинформативных для археологических исследований сколов – отходов изготовления орудий, позволяют по новому взглянуть на разнообразие каменного материала, стратегии освоения «сырьевых угодий», выявить импортные материалы, более детально проследить культурную и технологическую трансформацию сообществ каменного века.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОИТЕЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ИЗ ГЕОРГИЕВСКОГО СОБОРА ЮРЬЕВА МОНАСТЫРЯ (ВЕЛИКИЙ НОВГОРОД)

А. А. Возняк[1], Е. Г. Яновская[2], А. А. Носова[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Институт археологии РАН, Москва

Археологические раскопки 2013–2021 гг. в Георгиевском соборе и на территории Юрьева монастыря в Великом Новгороде выявили многочисленные конструкции, часть из которых никогда не упоминалась в летописях (Sedov, 2021). Для определения относительной хронологии этих конструкций и обнаруженных построек было предпринято петрографическое исследование строительных растворов, так как раствор, в отличие от кирпичей и камня, не может использоваться повторно. Петрографическое исследование компонентов раствора может помочь идентификации их хронологии.

Для начала исследовались образцы, датировка которых была известна, что позволило четко выделить две группы: растворы домонгольского (X – нач. XIII вв.) и послемонгольского (кон. XIII–XIX вв.) периодов (Ianovskaya et al.,2025).

Раствор домонгольской группы характеризуется высоким содержанием измельченной керамики и кирпичей (от 25 до 50%) и небольшим количеством мономинерального песка. Растворы послемонгольской группы содержат большее количество полиминерального песка и обломков известняка, также во второй группе содержится небольшое количество кирпича, которое связано с повторным использованием обломков древнего цемента или с попыткой поздней имитации технологии цемяночного раствора.

Это исследование стало первым опытом в изучении новгородских растворов с использованием методов петрологии и современных технических средств, которые позволяют визуализировать изучаемый материал. Петрографические исследования проводились и раньше, однако они ограничивались только описанием компонентов и их количества.

Были выявлены и определены основные компоненты растворов и их свойства. Все домонгольские растворы состояли из извести в качестве вяжущего и цемянки (дробленой керамической крошки) в качестве наполнителя. Небольшая примесь песка в домонгольских растворах не была отдельным специально добавленным компонентом, а попала в раствор в результате дробления кирпича.

Растворы послемонгольского периода (большинство из них относились к перестройкам собора в нач. XIX в.) отличались наличием в составе полиминерального песка в качестве основной добавки к известковому вяжущему.

Растворы из неизвестных построек, обнаруженных на территории монастыря к северу от собора, относились к послемонгольскому периоду, несмотря на наличие в составе небольшой примеси дробленого кирпича. После проведения исследования, растворы с небольшим содержанием кирпичного боя обнаружились и в других памятниках послемонгольского периода Новгорода, что может объясняться подражанием технологии изготовления цемяночных растворов.

Таким образом, петрографическое исследование строительных растворов может быть важным и перспективным методом в датировке архитектурно-археологических памятников.

© Возняк А. А., Яновская Е. Г., Носова А. А.

Литература

Lipatov A. A. (2006): Byzantine traditions in the construction industry of Ancient Russia: mortars, walls, foundations. Unpublished dissertation for the degree of Candidate of Historical Sciences, Institute of the History of Material Culture of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, pp. 546.

Sedov V. V. (2021): Report about the architectural and archaeological research (excavations) on the territory of the identified archaeological heritage site "Cultural layer of the Yuriev Monastery Ensemble", XII–XIX centuries. On the territory of the cultural heritage site of federal significance "Yuriev Monastery", XII–XIX centuries. Novgorod region, Veliky Novgorod, Yuryevskoe sh., 10. Archive of IA RAS. R-I 72527, pp. 153.

Ianovskaia E. G., *Vozniak A. A.*, *Nosova A. A.*, *Sazonova L. V.*, *Lebedeva N. M.* & *Erofeeva K. G.* (2025): Analyses of mortars from St. George's cathedral, Great Novgorod / A velikij novgorodi Szt. György-katedrális habarcsainak vizsgálata. Archeometriai Műhely XXII/1 39–54. doi: 10.55023/issn.1786-271X.2025-004

ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО И СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ (СТРОЕНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ, ВУЛКАНИТЫ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЛАНСКОГО И УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ)

И. П. Войнова

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, ipvoinova@yandex.ru

На северном Сихотэ-Алине располагается зона сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов. В последние годы появились данные [1, 2, 4–6], заставляющие усомниться в правильности отнесения выделяемых здесь Ниланского и Ульбанского террейнов к Монголо-Охотскому поясу, как это до сих пор имеет место и на изданных современных листах 1 : 1 000 000 масштаба, и на тектонических картах.

Ниланский террейн рассматривался как фрагмент палеозойской аккреционной призмы. Но при проведении геологического доизучения в масштабе 1 : 200 000 на территории террейна в кремнистых и терригенных отложениях были найдены юрские радиолярии и было установлено, что фауна палеозойского возраста во многих случаях находится в известняках, слагающих глыбы в более молодых терригенных отложениях. По последним данным в составе Ниланского террейна выделяются образования $T–J_{2–3}$ возраста. Среднетриасовые (T_2?) толщи образованы терригенными отложениями, среди которых залегают пластовые тела метабазальтов в ассоциации с кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами. В среднеюрских отложениях (берендинская толща (J_2br)) вулканиты преобладают (70–80 %), слагают тела мощностью от первых метров до 300 м, чередуются с кремнистыми породами, алевролитами, туфами основного состава, редко – маломощными прослоями песчаников. В средне-верхнеюрской крестовой толще ($J_{2–3}$ kr), сложенной алевролитами, песчаниками, микститами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-кремнистыми породами, вулканиты представлены как потоками в стратифицированных разрезах, так и в обломочной части микститов. Контакты пластовых тел и линз базальтов, кремней и известняков с пачками терригенных отложений повсеместно тектонические [5].

Вулканиты Ниланского террейна относятся преимущественно к субщелочной серии, причем на TAS-диаграмме фигуративные точки сосредоточены вдоль приграничных областей с известково-щелочной (триасовые и среднеюрские вулканиты) и щелочной (средне-позднеюрские вулканиты) сериями, характеризуются преобладанием натрия над калием, представлены базальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, реже трахиандезитами с тефритовой тенденцией. Геохимические дискриминантные и спайдер-диаграммы показывают, что вулканиты имеют океаническое происхождение, формировались в геодинамических условиях срединно-океанических хребтов (T, J_2) и внутриплитных океанических островов ($J_{2–3}$) из плюмовых, в различной степени обогащенных мантийных источников. Причем наблюдается постепенное обогащение источника юрских вулканитов с омоложением их возраста: N-MORB (J_2 базальты) → E-MORB (микститы $J_{2–3}$) → OIB слабообогащенные ($J_{2–3)}$ → OIB обогащенные ($J_{2–3}$, выше по разрезу). Следует отметить, что спайдер-диаграммы триасовых базальтов сходны с диаграммами базальтов из блоков микститовой толщи $J_{2–3}$ и встраиваются в тенденцию обогащения вулканитов юрских толщ. Петрогеохимическая близость этих вулканитов намечается и по дискриминантным диаграммам, что наводит на мысль об их общности, возможно и одновозрастности. В пользу возможной одновозрастности вулканитов из изученных толщ ($J_{2–3}$kr и T_2?) свидетельствуют и петромагнитные данные, устанавливающие близкие направления течения палеопотоков вулканитов из разных толщ. Для вулканитов Ниланского терейна были произведены палеомагнитные исследования и определены координаты палеомагнитного полюса и палеошироты их возникновения в юрское время: –3,7° (+5,1°/-6,3°) [5].

© Войнова И. П.

Севернее Ниланского террейна располагается Ульбанский террейн, который был выделен как фрагмент турбидитового бассейна или раннемезозойского аккреционного комплекса (призмы, клина) с преобладанием турбидитов в составе Монголо-Охотского орогенного пояса. Террейн сложен мощной (более 11 км) серией терригенных отложений, с линзами, пластинами и блоками кремней, кремнисто-глинистых пород и базальтов. При съемочных работах эти линзы встраивались в единые разрез из-за невыраженности тектонических контактов. Но возрасты кремней линз и подстилающих и перекрывающих их терригенных отложений контрастно различаются, что свидетельствует об их тектонических взаимоотношениях [6]. Для среднеюрских обломочных отложений Ульбанского террейна также определены координаты палеомагнитного полюса и палеошироты их возникновения: палеоширота 0,1° (+2,7°/–2,6°) [4], что близко к таковым юрских базальтов Ниланского террейна.

Расположение Монголо-Охотского палеоокеана в первой половине юрского времени принимается в пределах палеоширот ~50° с. ш. до ~70° с. ш. Различным породам террейнов, входящих в состав Сихотэ-Алинского орогенного пояса, свойственны более низкие палеошироты формирования: от 0–5° с. ш. до 35–50° с. ш. [2]. Породы Ниланского и Ульбанского террейнов формировались в приэкваториальных широтах, далеко за пределами палеоширот Монголо-Охотского палеоокеана.

Кроме этого, согласно новым геохронологическим и геолого-структурным данным [7], отсутствие детритовых цирконов моложе 171 млн лет в осадочных породах восточного звена Монголо-Охотского бассейна свидетельствует о полном закрытии этого бассейна на границе ранней и средней юры.

Пауканкий разлом, считаемый границей Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского складчатых поясов, по современным представлениям считается дизъюнктивом внутри области мезозойской складчатости. А преобладающие СВ направления разломов в Ниланском и Ульбанском террейнах сходны с направлениями разломов в Сихотэ-Алинском поясе, в отличие от З-ЮЗ направлений простирания разломов в сопредельной с запада части Монголо-Охотского пояса [1].

Вывод. Ниланский и Ульбанский террейны логично рассматривать как северное продолжение юрской Сихоте-Алинской аккреционной системы и относить их к Сихоте-Алинскому, а не к Монголо-Охотскому орогенному поясу.

Литература

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

Диденко А. Н., *Ханчук А. И.* Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 56–59.

Забродин В. Ю., *Рыбас О. В.*, *Гильманова Г. З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с. + цв. вкл.

Песков А. Ю., *Кудымов А. В.*, *Зябрев С. В.*, *Каретников А. С.*, *Архипов М. В. Тихомирова А. И.*, *Диденко А. Н.* Палеомагнетизм среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 3. С. 3–15.

Песков А. Ю., *Войнова И. П.*, *Диденко А. Н.*, *Зябрев С. В.*, *Кудымов А. В.*, *Каретников А. С.*, *Архипов М. В.* Структурная позиция, петрогеохимическая и петропалеомагнитная характеристика вулканитов Ниланского террейна (зона сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алиньского орогенов) и геодинамические выводы // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 3–22.

Ханчук А. И., *Кемкин И. В.*, *Кириллов В. Е.*, *Иванов В. В.*, *Кирьянов М. Ф.*, *Трушин С. И.* Ульбанский террейн (зона) как часть юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2024. Т. 43. № 3. С. 3–22.

Sorokin A. A., *Zaika A. A.*, *Kovach V. P.*, *Kotov A. B.*, *Wenliang Xu C.*, *Hao Yang.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the DzhagdyTransect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР (В СВЯЗИ С ЗАДАЧАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ)

Ю. Л. Войтеховский

Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург

Классификация минералов следует конституционному принципу, означающему единство химического состава и структуры. Более высокое положение кристаллических горных пород в иерархии неорганической природы предполагает, согласно тому же принципу, что их классификация должна сочетать минеральный состав и петрографическую структуру. Строго говоря, петрохимическая классификация горных пород – удобная уловка, ибо химический состав горной породы определяют давно и точнее, чем модальный – в шлифах (по Делессу, Розивалю или Глаголеву) или разделением на мономинеральные фракции. Но дело обстоит еще хуже, ибо на первом шаге классификации университетский учебники, петрографические словари и ведомственные кодексы предлагают деление горных пород по генезису на магматические, осадочные, метаморфические, метасоматические… За последние 130 лет лишь кембриджский профессор А. Харкер видел в этом методологический казус и указывал на его причину – отсутствие строгого математического описания петрографических структур, из-за чего все многообразие горных пород представляет собой как бы непрерывное поле (химических и минеральных) составов с договорными границами, и выражал скепсис по поводу возможности абсолютных границ, следующих из сути горных пород.

Между тем, возможность лежит почти на поверхности. Кристаллическая горная порода любого генезиса – это в первую очередь система контактирующих минеральных зерен в общем случае разных минеральных видов, воспринимаемая петрографом статистически, в каких бы параметрах она далее не фиксировалась: абсолютных и относительных размерах, степени идиоморфизма и т. д. Традиционно петрографы стремятся обозначить в терминах как можно больше морфологических черт (не ограничивая себя в метафорах), и даже выводы о генезисе горной породы (напр., нематогранобластовая, как будто бластез виден прямо в микроскоп). Математическая теория так не строится. Нельзя тащить в нее параметры, плохо связанные или вообще не связанные функционально.

Автор предлагает понимать петрографическую структуру как системную характеристику горной породы, выводимую из отношений контактирования минеральных зерен согласно следующему алгоритму. Система бинарных контактов $m_i m_j$ в n-минеральной горной породе (ее организация, но еще не структура) представима как автоморфизм (отображение в себя, это сближает математический термин с петрологическим аналогом) множества $\{m_i\}$ минералов, слагающих горную породу, где p_{ij} – вероятности контактов минеральных зерен соответствующих видов:

$$\sum_{i,j=1}^{n} p_{ij}\, m_i\, m_j \;=\; \{m_i\}_1^n \xrightarrow{\mathrm{P}_{ij}} \{m_i\}_1^n .$$

Предлагаемая концепция открывает ряд возможностей для применения современных математических идей к описанию кристаллических горных пород. Например, та же система бинарных контактов представима в форме

© Войтеховский Ю. Л.

$$\sum_{i,j=1}^{n} p_{ij}\, m_i\, m_j = \begin{bmatrix} m_1 & m_2 & \cdots & m_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \cdots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \cdots & p_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ p_{n1} & p_{n2} & \cdots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \cdots \\ m_n \end{bmatrix},$$

из которой следует ведущая роль симметрической матрицы P_{ij} вероятностей межзерновых контактов. Последняя с очевидностью обращает нас к исчерпывающе разработанной алгебраической теории и классификации квадратичных форм и позволяет ввести понятие структурной индикатрисы n-минеральной кристаллической горной породы как n-мерной квадратичной поверхности, однозначно отвечающей матрице P_{ij}. Тип индикатрисы легко устанавливается приведением матрицы P_{ij} к каноническому диагональному виду (он и выражает собой тип структуры). Названные математические образы не должны пугать петрографа, заведомо знакомого с оптическими индикатрисами (эллипсоидами) и коноскопическими фигурами (изогирами, изохромами, спиралями Эйри) минералов.

Теория дает четкие ответы на актуальные вопросы петрографии: о числе петрографических структур для n-минеральных горных пород, о границах классификации, о пределах колебаний вероятностей p_{ij} в пределах каждого типа, и др. Это особенно важно при геологическом картировании, так как позволяет заменить вербальное описание однозначной, воспроизводимой характеристикой петрографической структуры. Техническая проблема состоит в том, чтобы приспособить современные оптические анализаторы структур к рутинному подсчету вероятностей p_{ij}.

Важно и то, что действующая петрографическая терминология может быть использована для дополнительного подробного описания горной породы. Заметим также, что диагностика минералов под микроскопом, описание их форм, размеров, любых других индивидуальных особенностей – это еще минералогический уровень исследования, даже если выполняется петрографом. Петрография начинается с совокупного, генерализованного, статистического узнавания горной породы как системы.

Методология авторского подхода, необходимый математический аппарат и практические применения изложены в серии статей [1–8].

Литература

Войтеховский Ю.Л. К проблеме организации горных пород // Изв. ВУЗов. Сер. Геол. и разведка. 1991. № 10. С. 34–39.

Войтеховский Ю.Л. Приложение теории квадратичных форм к проблеме классификации структур полиминеральных горных пород // Изв. ВУЗов. Сер. Геол. и разведка. 1995. № 1. С. 32–42.

Войтеховский Ю.Л. Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания акцессориев // Изв. вузов. Сер. Геол. и разведка. 2000. № 1. С. 50–54.

Войтеховский Ю.Л., *Захарова А.А.* Моделирование петрографических структур // Вестник геонаук. 2020. № 10. С. 38–42. https://doi.org/10.19110/geov.2020.10.5

Войтеховский Ю.Л., *Захарова А.А.*, *Климоченков М.Д.* Моделирование петрографических структур. Статья 2 // Вестник геонаук. 2020. № 12. С. 32–35. https://doi.org/10.19110/geov.2020.12.3

Войтеховский Ю.Л., *Припачкин П.В.* Использование статистических методов для расчленения разреза Фёдорово-Панского интрузива // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 48–52.

Захарова А.А., *Войтеховский Ю.Л.* Методика прогнозирования обогатимости апатитовых руд (Кировский рудник, Кольский п-ов) // Обогащение руд. 2022. № 1. С. 27–30. https://doi.org/10.17580/or.2022.01.05

Захарова А.А., *Войтеховский Ю.Л.* Статистический прогноз параметров обогащения руд по наблюдениям в шлифах // Обогащение руд. 2024. № 2. С. 27–31. https://doi.org/10.17580/or.2024.02.05

ИСТОЧНИКИ МЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА УДИНСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ (SR, ND, O, PB) ДАННЫМ

А. А. Воронцов[1], В. В. Ярмолюк[2], С. И. Дриль[1], В. М. Саватенков[3], Д. А. Лыхин[2], Е. Н. Федерягина[4], С. А. Сасим[4]

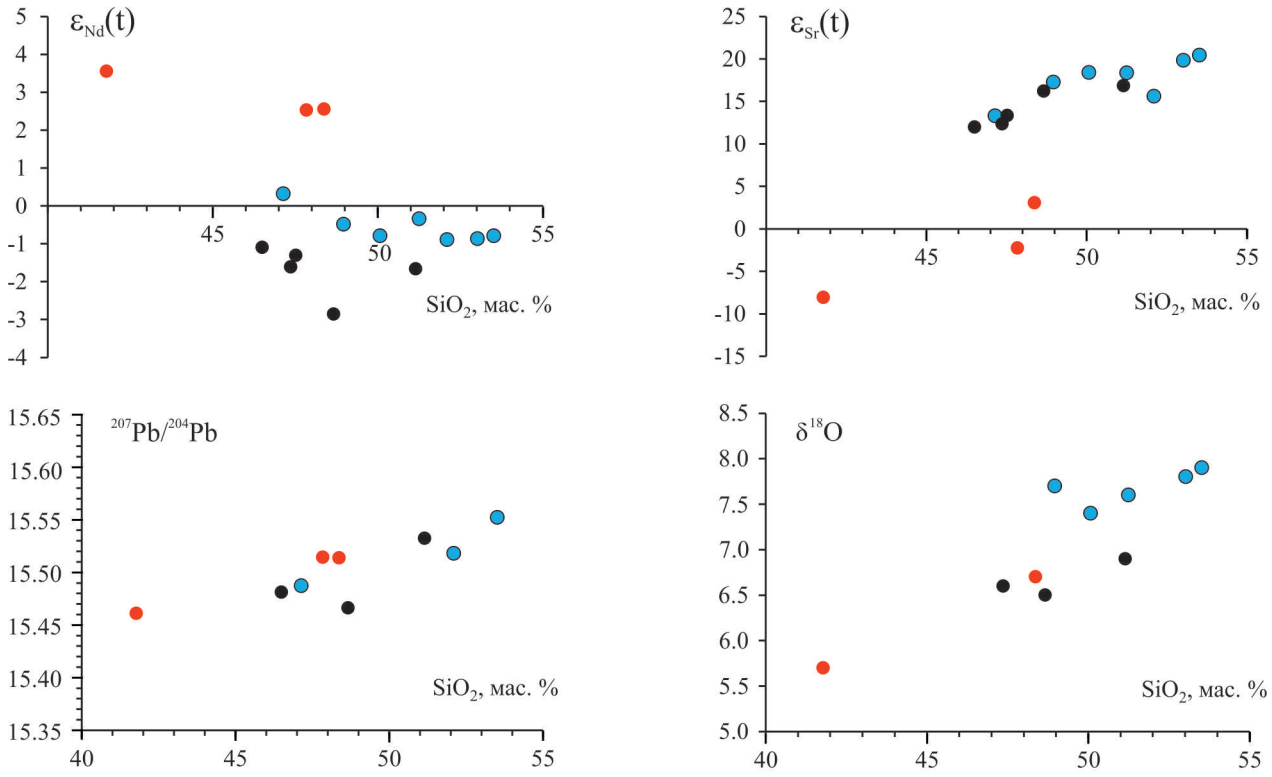
[1] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, voront@igc.irk.ru, sdril@igc.irk.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, yarm@igem.ru, lykhind@rambler.ru
[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, v. m.savatenkov@ipgg.ru
[4] Иркутский государственный университет, Иркутск, katerinka19.85@mail.ru, sasimserg@mail.ru

Удинский сектор является одним из крупных фрагментов Западно-Забайкальской рифтовой области и включает в себя Удинскую, Еравнинскую и Зазинскую впадины (1). Меловые магматические ассоциации этого сектора сложены породами полного спектра составов от ультраосновных до кислых. Они формировались в интервале 143–71 млн лет в последовательности ряда этапов магматизма, которые характеризовались постепенным спадом общей продуктивности магматизма при одновременном возрастании его щелочности.

Щелочные базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты раннемеловых этапов магматизма по сравнению с базальтами типа OIB обогащены практически всеми несовместимыми элементами, но отличаются относительным дефицитом Ta и Nb. Позднемеловые трахибазальты близки к составу OIB, в том числе по содержанию Ta и Nb. Щелочные пикробазальты отличаются от них повышенными содержаниями практически всех несовместимых редких элементов. На диаграмме в координатах $\varepsilon_{Sr}(t) - \varepsilon_{Nd}(t)$ изотопные составы пород Удинской впадины формируют тренды, связывающие составы умеренно-деплетированного и обогащенного мантийных источников. Эти тренды пересекаются в точке, которую можно рассматривать в качестве общего компонента, участвовавшего в образовании раннемеловых базальтоидов сектора. Свидетельством участия литосферной мантии в образовании раннемеловых базальтоидов служат отличия их изотопного состава Pb от состава одновозрастных с ними основных вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области (ВМВО) (3). Последние также возникли в результате раннемелового рифтогенеза, но по другую сторону Монголо-Охотского шва в пределах другого литосферного блока. Наряду с литосферной мантией в магматизме Удинского сектора принимала участие также астеносферная мантия. Ее вклад особенно заметен в образовании позднемеловых вулканитов, чьи изотопные составы Sr, Nd и Pb приближены к изотопным характеристикам общего мантийного компонента в кайнозойских базальтах Центральной Азии (2).

Таким образом, для раннемеловых вулканитов Удинского сектора приходится допускать одновременное существование в разной степени обогащенных (EMI, EMII) мантийных источников. Вариант, позволяющий решить эту проблему, заключается в предположении о том, что наиболее эволюционированные магмы, отвечающие составу пород с максимальным содержанием SiO_2, являются результатом смешения магм мантийной и коровой природы. Различие петрогеохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb, O) характеристик двух групп раннемеловых пород Удинского сектора, разнесенных в пространстве на расстояния, исчисляемые в десятки километров, позволяет предложить модель контаминации общего для них первичного расплава разными по составу коровыми субстратами. О вкладе процессов контаминации в состав

© Воронцов А. А., Ярмолюк В. В., Дриль С. И., Саватенков В. М., Лыхин Д. А., Федерягина Е. Н., Сасим С. А.



Вариации изотопного (Nd, Sr, Pb, O) состава в зависимости от содержаний SiO_2 (мас. %) в породах Удинского сектора:

1, *2* – раннемеловая магматическая ассоциация, 143–111 млн лет: *1* – Еравнинская и Зазинская впадины, *2* – Удинская впадина; *3* – позднемеловая магматическая ассоциация, 83–71 млн лет (сочленение Удинской и Еравнинской впадин)

вулканических продуктов свидетельствуют прямые корреляции между содержаниями SiO_2 и изотопными параметрами (Sr, Nd, Pb, O) в раннемеловых базальтоидах. Рост содержания SiO_2 в породах пропорционально связан с ростом в них радиогенного стронция, свинца и доли тяжелого изотопа кислорода, а также снижением доли радиогенного неодима (рисунок).

Линейный характер зависимостей указывает на то, что изменения составов были связаны со смешением исходных магм с компонентом, обладающим по сравнению с базальтами более высокими содержаниями SiO_2, а также иными изотопными и геохимическими характеристиками. Для позднемеловых пород также фиксируются определенные вариации геохимических, изотопных (Sr, Nd, Pb, O) параметров в зависимости от содержаний SiO_2 (мас. %) в ряду щелочные пикробазальты-трахибазальты, что также не исключает участие коровых контаминантов в их образовании. Направление тренда изменения их составов близко к направлению для раннемеловых пород. Это указывает на одинаковый состав контаминанта, но резко различное его долевое участие в образовании базальтовых расплавов.

Полученные новые изотопные (Sr, Nd, Pb, O) характеристики для меловых вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в совокупности с результатами предшествующих геолого-геохимических исследований дают основание полагать, что вариации элементного и изотопного составов пород во всем возрастном диапазоне их развития следует связывать с взаимодействием расплавов, формирующихся из двух источников. Это, прежде всего, мантийные источники, определившие вещественные параметры пикробазальтов и трахибазальтов и коровые источники, контролирующие состав относительно

низкомагнезиальных трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Для раннемеловых породных ассоциаций Удинской впадины и системы впадин Зазинская-Еравнинская реконструируется разные изотопно-геохимические параметры коровых контаминантов.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

Литература

1. *Воронцов А. А.*, *Ярмолюк В. В.*, *Комарицына Т. Ю.* Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.
2. *Ярмолюк В. В.*, *Саватенков В. М.*, *Козловский А. М.*, *Ступак Ф. М.*, *Кузнецов М. В.*, *Шпакович Л. В.* Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 3–28.
3. *Кузнецов М. В.*, *Саватенков В. М.*, *Шпакович Л. В.*, *Ярмолюк В. В.*, *Козловский А. М.* Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457–479.

ОСНОВНЫЕ ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПРОГРЕСС В ПОЗНАНИИ ЗА ПЕРИОД 2010–2025 гг.

Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, gladkochub@mail.ru

В 2010 году коллективом авторов была подготовлена и опубликована карта «Докембрийские базитовые комплексы Сибирского кратона» (Gladkochub et al., 2010a). В ходе работы над картой был проведен анализ всех известных оценок возраста, полученных для базитовых комплексов Сибирского кратона более чем за 50 лет их изучения с использованием методов изотопной геохронологии. На момент составления карты в 2010 году в распоряжении авторов для всей территории кратона имелось лишь 44 определения возраста, некоторые из которых (K-Ar) являлись относительно надежными. Из этих датировок только 12 касались возраста базитового магматизма южной части кратона. На основании проведенного анализа авторами работы был сделан вывод о том, что в истории протерозойского базитового магматизма Сибири могут быть выделены три основных импульса. В палеопротерозое (около 1880 млн лет) внедрение базитов происходило на фоне постколлизионного растяжения проявившегося после формирования кратона. В мезопротерозое (1470 млн лет) только на севере кратона был слабо проявлен базитовый магматизм, обусловленный рассеянным внутриплитным растяжением под воздействием мантийного плюма. В неопротерозое масштабный базитовый магматизм в пределах южной части кратона развивался на фоне распада Родинии.

По прошествии 15 лет только для южной части Сибирского кратона появилось более двух десятков новых определений возраста докембрийских базитов, в том числе наиболее прецизионных оценок возраста, полученных методом U-Pb датирования бадделеита.

Новые результаты, полученные на основе большего количества и лучшего качества изотопных данных, не только надежно подтверждают ранее сделанные предположения, но и существенно дополняют их за счет выделения новых, ранее неизвестных, событий. Актуальный взгляд на рассматриваемую тему в южной части Сибирского кратона позволяет отметить следующее:

1) базитовый магматизм постколлизионной природы, фиксирующий финальную стадию становления структуры кратона, прослежен во всех структурах его южного фланга, а время его проявления может быть ограничено интервалом 1880–1840 млн лет (обзор в Donskaya, Gladkochub, 2021);

2) базитовый магматизм позднего палеопротерозоя с возрастом около 1750 млн лет надежно обоснован для Байкальского выступа фундамента и относится к Тимптонской крупной магматической провинции Сибирского кратона (Gladkochub et al., 2019);

3) впервые обнаружены магматические события с возрастом в интервале 1640–1615 млн лет в Бирюсинском блоке южной части кратона (Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2021; Izbrodin et al., 2024);

4) для мезопротерозоя, считавшегося в регионе практически амагматичным «периодом глобальной неопределенности» (Gladkochub et al., 2010b), обнаружены следующие локально проявленные, но при этом крайне важные события на отметках 1350–1338 млн лет (Ernst et al., 2016; Гладкочуб и др., 2019), ~1260 млн лет (Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2023) и около 1000 млн лет (Савельева и др., 2016), обусловленные процессами рассеянного внутриконтинентального растяжения;

© Гладкочуб Д. П., Донская Т. В.

5) новые определения возраста U-Pb методом по циркону и бадделеиту получены для неопротерозойских долеритов из даек, внедрение которых маркирует ранние стадии рифтогенеза, приведшего к распаду Родинии (Romanov et al., 2021; Ernst et al., 2023);

6) десять новых оценок возраста получено для комплексов щелочно-ультраосновных и основных пород (обзор в Stifeeva et al., 2023), внедрение которых происходило на финальных стадиях позднедокембрийского рифтогенеза.

Таким образом можно отметить очевидный прогресс в изучении докембрийского базитового магматизма на юге Сибирского кратона, достигнутый за последние годы, что позволило на основе большего количества и лучшего качества изотопных датировок надежно обосновать основные рубежи внедрения базитов и предложить интерпретацию их геодинамической природы.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00196.

Литература

Гладкочуб Д.П., *Донская Т.В.*, *Эрнст Р.Е.*, *Гамильтон М.А.*, *Мазукабзов А.М.*, *Писаревский С.А.*, *Камо С.* Новое событие базитового магматизма эктазийского возраста в южной части Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486. № 3. С. 63–67.

Савельева В.Б., *Демонтерова Е.И.*, *Данилова Ю.В.*, *Базарова Е.П.*, *Иванов А.В.*, *Каменецкий В.С.* Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.

Donskaya T.V., *Gladkochub D.P.* Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. 106447.

Ernst R.E., *Hamilton M.A.*, *Söderlund U.*, *Hanes J.A.*, *Gladkochub D.P.*, *Okrugin A.V.*, *Kolotilina T.*, *Mekhonoshin A.S.*, *Bleeker W.*, *LeCheminant A.N.*, *Buchan K.L.*, *Chamberlain K.R.*, *Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. No 6. P. 464–469.

Ernst R.E., *Gladkochub D.P.*, *Söderlund U.*, *Donskaya T.V.*, *Pisarevsky S.A.*, *Mazukabzov A.M.*, *El Bilali H.* Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111.

Gladkochub D.P., *Pisarevsky S.A.*, *Donskaya T.V.*, *Ernst R.E.*, *Wingate M.T.*D., *Söderlund U.*, *Mazukabzov A.M.*, *Sklyarov E.V.*, *Hamilton M.A.*, *Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010a. V. 183. P. 660–668.

Gladkochub D.P., *Donskaya T.V.*, *Wingate M.T.*D., *Mazukabzov A.M.*, *Pisarevsky S.A.*, *Sklyarov E.V.*, *Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010b. V. 310. P. 812–825.

Gladkochub D.P., *Donskaya T.V.*, *Ernst R.E.*, Söderlund U., *Mazukabzov A.M.*, *Shokhonova M.N.* Enlargement of the area of the Timpton Large Igneous Province (ca. 1.75 Ga) of the Siberian craton // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. No 4. P. 829–839.

Gladkochub D.P., *Donskaya T.V.*, *Pisarevsky S.A.*, *Salnikova E.B.*, *Mazukabzov A.M.*, *Kotov A.B.*, *Motova Z.L.*, *Stepanova A.V.*, *Kovach V.P.* Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: extensional environments in Nuna supercontinent // Precambrian Research. 2021. V. 354. 106049.

Gladkochub D.P., *Donskaya T.V.*, *Pisarevsky S.A.*, *Kotov A.B.*, *Salnikova E.B.*, *Mekhonoshin A.S.*, *Sklyarov E.V.*, *Demonterova E.I.*, *Mazukabzov A.M.*, *Stepanova A.V.*, *Konstantinov K.M.* Mesoproterozoic (ca. 1.26 Ga) Srednecheremshansk mafic–ultramafic intrusion in the southern Siberia: Signature of the Mackenzie event in Siberia // Precambrian Research. 2023. V. 390. 107038.

Izbrodin I.A., *Doroshkevich A.G.*, *Kotov A.B.*, *Salnikova E.B.*, *Izokh A.E.*, *Letnikova E.F.*, *Ivanov A.V.* Age and petrogenesis of dolerites on the Mara river (Sayan marginal uplift of the basement, southern part of the Siberian craton) // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. V. 15. No 5. 0789.

Romanov M., *Sovetov Ju.K.*, *Vernikovsky V.A.*, *Rosenbaum G.*, *Wilde S.A.*, *Vernikovskaya A.E.*, *Matushkin N.Yu.*, *Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2021. V. 63. No 13. P. 1658–1681.

Stifeeva M.V., *Salnikova E.B.*, *Savelyeva V.B.*, *Kotov A.B.*, *Danilova Y.V.*, *Bazarova E.P.*, *Danilov B.S.* Timing of carbonatite ultramafic complexes of the Eastern Sayan alkaline province, Siberia: U-Pb (ID-TIMS) geochronology of Ca-Fe garnets // Minerals. 2023. V. 13. No 8. 1086.

ЛАМПРОФИРОПОДОБНЫЕ АМФИБОЛОВЫЕ АНДЕЗИБАЗАЛЬТЫ, ИЗВЕРЖЕННЫЕ В 2024 Г. НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА ШИВЕЛУЧ (КАМЧАТКА)

Н. В. Горбач[1], М. В. Портнягин[2], Г. Н. Овсянников[1, 3], И. А. Нуждаев[1]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, n_gorbach@mail.ru
[2] GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany
[3] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

В апреле 2024 г. на западном склоне вулканического массива Шивелуч появился новый лавовый купол, названный «300 лет РАН» (Гирина и др. 2024). Купол расположен в 5,5 км к юго-западу от активного кратера Молодого Шивелуча в центре группы более древних экструзий группы Каран (рисунок, *а, б*). На основе изучения петрографических особенностей, химического состава пород и минералов мы показываем, что лавы и пирокластика начальных этапов формирования нового экструзивного купола представлены лампрофироподобными амфиболовыми андезибазальтами – породами, которые редко встречаются среди изверженных продуктов современных вулканов.

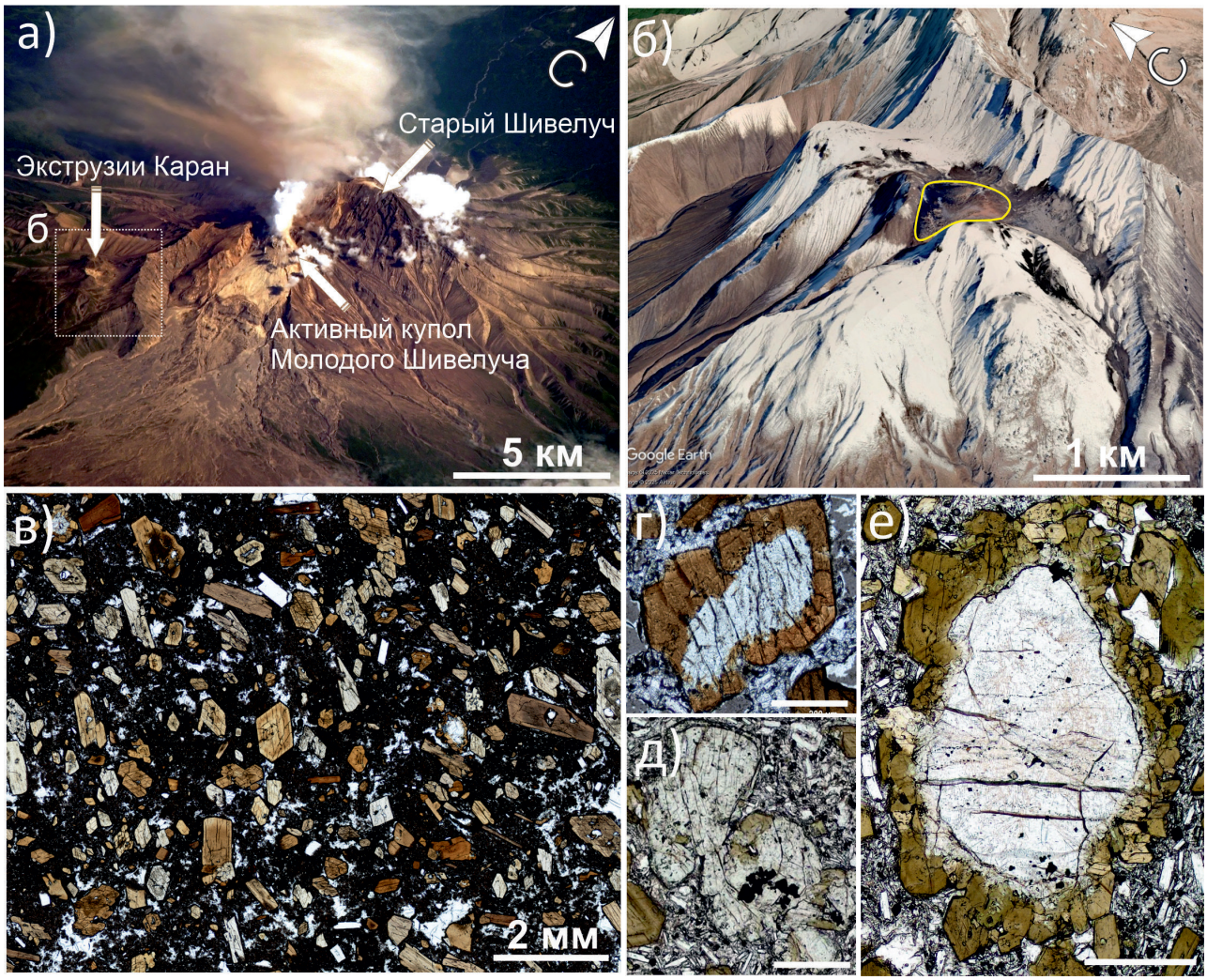
Химический состав первых порций экструзивных лав и пирокластических продуктов эруптивного центра отвечает умеренно-К известково-щелочным магнезиальным андезибазальтам (SiO_2 = 55,7–56,3 мас.%; K_2O = 1,4–1,5 мас.%; MgO = 6,4–7,8 мас.% при магнезиальности Mg# = (100*Mg/(Mg +$Fe^{\circ общ}$)) 61–64 мол. %). Такой состав приближается к составам наиболее примитивных разностей, изверженных в пределах вулканического массива за последние 10–11 тыс. лет (Горбач, Портнягин, 2011; Ponomareva et al., 2015).

Породы содержат от 20 до 30 об.% вкрапленников амфибола (паргасит-магнезиогастингсит Al_2O_3 = 10–15 мас.%; Mg# = 61–76 мол.%), погруженных в микрокристаллическую основную массу (рисунок, *в*). Кроме амфибола, в породах присутствуют единичные фенокристаллы пироксенов и их сростки (авгит, Mg# = 78–87 мол.%; энстатит-бронзит, Mg# = 80–90 мол.%), а также ксенокристаллы оливина (Fo 88–90 мол.%), окруженные реакционной ортопироксен-амфиболовой каймой (рисунок, *г–е*). Плагиоклаз отсутствует в числе вкрапленников, изредка встречаются единичные субфенокристаллы (An39–53 мол.%) этого минерала. Интерстициальные стекла представлены высоко-К риолитом (SiO_2 = 74,8–78,1 мас.%; K_2O = 4,3–4,7 мас.%).

Резкое преобладание амфибола в числе фенокристаллов, присутствие единичных пироксенов и их сростков, а также зерен оливина в реакционной кайме при полном отсутствии вкрапленников плагиоклаза сближает андезибазальты нового эруптивного центра с породами лампрофирового ряда. Согласно петрографическому кодексу (Петрографический кодекс…, 2009), разностями лампрофиров, которые наиболее близки к изученным породам, являются спессартиты.

Известно, что обогащенные амфиболом, близкие лампрофирам породы, как производные чрезвычайно водонасыщенных магм, редко встречаются среди изверженных разностей островодужных пород (например, Barclay, Carmichael, 2004). Предполагается, что ранняя кристаллизация амфибола в подобных магмах приводит к резкому повышению вязкости, затрудняет их подъем к поверхности и способствует накоплению на нижних уровнях коры или же внедрению в виде субвулканических тел. Наши предварительные термобарометрические расчеты показали, что ядра крупных (>1 мм) вкрапленников амфибола кристаллизовались при температуре 912–948 °С, давлении 410–632 МРа (соответствует глубинам ~16–24 км при плотности пород земной коры 2,7 г/$см^3$) и содержании воды в магме 7,4–8,7 мас.%. Эти данные

© Горбач Н. В., Портнягин М. В., Овсянников Г. Н., Нуждаев И. А.



Эруптивный центр «300 лет РАН» в структуре вулканического массива Шивелуч и облик его изверженных продуктов:

а – основные структурные элементы Шивелуча; *б* – границы экструзии «300 лет РАН» на 26 сентября 2024 г. выделены желтым контуром; *в* – характерный петрографический облик пород эруптивного центра, николи скрещены; *г* – сросток пироксенов; *д* – кристалл клинопироксена, обрастающий амфиболом; *е* – кристалл оливина, окруженный реакционной каймой, внутренняя зона которой сложена ортопироксеном, а внешняя – зернами амфибола.
Масштабная линейка на рисунках *г–е* соответствует 200 μм, николи параллельны

хорошо согласуются с результатами экспериментальных работ, которые были проведены с лавами древних экструзий группы Каран (Simakin et al., 2019), а также с породами близкого состава – магнезиальными андезитами вулкана Шаста (Каскадные горы, США) (Krawczynski et al., 2012).

Таким образом, мы предполагаем, что формирование нового эруптивного центра связано с подъемом на поверхность водонасыщенных магм из нижнекоровых горизонтов питающей системы вулканического массива Шивелуч. Обсуждается две гипотезы относительно факторов, которые могли привести к извержению лампрофироподобных магм. Первая гипотеза в качестве причины мобилизации нижнекоровых магм рассматривает повышенный приток мантийных магм в питающую систему вулкана, вторая гипотеза не исключает влияние тектонических процессов в зоне сочленения Камчатки и Алеут.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 25-27-20039, https://rscf.ru/project/25-27-20039/

Литература

Гирина О.А., *Маневич А.Г.*, *Лупян Е.А.* и др. Рождение нового экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 2024 году по данным непрерывного спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 348–355.

Горбач Н.В., *Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Barclay J., *Carmichael I.S.E.* A Hornblende Basalt from Western Mexico: Water-saturated Phase Relations Constrain a Pressure–Temperature Window of Eruptibility // Journal of Petrology. 2004. V. 45. № 3. P. 485–506. https://doi.org/10.1093/petrology/egg091

Krawczynski M.J., *Grove T.L.* & *Behrens H.* Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H_2O content, and oxygen fugacity // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 164. P. 317–339. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0740-xs

Ponomareva V., *Portnyagin M.*, *Pevzner M.*, et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104. P. 1459–1482. https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4

Simakin A.G., *Devyatova V.N.*, *Salova T.P.* et al. Experimental Study of Amphibole Crystallization from the Highly Magnesian Melt of Shiveluch Volcano, Kamchatka // Petrology. 2019. V. 27. P. 442–459.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАБАЗИТОВ ОСТРОВА ПОНЬГОМА, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В. М. Григорьева[1], А. Л. Перчук[1, 2], В. М. Козловский[3], Н. Г. Зиновьева[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, кафедра петрологии и вулканологии, Москва
[2] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Беломорский подвижный пояс (БПП) представляет собой уникальный природный полигон для изучения раннедокембрийских процессов, протекавших в зоне конвергенции литосферных плит. Наиболее интенсивные исследования БПП проводились на участках высокобарического метаморфизма (Гридино, Салма) (Слабунов и др., 2019; Balagansky et al., 2024), тогда как другие области остаются слабо изученными. К ним относится участок Поньгома, включающий в себя архейские и раннепротерозойские гранитоиды и их метаморфическое обрамление (Козловский, 2020).

В данной работе представлены результаты детального петрологического исследования трех образцов метабазитов из участка Поньгома, отобранных из дайковых тел габбронорита (образец друзита) и железистых толеитов (образцы гранофельсов), залегающих в гнейсовом субстрате.

Образец друзита имеет массивную текстуру, среднемелкозернистую, гипидиоморфнозернистую, коронарную структуру. Порода сложена магматическими плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном. На контактах между плагиоклазом и пироксенами развиты метаморфические короны, сложенные пойкилитовым гранатом и/или амфиболом; в их составе присутствует кварц, местами – биотит.

Ортопироксен-гранат-клинопироксен-амфибол-плагиоклазовый гранофельс (далее – пятнистый гранофельс) имеет пятнистую текстуру, мелкозернистую гранобластовую структуру и зеленовато-серый цвет. Порода сложена двумя пироксенами и плагиоклазом, местами развивается амфибол. Характерной особенностью являются многочисленные округлые пятна розоватого цвета размером 1–1,5 см, в которых доминируют пойкилитовые зерна граната, сосуществующие с клинопироксеном, плагиоклазом и кварцем. Границы пятен размытые.

Кварц-клинопироксен-плагиоклаз-гранат-амфиболовый гранофельс (далее – гранофельс) обладает массивной текстурой, среднемелкозернистой, гранобластовой структурой. Минералы в породе имеют равновесные соотношения.

В валовых составах пород в ряду друзит-пятнистый гранофельс-гранофельс снижается магнезиальность и растет содержание титана. В соответствии с этим изменяются составы породообразующих минералов. В друзите пироксены, гранат и амфибол наиболее магнезиальные, тогда как в гранофельсах составы более железистые. Также наблюдаются отличия в составах плагиоклазов: в друзите преобладают лабрадор и андезин, в пятнистом гранофельсе – андезин, в гранофельсе – олигоклаз.

С помощью минеральной геотермобарометрии (использовались Cpx-Opx, Grt-Amp, Grt-Cpx термометры и Cpx-Opx, Grt-Amp-Pl-Q, Grt-Cpx-Pl-Q барометры) определены P-T условия формирования пород.

Магматический этап для друзита, установленный по реинтегрированным с учетом ламелей составам пироксенов, отвечает температуре 1000–1030 °C (давление не определено). Стадия охлаждения установлена в нем по составам пироксенов на контактах зерен и соответствует 900 °C при 6–8 кбар.

© Григорьева В. М., Перчук А. Л., Козловский В. М., Зиновьева Н. Г.

Коронарные структуры в друзите дают P-T условия – 550 °C и 8 кбар. Для основной массы пятнистого гранофельса устанавливается температура 880–900 °C при давлении ~10 кбар, в то время как пятна являются более низкотемпературными – 630–650 °C при ~9 кбар, они близки к P-T условиям образования гранофельса – 610–700 °C и 7–10 кбар.

Различия в характере и степени преобразований в метабазитах Поньгомы обусловлены, в первую очередь, отличиями в их валовом химическом составе и, возможно, размером зерен. Друзит, наиболее магнезиальный, соответствует по составу габбронориту, в нем сохраняются первичные магматические минералы, а метаморфические изменения проявлены локально. Пятнистый гранофельс является промежуточным по магнезиальности, его протолит соответствует железистому толеиту. Минералы раннего парагенезиса в нем не сохраняют магматические соотношения, в виде пятен по ним образуется гранат. Гранофельс, протолит которого также соответствует железистому толеиту, является наиболее преобразованной породой.

На основе установленных P-T параметров можно заключить, что после внедрения и охлаждения расплавов породы участка Поньгомы были вовлечены в тектонический процесс погружения или утолщения континентальной коры, в ходе которого породы были метаморфизованы в условиях верхов амфиболитовой фации. Важно подчеркнуть, что, в отличие от метагабброидов участков Гридино, Салма, Куру-Ваара и др., породы о. Поньгома не достигли на пике метаморфизма P-T условий эклогитовой фации. Это может указывать на принадлежность исследуемого участка к иному тектоническому фрагменту БПП.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 23-17-00066.

Литература

Козловский В.М. Геология и метаморфизм метабазитов в зонах пластического течения Беломорского подвижного пояса Северной Карелии: дис. … д-ра геол.-мин. наук 25.00.04 / Москва. 2020. 550 с.

Слабунов А.И., *Щипанский А.А.*, *Степанов В.С.*, *Бабарина И.И.* Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2019. № 2. С. 46–71.

Balagansky V.V., *Maksimov O.A.*, *Gorbunov I.A.* et al. Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2024. V. 413. P. 107579.

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ НА ГРАНИЦЕ КОРА–МАНТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ИЗОТОПНОЙ ПОДПИСИ ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМ: ВАРИАЦИИ $\delta^{34}S$ СУЛЬФИДОВ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ, НИЖНЕКОРОВЫХ КУМУЛЯТАХ И АНДЕЗИБАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

В. О. Давыдова[1, 2], В. Д. Щербаков[1], H. Balcone-Boissard[3], E. Deloule[4], В. О. Япаскурт[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, vestadav@gmail.com
[2] Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва
[3] Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP), CNRS-Sorbonne Université, Paris, France
[4] Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandœuvre-lès-Nancy, France

Сера играет ключевую роль в субдукционных системах, контролируя окислительно-восстановительные условия мантии и распределение халькофильных элементов (Kelley and. Cottrell, 2009; Richards, 2015). Изотопный состав серы ($\delta^{34}S$) используется для изучения влияния флюидов, поступающих из субдуцируемой плиты, окисления мантийного клина и эволюции магматических расплавов. Однако интерпретация данных $\delta^{34}S$ осложнена процессами фракционирования серы, связанными с дегазацией, формированием сульфидов или сульфатов, а также возможной ассимиляцией корового материала (например, Beaudry et al., 2018; Rezeau et al., 2024).

Чтобы отследить влияние этих процессов, мы проанализировали сульфиды из пород вулкана Безымянный, сформировавшихся на разных уровнях его магматической системы, а также сульфиды из вмещающих (коровых) пород. Образцы для исследования отбирались в ходе полевых работ с 2007 по 2021 год из свежих пирокластических потоков 12 извержений вулкана Безымянный. Коллекция включает вмещающие лавы, мафические включения, кумуляты, а также различные ксенолиты корового и мантийного происхождения. Критериями отбора служили: (1) репрезентативность – выборка должна максимально отражать процессы во всей магматической системе – от мантийного клина до верхнекорового магматического очага; (2) наличие сульфидной или сульфатной минерализации; (3) достаточный размер сульфидных фаз (> 10 мкм) для анализа методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS).

Исследование сульфидов в мантийных перидотитовых ксенолитах, коровых кумулатах и лавах методом SIMS выявило значительные вариации $\delta^{34}S$: от +1,2…+2,9 ‰ в метасоматизированных мантийных породах до –2,7…–0,1 ‰ в нижнекоровых кумулятах и +2,1…+3,0 ‰ в мафических включениях. Состав сульфидов из ксенолитов метасоматизированных платобазальтов основания Ключевской группы варьирует от $\delta^{34}S$ +2,3 до +3,1 ‰. Полученные данные, вкупе с результатами минеральной геотермобарометрии, показывают, что изотопная изотопный состав серы в островодужных системах может существенно меняться на разных уровнях магматической системы, причем важную роль в этом играет не только характер метасоматических изменений мантийного источника под воздействием слебовых производных, ассимиляция корового вещества или приповерхностная дегазация, роль которых неоднократно обсуждалась в литературе, но и магматические процессы в нижней коре, включая раннюю изобарическую дегазацию (“second boiling”).

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (22-77-00016).

© Давыдова В. О., Щербаков В. Д., Balcone-Boissard H., Deloule E., Япаскурт В. О.

Литература

Beaudry P., *Longpré M.A.*, *Economos R.*, *Wing B.A.*, *Bui T.H.*, Stix, Degassing-induced fractionation of multiple sulphur isotopes unveils post-Archaean recycled oceanic crust signal in hotspot lava //Nature Communications. 2018. V. 9. № 1. P. 5093.

Kelley K.A., *Cottrell E.* Water and the oxidation state of subduction zone magmas //Science. 2009. V. 325. № 5940. P. 605–607.

Rezeau H., *Jagoutz O.*, *Beaudry P.*, *Klein B.Z.*, *Izon G.*, *Ono S.* Lower crustal assimilation revealed by sulfur isotope systematics of the Bear Valley Intrusive Suite, southern Sierra Nevada Batholith, California, USA //Contributions to Mineralogy and Petrology. 2024. V. 179. № 4. P. 34.

Richards J.P. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny //Lithos. 2015. V. 233. P. 27–45.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИМ ГРАНИТОИДАМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

Н. В. Дворцов, В. Ф. Проскурнин, А. А. Багаева, Н. И. Березюк, Е. И. Берзон, М. Ю. Курапов, А. Г. Шнейдер, Ю. В. Кисельников

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

При проведении мелкомасштабной геологической съемки в период 1946–1955 гг. на Северном Таймыре М. Г. Равичем [3] были выделены массивы гранитоидов, отнесенные им к позднепалеозойской «формации субщелочных гранитоидов». Она объединяла группу интрузивов, слагаемых нормальными и субщелочными гранитами, гранодиоритами, а также граносиенитами и сиенитодиоритами. Гранитоиды комплекса изучались при выполнении АЭФГК масштаба 1 : 200 000 (В. В. Беззубцев и др., 1979ф), при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в 1980–1985 гг. (А. А. Макарьев и др., 1985ф] и рассматривались в составе единого позднепалеозойского комплекса. Впервые в самостоятельный комплекс выделены А. И. Забиякой с соавторами в 1985 г. [2]. При составлении листов Госгеолкарты-200 В. Ф. Проскурниным (Марковский и др., 2000) по аналогии с Нижнетаймырской площадью (Хапилин и др., 1986) позднепалеозойские гранитоиды были расчленены на еремеевско-бирулинский мусковитизированных гранитов, коломейцевский диорит-гранодиоритовый и оленьинский субщелочногранитовый комплексы. В Легенде к Госгеолкарте-200 (1997) и Госгеолкарте-1000/3 (2006, 2008), учитывая новое районирование и отнесение рассматриваемой площади к Челюскинской, они получили новые местные названия – первомайский, лодочниковский и пекинский. Изучение гранитоидов на п-ве Челюскин является ключевой задачей для понимания геодинамического происхождения и металлогенического потенциала Центральной Арктики [1; 4 и др.]

При проведении геологосъемочных работ на п-ве Челюскин (2018–2024) было выделено пять интрузивных гранитоидных комплексов: четыре позднепалеозойских и один раннемезозойский. Позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоиды разделены внедрением раннетриасовых даек габбродолеритов угрюминского комплекса. **Первомайский комплекс гранит-лейкогранитовый (290–306 млн лет)** представлен реликтовыми телами (20–50 км^2) среди гранодиоритов лодочниковского комплекса на о. Первомайский и западном побережье п-ва Челюскин. Они слагаются лейкогранитами, микроклин-альбитовыми лейкогранитами, мусковитизированными лейкогранитами со средне-крупнозернистыми аллотриаморфными, порфировидными, пойкилитовыми, мирмекитовыми, грануляционными и реже катакластическими структурами, массивными и гнейсовидными текстурами. Биотиты гранитоидов характеризуются пониженной железистостью, глиноземистостью и повышенной кремнекислотностью, высокими содержаниями марганца. К этому же комплексу отнесена группы гранатовых (спессартин-альмандиновых) мусковитизированных гранитов, для которых отсутствуют датировки и не ясны взаимоотношения с вмещающими породами.

Лодочниковский комплекс гранодиоритовый (270–284 млн лет) объединяет Лодочниковский (500 км^2), Тессемский (650 км^2) и Гольцовский (300 км^2) массивы, слагаемые биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами среднезернистыми гипидиоморфнозернистыми (для гранодиторитов), аллотриаморфнозернистыми (для гранитов), порфировидными, мирмекитовыми, пойкилитовыми структурами, массивными,

© Дворцов Н. В., Проскурнин В. Ф., Багаева А. А., Березюк Н. И., Берзон Е. И., Курапов М. Ю., Шнейдер А. Г., Кисельников Ю. В.

иногда шлировыми текстурами. Гранитоиды комплекса близки адакитовому типу. Биотиты обладают повышенной глиноземистостью. Амфибол – эденит-магнезиороговобманкового ряда.

Каменский комплекс гранитовый (264–265 млн лет) представлен Свердрупским (90 км^2) и Каменским (150 км^2) массивами гранитового состава со светло-серыми и розоватыми биотитовыми гранитами со среднезернистыми гипидиоморфнозернистыми порфировидными, реже пойкилитовыми и мирмекитовыми структурами, и биотит-роговообманковыми гранодиоритами со среднезернистыми гипидиоморфнозернистыми, часто порфировидными структурами, массивными текстурами. Как и лодочниковский комплекс, эти гранитоиды сходны с адакитовым типом гранитоидов. Их биотиты имеют самые высокие содержания железа в сравнении с биотитами других комплексов.

Южнолодочниковский комплекс монцонит-гранитовый (255–252 млн лет) включает в себя Южнолодочниковский, Кристефенсенский (160 км^2) и Анучинский (100 км^2) массивы, слагаемые биотит-роговообманковыми монцодиоритами, монцонитами, граносиенитами и гранитами со средне-крупнозернистыми гипидиоморфнозернистыми, монцонитовыми, пойкилоофитовыми, порфировидными структурами и массивными, иногда шлировыми текстурами. Они очень сходны петрографически с лодочниковскими гранодиоритами и каменскими гранитами, отличаясь повышенной степенью калишпатового порфиробластеза и полученными возрастами цирконов. Их биотиты отличаются высокими содержаниями магния и титана. Эти породы носят признаки гибридного характера и сходны с шошонит-латитовым типом гранитоидов.

Пекинский комплекс граносиенит-гранитовый (248?, 242–226 млн лет) объединяет Пекинский (80 км^2), Дорожнинский (10 км^2), Широкинский (до 90 км^2) штоки**,** а также небольшие тела (до 2–5 км^2) и дайки в пределах площадей развития Южнолодочниковского и Кристефенсенского массивов. Гранитоиды пекинского комплекса имеют серо-красно-розовый, реже светло-серый цвет. Пекинский массив многофазен, представлен порфировидными крупнозернистыми биотитовыми монцогранитами (ранняя фаза), средне-мелкозернистыми монцогранитами и гранит-порфирами (поздняя), аплитами, гранит-порфирами, реже пегматоидными гранитами (жильно-дайковая фация). В пределах Широкинского и Южнолодочниковского массива с теми же возрастами отмечаются монциниты и граносиениты. Гранитоиды сходны с шошонит-латитовым типом.

Исходя из петрографо-минералогических и петрогеохимических характеристик, первомайские гранитоиды относятся к S типу гранитов и имеют синколлизионную природу. Лодочниковский, каменский, южнолодочниковский и пекинский комплексы имеют смешанные геохимические характеристики как S так и I типов гранитов, имеют сходные спектры распределения РЗЭ, у них встречается один и тот же набор акцессорных минералов – апатит, циркон, титанит и часто встречающийся крупный алланит и очень схожие параметры роговых обманок кальциевой группы. На некоторых геодинамических диаграммах, лодочниковские и каменские гранитоиды занимают зоны континентально-коллизионных гранитодов, а южнолодочниковские и пекинские – зоны позднеорогенных гранитоидов и гранитоидов постколлизионных поднятий.

Таким образом, в пределах Северо-Восточного Таймыра в позднем – раннем мезозое намечаются три гранитоидных серии: синколлизионная (первомайский комплекс); постколлизионная адакитового (лодочниковский, каменский комплексы) и шошонит-латитового (южнолодочниковский, пекинский) типов. Установление роли коллизинных и плюмовых процессов в их становлении является дальнейшей главной задачей.

Литература

1. *Верниковский В.А.*, *Полянский О.П.*, *Бабичев А.В.*, *Верниковская А.Е.*, *Проскурнин В.Ф.*, *Матушкин Н.Ю.* Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.
2. *Забияка А.И.*, *Забияка И.Д.*, *Верниковский В.А.*, *Сердюк С.С.*, *Злобин М.Н.* Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра // Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.
3. *Равич М.Г.* Геологическое строение северной части Таймырского полуострова. // Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1950. (Тр. НИИГА, т. VI). 107 с.
4. *Kurapov M.Yu.*, *Konopelko D.L.*, *Biske Yu.S.*, *Proskurnin V.F.*, *Petrov S.V.*, *Proskurnina M.A.*, *Berzon Ye.Yi.*, *Ershova V.B.*, *Berzin S.V.*, *Stepanov S.Yu.* Geodynamic settings of Late Paleozoic–Early Mesozoic granitoid magmatism at the Arctic continental margins: Insights from new geochrono-logical and geochemical data from the Taimyr Peninsula // Minerals, 2024. V. 14 (4), 423, doi: 10.3390/min14040423

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ПОРОДАХ БИМОДАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

И. М. Дербеко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

В результате изучения и анализа размещения магматических комплексов в обрамлении Восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (ВФ МООП) установлено три этапа магматической активности этого региона. Этапы соответствуют закономерной эволюции МООП, связанной с закрытием Монголо-Охотского бассейна (МОБ) и обусловлены соответствующими геодинамическими обстановками: начало субдукции – активная субдукция – коллизия. Установлено, что около 150 Ма в регионе начинаются субдукционные процессы, которые сопровождались образованием вулканоплутонических комплексов адакитовой серии с возрастом 149–138 млн лет [4; 5]. Активная фаза субдукции (140–122 Ма) отмечена формированием пород дифференцированной известково-щелочной серии. Около 120 Ма субдукционные процессы сменились на коллизионные, что отразились в формировании пород бимодальных комплексов (119–97 млн лет) [3]. В составе пород первого магматического этапа преобладают субщелочные гранитоиды и трахириолиты, которые характеризуются повышенными концентрациями Al_2O_3, Sr, Ba, Eu и пониженными содержаниями Nb, Ta; аномально низкими концентрациями HREE, Y и Yb; значительным фракционированием REE; высокими значениями соотношения Sr/Y. Они формировались на глубине более 45 км за счет плавления эклогита с содержанием граната 20–50 % в условиях субдукции [5]. Плавлению подвергались высоко метаморфизованные нижнекоровые докембрийские образования, а в составе источника родоначальных расплавов принимали участие как мантийное, так и коровое вещество. Второй этап отмечен формированием известково-щелочных вулканоплутонических комплексов с единым магматическим источником. Они формируют плутоническую (140–128 млн лет), гипабиссальную (130–124 млн лет) и вулканическую (128–122 млн лет) фации. [3]. Геохимические характеристики для всех трех разновидностей этого этапа идентичны: обеднение Nb, Ta, Ti, Y, Yb и обогащение Rb, Th, K при значении Eu/Eu* = 0,7–0,91. В этих образованиях отчетливо выражено преобладание LREE над HREE. При этом породы гипабиссальных и вулканических комплексов более обогащены легкими и средними лантаноидами ((La/Yb) n = 17,59–33,04), чем плутонические породы ((La/Yb)n = 10,42–19,17). Концентрация тяжелых REE в этих комплексах содержится в равных количествах. Третий этап – коллизионный – фиксируется по формированию бимодальных базальт – трахибазальт – риолитовых вулканоплутонических комплексов [3]. В его составе выделено две моды с содержанием SiO_2 = 47–64 и SiO_2 = 69–78 мас.%. Их плутонические комагматы представлены соответственно широким спектром пород: диориты, монцониты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты, граниты, субщелочные лейкогранитыи, лейкограниты. Гранитоиды с содержанием SiO_2 = 72–78 мас.% относятся к образованиям А-типа. Гранитоиды, комагматичные вулканитам среднего-основного состава, соответствуют породам I- и S-типов. Все породы бимодальных комплексов обогащены легкими редкоземельными элементами, в которых отмечено накопление La относительно Sm (La/Sm)n = 2,9–10,5, а уровень фракционирования тяжелых лантаноидов более низок (Gd/Yb)n = 0,9–3,9). Характерны пониженные концентрации Nb, Ta и Ti, обогащение Ba, Rb, Th, K и весьма изменчивые концентрации – Sr и Y. В некоторых разновидностях первой моды установлены высокие концентрации

© Дербеко И. М.

Sr и низкие Y, что не характерно для пород бимодального комплекса. Причем, обладая всеми геохимическими характеристиками образований бимодального комплекса, они резко отличаются по содержанию Sr и Y, которое приближено к таковым значениям в адакитах.

Субдукционный сценарий в регионе, судя по магматической активности, продолжался в интервале 150–120 Ma, далее он сменился на сценарий коллизионного сжатия. Учитывая близость возрастов, можно предположить, что внедрение пород бимодального комплекса происходило в разогретую субдукционными процессами континентальную кору, что могло стать причиной частичного смешения и наследования образованиями бимодального комплекса характеристик субдукционных пород. В данном случае «адакитовой сигнатюры» – соотношение Sr/Y, что и наблюдается в диоритовых порфиритах бимодального комплекса. Но в этих образованиях не отражаются прочие характеристики адакитов, такие как деплетирование HREE. Если в адакитах Ускалинского массива сумма HREE = 3,82 ppm, то в породах дифференцировнного комплекса HREE = 14,04 ppm, а в бимодальных – HREE = 14,67 ppm. Высокое содержание магматической воды, образовавшейся в процессе субдукции, способствовали формированию расплавов, богатых флюидами. Попадая в магматическую камеру, они обогащали магматический материал. В обрамлении ВФ МООП широко распространены интрузивные тела, в строении которых картируются магматические комплексы разного возраста. Исследования показали, что там, где совмещены магматические образования с «адакитовыми сигнатюрами» установлены золоторудные объекты. Примером этого может служить Ускалинский массив, в строении которого принимают участие породы всех этапов. А для диоритовых порфиритов (112 Ma) значение соотношения Sr/Y = 125. Изучение пород Ускалинского массива, вмещающих его терригенных образований, анализа данных о содержании золота в этих породах, позволили исследователям региона прогнозировать Ускалинское промышленное рудное поле [1]. Буриндинский массив – здесь выявлено промышленное месторождение золота [2]: породы бимодального комплекса (117 Ma) характеризуются повышенными значениями Sr/Y. Покровское месторождение локализовано в гранитоидах адакитовой серии (30%) с возрастом 139 Ma, интрудированные породами дифференцированного комплекса с возрастом 129 Ma, которые пронизаны дайками и малыми телами бимодального комплекса с возрастом 117 Ma [2]. Непосредственно на месторождении образования бимодального комплекса характеризуются соотношениями Sr/Y = 30–125 при содержании Y от 2 до 15 ppm. В кварцевых диоритовых порфиритах, аналогичных по составу породам Ускалинского массива, Sr/Y = 64 при Y = 11 ppm (неопубликованные данные автора). Следует подчеркнуть, что в породах бимодального комплекса, закартированных за пределами золоторудных проявлений, соотношения Sr/Y и (La/Yb)n значительно понижены и не сопоставимы с таковыми характеристиками адакитов.

Вывод. Внедрение пород бимодального комплекса в конце раннего мела (119–97 Ma) в условиях коллизионного сжатия способствовало перераспределению металлов, которые присутствовали в надсубдукционных магматических образованиях, что способствовало в дальнейшем их повышенной концентрации. Такое обогащение металлом (в частности золотом) отмечается в пределах тех объектов, где породы бимодального комплекса отмечены «адакитовой сигнатюрой». Этот факт может считаться одним из поисковых критериев на обнаружение эпитермальных золоторудных объектов.

Литература

Козырев С.К., *Волкова Ю.Р.*, *Игнатенко Н.Н.* и др. Государственная карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.

Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 189 с.

Derbeko I. M. Bimodal Volcano-Plutonic Complexes in the Frames of Eastern Member of Mongol-Okhotsk Orogenic Belt, as a Proof of the Time of Final Closure of Mongol-Okhotsk Basin // Updates in Volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems / edited by Francesco Stoppa; InTech: Rijeka, Croatia, 2012; Chapter 5, P. 99–124.

Derbeko I. M. Late Mesozoic Granitoid Magmatism in the Evolution of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt (Russia) // Minerals. 2022. № 12. 1374.

Derbeko I. M., *Chugaev A. V.* Late Mesozoic adakite granites of the southern frame of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt: Material composition and geodynamic conditions of formation // Geodyn. end Tectonoph. 2020. № 11. P. 474–490.

ГЕОГНОСТИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ АЛЕКСАНДРА ПОСТЕЛЬСА И ЕЕ НАУЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А. Я. Докучаев[1], Ф. В. Кулаков[1], Е. Н. Матвиенко[2], В. Н. Смольянинова[1], Е. Л. Соколова[2]

[1] Рудно-петрографический музей, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Москва

Александр Филиппович Постельс (1801–1871) известен, в первую очередь, как первый ученый Петербургского университета, принявший участие в академической научной экспедиции. За свой совместный с Ф. И. Рупрехтом труд «Изображения и описания морских растений, собранных в Северном Тихом океане у берегов российских владений в Азии и Америке в путешествие вокруг света, совершенное на военном шлюпе Сенявине в 1826, 1827, 1828 и 1829 годах под командою флота капитана Фёдора Литке» (1840 г.) он был удостоен полной Демидовской премии от Академии наук в области биологических наук.

Условия для научных исследований во время экспедиции на судах «Моллер» (под командованием Н. М. Станюковича) и «Сенявин» (под командованием Ф. П. Литке) были благоприятными. В 1824 г. была заключена конвенция с Соединенными Штатами, зафиксировавшая южную границу владений Российской империи в Аляске по параллели 54° 40′ с. ш., поэтому задача крейсерства в русских владениях (защиты границы и борьбы с контрабандой в интересах торговли) не ставилась. В «Инструкции командирам военных шлюпов «Моллер» и «Сенявин» капитан-лейтенантам Станюковичу и Литке» от Адмиралтейств-коллегии (1826 г.) указывалось: «Во время вояжа вашего не оставите вы делать географические занятия и прочия исследования по ученой части, всему, что только может принести пользу службе…». В дополнительных инструкциях им предоставлялась свобода выбора пути следования на Аляску: «Предоставляется Вам избрать путь туда: вокруг ли мыса Горна, или вокруг мыса Доброй Надежды». Ф. П. Литке по прибытии на Уналашку (остров в Алеутском архипелаге) предписывалось отделиться от «Моллера», «дабы описать восточные земли: Чукоцких Коряков, берега Камчатки (которые по сие время еще никем не описаны и известны только по одному плаванию К. Беринга), берега Охотскаго моря и Шантарские острова… Относительно занятий Ваших во время зимних месяцев, которые должны Вы провести в тропиках, то сие совершенно предоставляется Вам…». Помимо этого, указом Адмиралтейского департамента от 9 августа 1826 г. (за подписью И. Ф. Крузенштерна) А. Ф. Постельсу разрешалось в свободное от занятий минералогией и живописью время «собирать для [Петербургского] университета потребные вещи … и беспрепятственно доставить оные в сей университет», т. е. заниматься «собранием разных редкостей по части естественной истории для его кабинетов». Во время экспедиции на «Сенявине» сбор научных коллекций выполнялся учеными, прикомандированными к Морскому ведомству от Академии наук: по ботанике и зоологии А. К. Мертенсом, А. Ф. Постельсом и Ф. Г. Киттлицем, а по минералогии и геологии – А. Ф. Постельсом. За выполнение своих обязанностей натуралисты получали жалованье от Академии наук. Для приобретения коллекций выделялись средства из музеев бывшей единой Кунсткамеры (Зоологического, Ботанического и Минералогического). По окончании экспедиции исследователи передали в Академию наук коллекции («все предметы естественной истории»): чучел животных (свыше 400 экз.), чучел птиц (750 экз.), насекомых (300 видов), гербарий с богатством видов (2400 обр.), а также собрание горных пород и минералов.

© Докучаев А. Я., Кулаков Ф. В., Матвиенко Е. Н., Смольянинова В. Н., Соколова Е. Л.

В конце XVIII века в области наук о Земле господствовали два течения (плутонистов и нептунистов), сформулированные в книгах «Теория Земли» шотландца Дж. Геттона (1795 г.) и «О внешних признаках ископаемых тел» немца А.Г. Вернера (1774 г.). Это было время зарождения геогнозии – эмпирической описательной науки о составе и внутреннем строении земной коры (термин, введенный А.Г. Вернером в 1780 г.).

В 1791 г. В.М. Севергин указал на важность изучения «каменных пород» (gestein) и ввел понятие «горные породы, или породы горы составляющие», которые разделяются на «простые» (глинистый сланец, известь, мрамор, гипс и пр.) и «сложенные» (гранит, гнейс, сиенит, порфир, некоторые базальты и лавы). Он был одним из первых, кто понял значение книги Дж. Геттона, где впервые были изложены основы геологии как науки, базирующейся на принципах актуализма и эволюционизма, и стал автором «Инструкции для предполагаемого Путешествия около света, по части Минералогии и в отношении к Теории Земли», составленной в 1803 г. для первой и всех последующих кругосветных экспедиций к берегам Российско-американской компании [Северный Вестник. 1804. Ч. 1. № 2–3.

Коллекция минералов и горных пород была собрана А.Ф. Постельсом в соответствии с инструкцией В.М. Севергина для кругосветных мореплавателей. В 1836 г. он опубликовал «Геогностические наблюдения…», «Гегностические замечания…» и введение к французскому изданию книги «Кругосветное путешествие, совершенное по приказу императора Николая I на корвете “Сенявин”…»). А.Ф. Постельс особо отметил, что «никто по возвращении своем из морских путешествий не остался вполне доволен собранными им произведениями и сведениями. Причиной тому бывает кратковременное пребывание экспедиции в иностранных пристанях и то, что исследования по части естественных наук в экспедиции, подобной нашей, подчиняются большей частью исследованиям географическим и гидрографическим, составляющим главную цель ее… Разыскания мои могут показаться неполными и неудовлетворительными для геогноста, привыкшего путешествовать во внутренность земель, где … смотря по надобности … можно располагать путем своим, где рудокопными работами вскрыты уже недра земли и где он с большею подробностью в состоянии вникнуть в ее тайны». «Геогностические замечания…» А.Ф. Постельса способствовали тому, что наряду с экспедиционными рекогносцировочными исследованиями развитие получил локальный сбор коллекций по «систематическому плану».

Геогностическая коллекция А.Ф. Постельса поступила в Минералогический музей Императорской академии наук (ММ ИАН). В настоящее время коллекции бывшего ММ ИАН разделены между Рудно-петрографическим музеем ИГЕМ РАН (РПМ) и Минералогическим музеем им. А.Е. Ферсмана РАН. В сводную базу данных музеев (до 1925 г. они были единым Геологическим и Минералогическим музеем имени Петра Великого) внесены 332 записи геологических образцов и минералов из следующих регионов: Российская империя (Камчатка, Чукотка, о. Карагинский), США (Аляска), Чили (Вальпараисо, Консепсьон), Бразилия (Рио-де-Жанейро), Атлантический океан (Канарские острова, остров Св. Елены, Азорские острова), Тихий океан (Марианские острова, Каролинские острова, Филиппины, острова Огасавара, Алеутские острова). Образцы из этой коллекции включены в систематическую петрографическую коллекцию РПМ и в систематическую коллекцию минералов Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН.

В Минералогическом музее Петербургского университета «учебная» коллекция А.Ф. Постельса (собрание из 280 образцов) не сохранилась. В систематической петрографической коллекции РПМ есть образец с этикеткой «Л.П.И. им. М.И. Калинина. Музей геологии. Пироксен-плагиоклазовый андезит. Камчатка. Постельс». Вероятно, в советское время «учебная» коллекция А.Ф. Постельса была перемещена в Ленинградский политехнический институт, в котором в 1902–1930 гг. преподавал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (одновременно, в 1902–1921 гг.

он читал курс петрографии и возглавлял кафедру петрографии в Петербургском (Ленинградском) университете). В 1930–1934 гг. образцы А. Ф. Постельса из расформированного ЛПИ могли попасть в Петрографический музей Петрографического института им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (ПЕТРИН), а позже (в 1934 г., после переезда музеев в Москву) – в РПМ и Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН.

Работа выполнена в рамках базовой темы Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН 124022400143-9 «Петрология магматических комплексов для реконструкций геодинамических режимов формирования Восточно-Европейского кратона» и госбюджетной темы НИР Минмузея РАН FMWF-2025-0005 «Разработка комплексного фундаментального научного подхода к работе с фондами и экспозициями минералогического музея (комплектование, исследование и систематизация, хранение, учет, экспонирование, популяризация).

О СОЗДАНИИ ПЕРВОЙ В РОССИИ НАУЧНОЙ СИСТЕМАТИЧЕСКОЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ

А. Я. Докучаев, В. Н. Смольянинова, Ф. В. Кулаков

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

В Рудно-петрографическом музее ИГЕМ РАН (РПМ) хранятся геологические коллекции и сопровождающие их архивные материалы, начиная от Минерального кабинета Петербургской Кунсткамеры (МК, 1714–1836 гг.). МК по мере своего развития был последовательно преобразован в академические геологические музеи Императорской академии наук (ИАН): Минералогический (ММ ИАН, до 1898 г.), Геологический (ГМ ИАН, до 1906 г.), Геологический и Минералогический музей имени Петра Великого (ГиММ ИАН, до 1925 г.). В советское время ГиММ ИАН был разделен на Геологический музей Петра Первого (ГМ АН СССР) и Минералогический музей Петра Первого (ММ АН СССР), каждый со своей дальнейшей историей. Геологическая (петрографическая) коллекция стала основой Петрографического музея АН СССР в ИГЕМ АН СССР (ныне РПМ ИГЕМ РАН), а минералогическая – Минералогического музея АН СССР (ныне Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН).

В РПМ хранятся коллекции выдающихся ученых, политических деятелей, коллекционеров и путешественников (список авторов коллекций в базе данных РПМ превышает 600 человек).

В 1765–1774 гг. Академия наук организует так называемые «физические» экспедиции по комплексному исследованию природы, быта и культуры народов России (Камчатка, Сибирь, север и восток Европейской части). Участники этих экспедиций занимались, в частности, планомерным сбором зоологических, ботанических и геологических коллекций для МК, что потребовало их дальнейшего научного описания и систематизации.

В 1780 г. МК возглавил В. М. Севергин, который занялся преобразованием ориктогностических (минералогических) и геогностических (геологических) коллекций в систематизированное научное собрание. В 1814 г. он систематизировал минералогическое собрание («Обозрение Минерального кабинета Академии Наук») и в 1821 г. составил краткую опись (путеводитель) всех минералов и горных пород МК. В. М. Севергин был автором «Инструкции для предполагаемого Путешествия около света, по части Минералогии и в отношении к Теории Земли», составленной в 1803 г. для первой и последующих кругосветных и полукругосветных морских экспедиций в Русскую Америку. Привезенные этими экспедициями коллекции передавались в ведомственные и учебные заведения, а также в академические музеи Санкт-Петербурга. Это были Музей Адмиралтейского департамента, музеи Петербургского университета, МК, а позже (с 1830 г.) – академические музеи бывшей Кунсткамеры (Анатомический, Зоологический, Этнографический, Ботанический и Минералогический).

В каталоги ММ ИАН вошла коллекция горных пород А. Ф. Постельса, в соответствии с инструкцией В. М. Севергина собранная во время кругосветного путешествия на шлюпе «Сенявин» 1826–1829 гг. Некоторые образцы из этой коллекции впоследствии были включены в систематическую петрографическую коллекцию РПМ ИГЕМ РАН.

В 1830 г. на средства Николая I была приобретена и передана в дар Академии наук (ММ ИАН) коллекции минералов и горных пород (или «Кабинет минералов») Г. А. Струве – лучшая на то время в Европе. Эти коллекции были разобраны и описаны А. Я. Купфером и ученым хранителем А. Ф. Постельсом. Образцы горных пород «Кабинета минералов» Г. А. Струве ныне хранятся в РПМ, а коллекция минералов – в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана РАН. Петрографические коллекции Г. А. Струве занесены

© Докучаев А. Я., Смольянинова В. Н., Кулаков Ф. В.

в электронную базу данных РПМ и являются эталонными в отношении систематического характера их сбора.

К 1865 г., когда в ММ ИАН находилось уже около 50 тыс. единиц хранения, среди коллекций была выделена ориктогностическая (от греч. oryktos – ископаемое, gnosis – знание), которую стали рассматривать как петрографическую. В последующие годы петрографическая коллекция пополнилась образцами и шлифами участников академических экспедиций, организованных для геологического изучения окраин России: А. Л. Чекановского (1877 г., береговая линия оз. Байкал), И. Д. Черского, А. А. Бунге и Э. В. Толля (1884–1892 гг., системы рек Яны, Индигирки, Колымы и Новосибирские острова), Русской Полярной экспедиции (Э. В. Толля, А. А. Бялыницкого-Бирули и К. А. Воллосовича, 1900–1903 гг., Таймыр, Новосибирские о-ва), И. П. Толмачева и О. О. Баклунда (1905–1906 гг., Хатангская экспедиция); участников Гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана (Б. А. Вилькицкого и Л. М. Старокадомского, 1910–1915 гг., Северная Земля, Новосибирские о-ва) и др.

В 1890 г. В. И. Вернадский завершил составление полных систематического и географического картотечных каталогов коллекций МК Московского университета. В 1912 г., уже в Петербурге, он закончил разбор старинных минералогических коллекций XVIII–XIX вв. (совместно со старшими хранителями ГМ ИАН А. Е. Ферсманом и В. И. Крыжановским). В это время в музее был заведен специальный регистрационный журнал «Геологический Музей имени Петра Великого Императорский Академии наук. Систематическая петрографическая коллекция. 1-5000» (каталог, рассчитанный на 5000 образцов). В. И. Вернадский и руководившие в разное время музеем Ф. Н. Чернышёв, В. А. Обручев и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг были в числе организаторов международных геологических конгрессов, проводившихся в России, Западной Европе и Северной Америке. Значительное пополнение каталога «Систематическая петрографическая коллекция» произошло по итогам XII геологического конгресса в Торонто (1913 г.), вице-президентами которого были Ф. Н. Чернышёв, В. И. Вернадский и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Благодаря этому в довоенные годы в ГМ АН СССР поступали различные петрографические коллекции и образцы, внесенные в базу данных РПМ – как от них самих, так и от К. Д. фон Хрущёва, О. О. Баклунда, В. К. Брёггера и др.

В каталог «Систематическая петрографическая коллекция» заносились под определенными номерами наиболее ценные в петрографическом отношении образцы магматических, метаморфических и изредка осадочных пород. В ГиММ ИАН требования к эталонным образцам (форма и размер; требования к этикетке и упаковке; обязательный осколок для приготовления шлифа) и коллекциям были строго регламентированы собственными «Инструкцией для собирания петрографических коллекций» (Баклунд, 1915) и «Схемой регистрации коллекций геологического отделения» (1923 г.) (запись, регистрация и предварительная каталогизация коллекций; передача коллекций для научной обработки; основная каталогизация коллекций; распределение коллекций на региональные и систематические; инвентарная книга; регистрация шлифов; регистрация негативов).

В Петрографическом музее ИГЕМ АН СССР выбор эталонных образцов магматических горных пород для экспозиции был в основном закончен в 1982 г. сотрудниками лаборатории Петрографии и Межведомственного петрографического комитета (О. А. Богатиков, В. А. Кононова, А. М. Борсук, В. И. Гоньшакова, А. Г. Гурбанов, Е. Д. Андреева, А. К. Симон, В. В. Ляхович, В. В. Плошко, Е. В. Шарков и др.). Эта работа была проведена в связи с подготовкой 27-го Международного геологического конгресса в Москве (1984 г.). К систематической коллекции прилагаются шлифотека и картотека с результатами химического анализа пород. Экспозиция «Систематической коллекции магматических горных пород» (9 постоянных витрин) соответствует основным положениям, сформулированным в монографии «Магматические горные породы. Т. 1: Классификация. Номенклатура. Петрография» в 2 частях (1983 г.). В эталонную

коллекцию (экспозиции) вошло 750 образцов, представляющих 147 видов магматических горных пород со всего мира. Каждый образец систематической коллекции сопровождается шлифом и химическим анализом. Сводная База данных РПМ (29210 записей) зарегистрирована в Роспатенте, что обеспечивает надежное сохранение бесценных коллекций и дальнейшее развитие музея (http://www.igem.ru/museum).

Работа выполнена в рамках базовой темы Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН 124022400143-9 «Петрология магматических комплексов для реконструкций геодинамических режимов формирования Восточно-Европейского кратона».

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРАВОТАРЛАШКИНСКОГО И БАШКЫМУГУРСКОГО ГАББРОИДНЫХ МАССИВОВ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН)

А. А. Домашайтис[1, 2], Р. А. Шелепаев[1, 2]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск, a.domashaitis@g.nsu.ru

Западный Сангилен Тувино-Монгольского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса в последние 50 лет служит полигоном для отработки методик решения разнообразных геологических задач, в том числе в петрологии магматических и метаморфических пород. Этот регион характеризуется весьма сложной тектоно-геодинамической историей (Владимиров и др., 2017). Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый (ПТМ) и Башкымугурский пироксенит троктолит-габбро-монцодиоритовый (БММ) массивы расположены рядом среди метаморфических пород мугурского (моренского) и чонсаирского комплексов. Среди габброидов массивов наиболее распространены троктолиты и оливиновые габбро, менее распространены анортозиты, пироксениты, рудные габбро. Для БММ отмечается двухфазное строение: первая фаза – габброиды, расположенные в северной части масива, вторая – монцодиориты, расположены в южной части. Породы массивов прорываются дайками двуполевошпатовых гранитов, трахидолеритов и камптонитов.

Оценка размеров, границ и контактов габброидных массивов Западного Сангилена затруднена из-за слабой обнаженности и большого количества интрудирующих их даек, которые слагают вершины возвышенностей, при приближении к дайкам степень измененности габброидов возрастает, превращаясь в приконтактовой с дайками зоне в «безликий» актинолит соссюритовый агрегат, не позволяющий определить петрографический тип первичной породы. Несмотря на многолетние исследования региона, на большинстве актуальных карт и схем строения массивы габброидов либо не отображены вовсе, либо их морфология оценивается неоднозначно, что вызвало предложение о необходимости проведения наземной магнитной съемки.

Магнитная съемка позволила определить истинные размеры и формы массивов, которые представлены несколькими отдельными (силлоподобными) телами разного размера и простирания. Наземная съемка проводилась с помощью магнитометров MagniPro x4 и GEM GSM-19T. Карты модуля вектора магнитной индукции (МВМИ) создавались в программном обеспечении ArcGIS Pro инструментами focal statistics. Оценив поведение магнитного поля вдоль каждого профиля исследуемых массивов, в качестве индикаторного значения появления в разрезе габброидов нами было выбрано значение в 62 100 нТл (+1588 нТл и выше на рис. 1). Для подтверждения полученных результатов были проведены полевые работы с отбором проб в участках с аномально высокими и низкими значениями МВМИ (рис. 1). Полевая заверка магнитных аномалий показала, что габброиды, главным образом, распространены в областях с положительными аномалиями МВМИ.

Исследование химического и петрографического состава пород и их магнитной восприимчивости (МВ) позволило разделить породы Правотарлашкинского массива на две группы: 1) высокотитанистые (TiO_2 1,7–4 мас. %, МВ > 25 СИ, 10^{-3}) слабоамфиболизированые габбронориты с большим количеством магнетита (до 30 об.%) габбровой или пойкилоофитовой структурой; 2) низкотитанистые (TiO_2 менее 1 мас. %, МВ < 25 СИ, 10^{-3}) оливиновые габбронориты, троктолиты, габбро с меньшим количеством магнетита (до 3 об.%) габброофитовой или пойкилоофитовой структурой.

© Домашайтис А. А., Шелепаев Р. А.

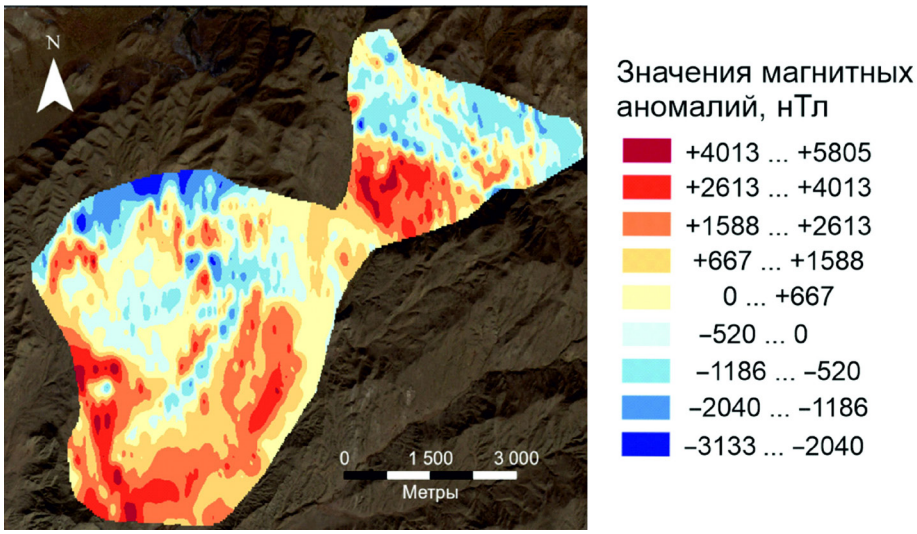


Рис. 1.

Оливиновые габбро и габбронориты Башкымугурского массива (TiO_2 1–1,7 мас. %, МВ 5–50 СИ, 10^{-3}) петрографически схожи с породами ПТМ, но отличаются постоянным присутствием биотита (от единичных чешуек до 1 об.%).

Дальнейшее изучение геохимических особенностей пород ПТМ позволило выделить в группе высокотитанистых пород подгруппу с высоким содержанием фосфора и несовместимых элементов (группа 1А).

На мультиэлементных спектрах, нормированных на состав примитивной мантии, составы породы БММ и ПТМ обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), с максимумами по Sr, Ti. Наблюдается отрицательные аномалии по Nb, Ta. Содержания LILE в БММ выше, чем в ПТМ. При этом в БММ отсутствует Eu аномалии, в то время как максимум по Ti и Sr проявлен слабее.

Среди выделенных нами групп наибольшей суммой РЗЭ обладают породы группы 1А, кроме того, их спектры близки к спектрам пород БММ.

Несмотря на то, что по петрографическим и минералогическим признакам габброиды группы 1А соответствует породам ПТМ, по геохимическим характеристикам она ближе к породам БММ, при этом высокое содержание фосфора при низком содержании калия не позволяет их отнести ни к одному из этих типов.

Возраст оливиновых габбро ПТМ, относящихся к низкотитанистой группе определен Ar/Ar по ойкокристаллам роговой обманки в 524±9 млн лет (Шелепаев и др., 2018), а Sm/Nd возраст троктолитов – 494,6 млн лет (Гибшер и др., 2017). Возраст монцодиоритов БММ определен U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar по биотиту 464–465 млн лет (Козаков и др., 1999, Петрова, 2001, Шелепаев и др., 2018). Для габброидов и монцодиоритов Башкымугурского массива были получены близкие Sm/Nd изотопные характеристики. εNd (465 млн лет) для оливиновых меланогаббронноритов составило +4,2, а для кварцевых монцодиоритов – +4,17 с возрастом изохроны 469±23 млн лет (Шелепаев и др., 2018). Близкие изотопные данные указывают на формирование габброидов и монцодиоритов БММ в процессе фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава без участия материала коры.

Нами были проанализированы цирконы из габброидов группы 1А, возраст пород (U-Pb) составил 482–484 млн лет, что не соответствует времени становления ПТМ и БММ, а также другим базитовым массивам Западного Сангилена (Шелепаев и др., 2018). Таким образом, низкощелочной базитовый магматизм отличный от габбро-монцодиоритового формационного

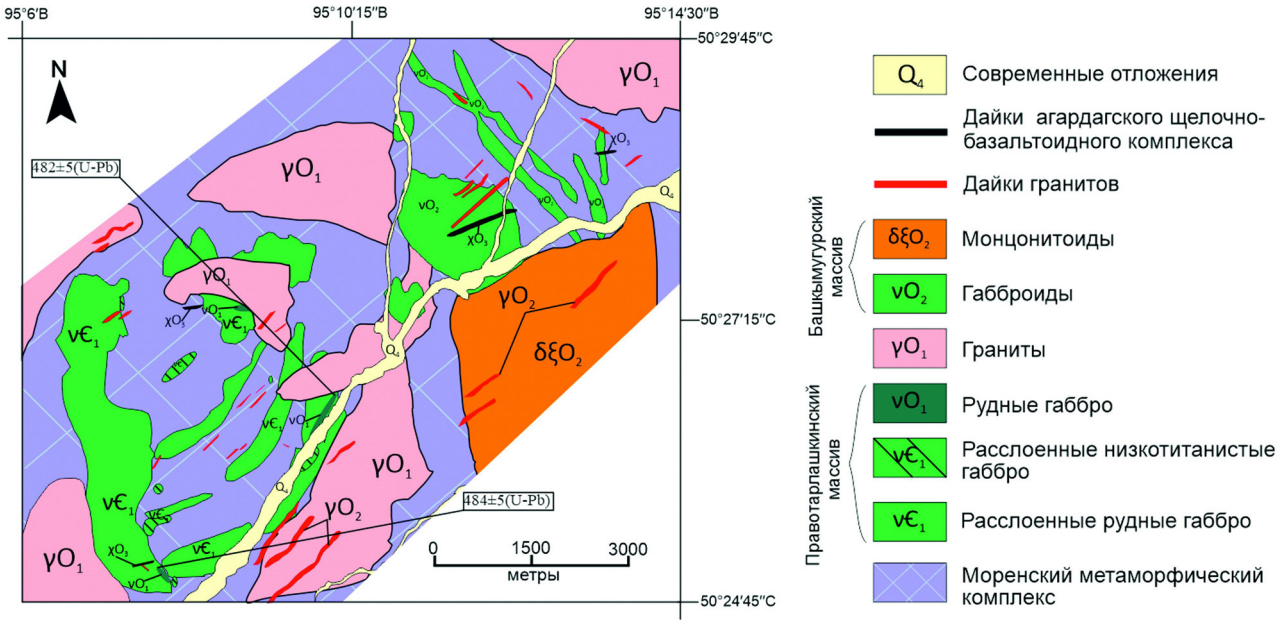


Рис. 2.

типа присутствовал не только на коллизионном, но и на постколлизионном этапе эволюции каледонид Западного Сангилена (Владимиров и др., 2017).

На основе карты МВМИ, карты фактов, космоснимков, петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических данных была построенная схема геологического строения Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов (рис. 2).

Литература

Гибшер А. А., *Мальковец В. Г.*, *Кузьмин Д. В.*, *Ота Т.*, *Сакагучи Ч.*, *Кобаяши К.*, *Накамура Э.* Природа и возраст метасоматического преобразования литосферной мантии под Западным Сангиленом: Sr-Nd изотопные данные // Геология и минерагения Северной Евразии. 2017. С. 59–60.

Козаков И. К., *Сальникова Е. Б.*, *Бибикова Е. В.*, *Кирнозова Т. И.*, *Котов А. Б.*, *Ковач В. П.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного Магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований. // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.

Петрова А. Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 2001. 26 с.

Шелепаев Р. А., *Егорова В. В.*, *Изох А. Э.*, *Зельтманн Р.* Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува). // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 525–540.

Vladimirov V. G., *Karmysheva1 I. V.*, *Yakovlev V.* A, *Travin A. V.*, *Tsygankov A. A.*, *Burmakina G. N.* Thermochronology of mingling dykes in West Sangilen (south-east Tuva, Russia): evidence of the collapse of the collisional system in the north-western edge of the Tuva-Mongolia massif. // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. Issue 2. P. 283–310.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, Е. И. Демонтерова, А. М. Мазукабзов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, tatiana_donskaya@mail.ru

В южной части Сибирского кратона широко распространены неопротерозойские (725–715 млн лет) дайки (реже силлы) долеритов, отнесенные к Саяно-Байкальскому дайковому поясу или к Иркутской крупной магматической провинции (Гладкочуб и др., 2001, 2007; Донская и др., 2023; Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006, 2010; Ernst et al., 2016, 2023; Romanov et al., 2021). Возраст долеритов Иркутской крупной магматической провинции совпадает с возрастом долеритов крупной магматической провинции Франклин в Северной Лаврентии, что позволяет сделать вывод о внедрении неопротерозойских даек долеритов в ходе масштабных процессов рифтогенеза, связанных с отделением Сибирского кратона от Лаврентии во время распада суперконтинента Родиния (Гладкочуб и др., 2001, 2007; Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2010; Pisarevsky et al., 2013; Ernst et al., 2016, 2023).

Неопротерозойские дайки Саянского и Байкальского роев Саяно-Байкальского дайкового пояса сложены преимущественно долеритами, основными минералами которых являются плагиоклаз и клинопироксен, в меньшей степени представлены оливин, ортопироксен и роговая обманка. Долериты имеют химические составы, соответствующие субщелочным базальтам и андезибазальтам толеитовой серии с низкими концентрациями TiO_2 (0,3–1,5 вес.%) и P_2O_5 (0,04–0,18 вес.%) (Гладкочуб и др., 2001, 2007; Донская и др., 2023; Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006; Ernst et al., 2023). В то же время отмечаются отличия геохимических и изотопных характеристик долеритов на разных участках Саяно-Байкальского дайкового пояса.

На участке Кочериково Байкальского роя неопротерозойские долериты разделились на две группы. В первую группу объединены долериты с низкими концентрациями Th (0,6–2,1 г/т), Nb (3,3–9,2 г/т), отношениями $(Th/La)_{pm}$ = 0,7–1,3, $(La/Nb)_{pm}$ = 1,6–2,2 и значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –0,5…–3,9, а во вторую долериты, имеющие более высокие концентрации Th (3,0–5,3 г/т), Nb (9,8–21,1 г/т), а также отношения $(Th/La)_{pm}$ = 1,6–1,9, $(La/Nb)_{pm}$ = 1,2–1,5 и значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –5,3…–6,0. Предполагается, что долериты первой группы сформировались при плавлении мантийного источника, образованного при смешении мантийных компонентов близких по составам к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии, тогда как для долеритов второй группы возможна примесь материала континентальной коры к этому мантийному источнику (Донская и др., 2023).

Долериты Голоустенского участка Байкальского роя обнаружили повышенные концентрации Th (3,6–7,8 г/т), но при этом невысокие содержания Nb (4,2–7,2 г/т), отношения $(Th/La)_{pm}$ = 1,2–2,0, $(La/Nb)_{pm}$ = 3,2–6,8, а также очень низкие отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –15,5…–16,5, что позволяет допускать их формирование в результате плавления субконтинентального литосферного мантийного источника.

На Кругобайкальском участке Саянского роя для неопротерозойских долеритов зафиксированы низкие концентрации Th (0,8–1,7 г/т) и Nb (1,8–4,7 г/т), но при этом отношения $(Th/La)_{pm}$ и $(La/Nb)_{pm}$ больше 1, а именно 1,1–1,9 и 1,5–4,0, а также значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –2,5…–6,2, что может свидетельствовать о добавление материала континентальной коры к мантийному источнику.

© Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Демонтерова Е. И., Мазукабзов А. М.

Долериты Китойского участка Саянского роя обнаружили очень низкие концентрации Th (0,2–0,7 г/т), но варьирующие содержания Nb (0,9–9,2 г/т), отношения $(Th/La)_{pm}$ = 0,4–0,9, $(La/Nb)_{pm}$ = 0,9–4,3, а также $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –2,1…–18,4, что в совокупности позволяет допускать формирование данных пород в результате плавления мантийного источника, образованного при смешении в разных пропорциях мантийных компонентов, возможно близких по составу к примитивной и субконтинентальной литосферной мантии.

Долериты Бирюсинского участка Саянского роя характеризуются повышенными концентрациями Th (2,5–5,0 г/т) и Nb (5,8–13,0 г/т) с отношениями $(Th/La)_{pm}$ = 1,4–1,8, $(La/Nb)_{pm}$ = 1,8–2,6 и отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ = –12,3…–12,8, что вероятнее всего свидетельствует о контаминации мантийного источника коровым материалом (Gladkochub et al., 2006).

Таким образом, на основании обобщения геохимических и изотопных данных можно сделать вывод, что неопротерозойские долериты Саяно-Байкальского дайкового пояса формировались из гетерогенных мантийных источников, испытавших различную степень взаимодействия с коровым веществом на разных участках Сибирского кратона.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00196.

Литература

Гладкочуб Д.П., *Скляров Е.В.*, *Донская Т.В.*, *Мазукабзов А.М.*, *Меньшагин Ю.В.*, *Пантеева С.В.* Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 639–656.

Гладкочуб Д.П., *Донская Т.В.*, *Мазукабзов А.М.*, *Станевич А.М.*, *Скляров Е.В.*, *Пономарчук В.А.* Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.

Донская Т.В., *Гладкочуб Д.П.*, *Мазукабзов А.М.*, *Демонтерова Е.И.*, *Ефремова У.С.* Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия. 2023. Т. 68. № 5. С. 488–507.

Ernst R.E., *Hamilton M.A.*, *Söderlund U.*, *Hanes J.A.*, *Gladkochub D.P.*, *Okrugin A.V.*, *Kolotilina T.*, *Mekhonoshin A.S.*, *Bleeker W.*, *LeCheminant A.N.*, *Buchan K.L.*, *Chamberlain K.R.*, *Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. No. 6. P. 464–469.

Ernst R.E., *Gladkochub D.P.*, *Söderlund U.*, *Donskaya T.V.*, *Pisarevsky S.A.*, *Mazukabzov A.M.*, *El Bilali H.* Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111

Gladkochub D.P., *Wingate M.T.*D., *Pisarevsky S.A.*, *Donskaya T.V.*, *Mazukabzov A.M.*, *Ponomarchuk V.A.*, *Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. No. 3–4. P. 260–278.

Gladkochub D.P., *Pisarevsky S.A.*, *Donskaya T.V.*, *Ernst R.E.*, *Wingate M.T.D.*, *Söderlund U.*, *Mazukabzov A.M.*, *Sklyarov E.V.*, *Hamilton M.A.*, *Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.

Pisarevsky S.A., *Gladkochub D.P.*, *Konstantinov K.M.*, *Mazukabzov A.M.*, *Stanevich A.M.*, *Murphy J.B.*, *Tait J.A.*, *Donskaya T.V.*, *Konstantinov I.K.* Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 372–382.

Romanov M., *Sovetov Ju.K.*, *Vernikovsky V.A.*, *Rosenbaum G.*, *Wilde S.A.*, *Vernikovskaya A.E.*, *Matushkin N.Yu.*, *Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2021. V. 63. No. 13. P. 1658–1681.

Sklyarov E.V., *Gladkochub D.P.*, *Mazukabzov A.M.*, *Menshagin Yu.V.*, *Watanabe T.*, *Pisarevsky S.A.* Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 359–376.

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ МЕГАКРИСТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В. В. Егорова, Р. А. Шелепаев, А. Э. Изох

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

Крупные одиночные кристаллы или мегакристаллы обнаружены во многих щелочных базальтах кайнозойских вулканических провинций. Большая часть из них представлена клинопироксеном, амфиболом, шпинелью, флогопитом. Оливины, гранаты, цирконы встречаются достаточно редко. Большинством исследователей мегакристаллы рассматриваются как ранние фазы, кристаллизовавшиеся из щелочных базальтовых расплавов при высоком давлении в глубинных очагах, или как ксенокристаллы, являющиеся фрагментами дезинтегрированных мантийных и коровых пород. Каков бы ни был их генезис, мегакристаллы являются ценным источником информации о процессах, происходящих в глубинных магматических очагах.

Щелочнобазальтоидные дайки Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) по составу относятся к камптонитам и содержат мегакристаллы (размером 1–15 см) оливина, клинопироксена, амфибола, флогопита, санидина, ильменита. Оливин присутствует в них как в виде мегакристаллов, так и вкрапленников, в основной массе оливин не наблюдается. Мегакристаллы оливина сохраняют кристаллографическую форму. Магнезиальность (Mg#) их колеблется в узком интервале от 81 до 83 ат. %, содержание NiO составляет 0,12–0,14 мас. %, содержание CaO – 0,16–0,2 мас. %. По составу мегакристаллы оливина попадают в интервал составов вкрапленников оливина. В отдельных случаях обнаружены сростки мегакристаллов клинопироксена и оливина, что свидетельствует об их совместной кристаллизации. Содержание REE в оливинах низкое, всего суммарно 4–7 хондритовых единиц, имеют корытообразные спектры распределения с обеднением в области MREE.

Клинопироксены мегакристовой ассоциации представляют собой крупные кристаллы черного цвета. Они имеют зональное строение. Внутренние ядерные части по составу отвечают высокоглиноземистому авгиту. Магнезиальность в ядрах разных кристаллов варьирует от 72 до 84 ат. %. Для ядер характерны высокие содержания Al_2O_3 8,6–10 мас. %, TiO_2 (1–2 мас. %) и Na_2O (1,5–2 мас. %), которые возрастают по мере уменьшения магнезиальности. Содержание хрома крайне низкое. Тонкие краевые зоны мегакристаллов клинопироксена обогащены титаном (до 4 мас. %) и по составу отвечают титанавгитам из основной массы камптонитов. Клинопирокены из сростков с оливином попадают в поле составов мегакристаллов, Общее содержание лантаноидов в клинопироксенах составляет 130–275 хондритовых единиц. Они обогащены MREE ((Ce/Sm)n = 0,7–0,8) относительно легких и тяжелых лантаноидов и имеют отрицательный наклон в области тяжелых лантаноидов ((Sm/Yb)n = 3–4). Они также обеднены легкими литофильными элементами, а на мультиэлементных диаграммах выделяются отрицательные аномалии по Ba, U, Sr, Nb и Zr.

Мегакристаллы амфибола по составу отвечают керсутиту с содержанием TiO_2 от 4,5 до 6,5 мас. %. Мегакристаллы незональные, с магнезиальностью 62–77 ат. %, и только в самых краевых частях магнезиальность снижается и соответствует Mg# амфиболов в основной массе (42–55 ат. %). Содержания TiO_2, Al_2O_3, Cr_2O_3 и K_2O в краевых частях уменьшаются, содержание Na_2O наоборот увеличивается. Встречаются также сростки амфибола и флогопита. Содержание REE в амфиболах составляет 333–435 хондритовых единиц. Спектры распределения REE в амфиболе имеют отрицательный наклон с обеднением HREE ((Sm/Yb)n = 3–5)

© Егорова В. В., Шелепаев Р. А., Изох А. Э

и пологим спектром в области LREE и MREE. Амфиболы обогащены легкими литофильными элементами Rb, Ba и Sr, обеднены Th, U, Zr, Hf.

Мегакристаллы флогопита магнезиальные (Mg#72–80), содержат 5–7 мас.% TiO_2 и 8–9 мас.% K_2O. Мегакристаллы не зональны, и только в тонкой краевой кайме состав отвечает составу флогопитов основной массы. Общее содержание лантаноидов во флогопитах небольшое и составляет 11–13 хондритовых единиц. Для флогопита характерны почти плоские спектры распределения REE с небольшим пологим отрицательным наклоном в области тяжелых лантаноидов. Они обогащены легкими литофильными элементами Rb, Ba и Sr, а также Nb и Ta, и обеднены Th, U.

Близость по составу мегакристаллов к минералам вкрапленников камптонитов, позволяет предполагать, что их образование происходило из щелочнобазальтоидного расплава в глубинных условиях. Оценки температур и давления кристаллизации были проведены с помощью геобарометров (Nimis, 1999, Hammarstrom, Zen, 1986) и геотермометров (Putirka, 2008, Otten, 1984). Значения рассчитанных температур колеблются в интервале 1050–1190 °C для мегакристаллов клинопироксена и 1090–1200 °C для сростков клинопироксена и оливина. Для амфиболов рассчитанные температуры составили 945–997 °C. Определенные по геобарометрам давления составили 9–13 кбар для мегакристаллов клинопироксена и 9–10 для амфибола и 11–12,7 кбар для клинопироксенов в сростках с оливином. Полученные значения соответствуют глубинам 36–43 км, что отвечает глубинам границы коры и литосферной мантии (МОХО) для Западного Сангилена, установленным ранее по габброидным и мантийным ксенолитам (Egorova et al., 2006).

Используя редкоэлементный состав минералов мегакристовой ассоциации и коэффициенты распределения минерал-расплав для щелочнобазальтоидных систем (Fujimaki et al., 1984; Foley et al., 1996, Botazzi et al, 1999), была проведена оценка состава расплава равновесного с изученными минералами мегакристовой ассоциации. Оценка проведена по формуле CL = CCpx/K, где CL – концентрация элемента в расплаве; CCpx – концентрация элемента в минерале; K – коэффициент распределения элемента между расплавом и минералом. Полученные расчетным путем содержания редких элементов в гипотетических расплавах близки к содержаниям в камптонитах, выносящим мегакристаллы на поверхность.

Таким образом, образование мегакристаллов оливина, клинопироксена, амфибола и флогопита являлось результатом кристаллизации щелочнобазальтоидного расплава, близкого по составу к вмещающим камптонитам в глубинных промежуточных магматических камерах на уровне границы коры и литосферной мантии. Кристаллизация щелочнобазальтового расплава проходила по схеме: оливин → оливин + клинопироксен → флогопит ± амфибол. Захват мегакристаллов и вынос их к поверхности осуществлялся при повторных внедрениях новых порций щелочнобазальтоидной магмы.

Литература

Bottazzi P., Tiepolo M., Vannucci R., Zanetti A., Brumm R., Foley S.F., Oberti R. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of Amph/LDREE // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 137. P. 36–45.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88, P. 419–441.

Foley S.F., Jackson S., Fryer B., Greenouch J., Jenner G. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM–ICP-MS // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60, Iss 4. P. 629–638.

Fujimaki H., Tatsumo M., Aoki K. Partition coefficients for Hf, Zr REE between phenocrysts and groundmasses // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 662–672.

Hammarstrom J. M, Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. // American Mineralogy. 1986. V. 71. P. 1297–1313.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 62–74.

Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjaellet gabbro and dolerites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 189–199.

Putirka K. D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.

ДАЙКИ ВЫСОКО-Cl БАЗИТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, PT-ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАСПЛАВОВ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

С. В. Егорова[1], А. В. Степанова[1], К. Г. Ерофеева[2], А. А. Федоров[1]

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, zumlic@mail.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Реконструкция состава источников и условий плавления в мантии являются актуальными задачами магматической петрологии. Решение этих задач осложнено при исследовании докембрийских комплексов, вследствие наложенных метаморфических процессов, при которых породы частично или полностью утрачивают первичные магматические минералы. Поэтому находки базитов хорошей сохранности, а тем более пород, сохранивших ранние ликвидусные фазы и расплавные включения в них, особенно интересны.

В пределах Вокнаволокского блока, расположенного в центральной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита, наложенные метаморфические преобразования, связанные со свекофеннской орогенией, проявлены слабо. Здесь широко распространены мафические дайки, надежно датированы и детально изучены несколько роев с возрастом 2,45, 2,41, 2,31 и 2,13 млрд лет (Stepanova et al., 2014, 2015). Несмотря на неплохую изученность, в этом районе обнаружены дайки высокомагнезиальных базитов, более молодые, чем 2,45 млрд лет, не относящиеся ни к одному из изученных ранее роев и обладающие специфическим геохимическим составом.

Эти базиты характеризуются высокими содержаниями MgO (до 14,8 мас. %) и TiO_2 (до 1,8 мас. %), умеренными содержаниями Fe_2O_3 (15,6 мас. %) и Al_2O_3 (до 15,2 мас. %), а также дифференцированным характером распределения REE ($[La/Sm]_N$ = 1,3–1,8; $[Gd/Yb]_N$ = 1,5–2,4). Одна из наиболее ярких особенностей состава этих даек – высокие содержания Cl (до 3000 ppm в зоне закалки). Низкие содержания Cl (30 ppm) во вмещающих габброноритах с возрастом 2,45 млрд лет и отсутствие наложенных преобразований предполагает первичный характер распределения Cl в породах.

Помимо этого, дайки высоко-Cl базитов отличаются очень хорошей сохранностью. Их центральные части сложены среднезернистыми оливиновыми долеритами, зоны закалки – клинопироксен-оливин порфировыми породами. Вкрапленники оливина в породах зоны закалки преобладают и составляют до 15 об. %, содержание вкрапленников клинопироксена не превышает 2 об. %, также присутствуют ромбовидные зерна хромшпинелидов. Основная масса в зоне закалки представлена девитрифицированным стеклом, на удалении около 1 см от контакта – плагиоклазом, клинопироксеном и Fe-Ti оксидами.

Вкрапленники оливина характеризуются идиморфным обликом, во многих зернах присутствуют исходно стекловатые силикатные расплавные включения и твердофазные включения шпинелидов (Cr# ~0,5). Для оливина характерна нормальная зональность (Mg# от 0,86 до 0,67), высокие содержания Ni (до 3352 ppm), Al (до 464 ppm), Zn (до 102 ppm) и Cr (до 621 ppm), умеренные Mn (до 2658 ppm) и низкие Ca (до 1743 ppm).

Вкрапленники клинопироксена представлены идиоморфными зернами или их обломками, имеют зональное строение, часто содержат включения оливина и/или хромшпинелида. По составу отвечают авгиту ($Wol_{31–36}En_{34–52}Fs_{8–13}$), характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (до 1,65 мас. %), обеднены LREE ($[La/Sm]_N$ = 0,3–0,4) и имеют фракционированное

© Егорова С. В., Степанова А. В., Ерофеева К. Г., Федоров А. А.

распределение HREE ($[Gd/Yb]_N$ = 1,8–2,1). Оценка температуры кристаллизации оливина, проведенная с использованием двух равновесий: оливин–шпинелид (Coogan et al., 2014) и оливин–расплав (Putirka, 2008), дала близкие значения, равные 1404 °C и 1393 °C, соответственно. Оценки PT-параметров кристаллизации клинопироксенов, показывают более широкие вариации и предполагают кристаллизацию пироксенов при более низких PT-параметрах (T < 1200 °C, P 4,9–3,3 кбар (Wang, 2021)).

Оценки состава и температуры первичных расплавов, а также потенциальных температур источника плавления, проведенные с использованием PREMELT3 MEGA (Herzberg, Asimow, 2015), показали, что родоначальные магмы имели высоко-Mg (MgO ~21 мас. %) состав и температуру ~ 1460 °C. Потенциальные температуры источника плавления достигали Tp = 1578 °C, состав источника – гранатовый перидотит, степень плавления 28 %. Реконструкция состава расплавов, равновесных с вкрапленниками клинопироксена, показала, что они характеризуются обогащением LREE и Ti и обеднением HREE и Nb, а их спектры идентичны спектрам распределения REE пород зоны закалки даек.

Таким образом, расплавы кристаллизовавшиеся в зонах закалки изученных даек могут представлять прямые мантийные выплавки, не подвергшиеся процессам фракционной кристаллизации. Полученные данные предполагают формирование этих расплавов в результате плавления глубинного обогащенного источника, а первичное обогащение расплавов Cl может отражать вклад субконтинентальной литосферной мантии в процессы формирования первичных расплавов. Источники Cl в расплавах – тема дальнейших исследований. Наиболее вероятная причина – субдукционная переработка литосферной мантии в ходе палеопротерозойской орогении и амальгамаци суперконтинента Нуна.

По составу пород, особенностям кристаллизации и PT-параметрам формирования расплавов, изученные дайки могут являться аналогами высокомагнезиальных пород суйсария – лав пикробазальтов и пород дифференцированного силла, возраст которых оценивается в 1,96 млрд лет (Степанова и др. 2024).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

Литература

Степанова А. В., *Самсонов А. В.*, *Арзамасцев А. А.*, *Ларионов А. Н.*, *Ларионова Ю. О.* Возрастные ограничения для заонежского горизонта людиковия и изотопного события Шуньга в Онежской структуре: новые U-Pb-данные для циркона из Кончезерского силла // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 179–187.

Coogan L. A., *Saunders A. D.*, *Wilson R. N.* Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1–10.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.

Stepanova A. V., *Salnikova E. B.*, *Samsonov A. V.*, *Egorova S. V.*, *Larionova Y. O.*, *Stepanov V. S.* The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, Eastern Fennoscandian Shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 43–57.

Wang X., *Hou T.*, *Wang M.*, *Zhang C.*, *Zhang Z.*, *Pan R.*, *Marxer F.*, *Zhang H.* A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // Eur. J. Mineral. 2021. V. 33. P. 621–637.

НЕОАРХЕЙСКИЕ БАЗИТОВЫЕ ДАЙКИ ОЛЕКМИНСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

К. Г. Ерофеева[1], А. В. Самсонов[1], Е. Б. Сальникова[2], А. Б. Котов[2], Ю. О. Ларионова[1], А. В. Степанова[3], О. Е. Караваева[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Раннедокембрийские базитовые дайки служат главным источником информации о составе древних мантийных источников и условиях их плавления, а также являются одним из важнейших инструментов для палеотектонических и палеоконтинентальных реконструкций ранней истории Земли (например, Ernst et al., 2021; Srivastava et al., 2022). Исследования древних базитовых даек проводятся во всех раннедокембрийских кратонах мира. Вопросам геохронологии, палеомагнетизма и петрологии докембрийских внутриплитных базитовых даек Сибирского кратона было посвящено большое количество работ (Попов и др., 2012; Донская и др., 2020; Gladkochub et al., 2022). Имеющиеся на сегодня данные получены для сравнительно молодых базитовых интрузивов, которые внедрялись после коллизионных событий в конце палеопротерозоя (2,00–1,87 млрд лет) при амальгамации Сибирского кратона (Donskaya, 2020). Более древние базитовые интрузивы в разной степени преобразованы и остаются слабо изученными, в первую очередь из-за сложности их надежного изотопного датирования. Эти базиты формируют небольшие линзообразные массивы и дайкоподобные тела, и на мелкомасштабных геологических картах группируются в несколько «поясов» или «дайковых роев» меридионального простирания среди мезоархейских гнейсов и гранитоидов Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Алданского щита.

Токкинский фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса расположен в центральной части Чаро-Олекминской ГЗО. В его пределах скважинами вскрыты дайки базитов мощностью до 40 м, неоархейский возраст для которых ранее был оценен U-Th-Pb методом по циркону (LA-ICP-MS (Erofeeva et al., 2025)).

Высокоглиноземистые метабазиты (Al_2O_3 > 17 мас.%) имеют умеренные вариации SiO_2, наиболее высокие концентрации которых отмечаются в крупнозернистых и пегматоидных разновидностях. Снижение Mg# сопровождается ростом содержаний TiO_2, Fe_2O_3, P_2O_5 при незначительных изменениях содержаний Al_2O_3, в меньшей степени CaO, что можно объяснить в рамках кристаллизационной дифференциации расплавов близкого состава. Породы обладают низкими содержаниями совместимых элементов (Cr, Ni, V), и имеют слабо- и умеренно-фракционированные спектры распределения РЗЭ ([La/Sm]N = 0,9–3,4, [Gd/Yb]N = 1–2,5) указывающие на возможное зарождение расплавов выше поля устойчивости граната. Отрицательная аномалия Nb (Nb/Nb* = 0,4–0,9) и низкорадиогенный изотопный состав Nd (εNdt от –2,5 до +0,1) могут отражать литосферный вклад и/или контаминацию при формировании и эволюции расплавов. Циркон, выделенный из высокоглиноземистого габбро-пегматита, представлен субидиоморфными призматическими кристаллами с магматической осцилляторной зональностью и имеет возраст 2609±4 млн лет (U-Pb, ID-TIMS).

Высокотитанистые базиты имеют близкие к высокоглиноземистым базитам вариации содержаний SiO_2, MgO, CaO, щелочных элементов, Cr, V и Ni, отличаясь низкими концентрациями Al_2O_3 (менее 15 мас.%) и Sr, и повышенными – Fe_2O_3 и TiO_2, MnO, V, Co, Zr, Y, Nb и тяжелых РЗЭ. Редкоземельный состав характеризуется умеренным фракционированием

© Ерофеева К. Г., Самсонов А. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Ларионова Ю. О., Степанова А. В., Караваева О. Е.

([La/Sm]N = 1,4–3,0, [Gd/Yb]N = 1,4–2,0). Низкорадиогенный изотопный состав Nd в породах (εNdt от –1,6 до +0,8) и отрицательная аномалия Nb (Nb/Nb* = 0,3–1,1) в высокотитанистых базитах указывает на близкий с высокоглиноземистыми базитами источник и уровень зарождения расплавов и литосферный вклад при их эволюции. Циркон, выделенный из среднезернистых высокотитанистых долеритов, представлен идиоморфными не резорбированными зернами с осцилляторной зональностью, что предполагает их кристаллизацию из расплава. Конкордантный возраст циркона (U-Th-Pb, LA-ICP-MS) составляет 2625±5 млн лет. Возраст бадделеита, выделенного из крупнозернистых высокотитанистых базитов, составляет 2677±10 млн лет (U-Pb, ID-TIMS). Выявленные разновозрастные события высокотитанистого толеитового магматизма, которые не отличимы друг от друга ни на геохимическом, ни на изотопно-геохимическом уровнях, предполагают несколько эпизодов плавление близкого по составу субстрата и внедрение расплавов в близкой тектонической обстановке, которая должна была оставаться стабильной на протяжении минимум 50 млн лет.

Полученные геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические данные по неоархейским интрузивам, распространенным на Токкинском участке, позволяют рассматривать изученные породы как компонент неоархейской каларской AMCG ассоциации, выделенной в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006), а новые реперные оценки возраста позволяют детализировать этот продолжительный магматический эпизод и обсудить его тектоническую природу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-77-01068.

Литература

Донская Т.В., *Гладкочуб Д.П.*, *Мазукабзов А.М.*, *Лепехина Е.Н.*, *Львов П.А.*, *Демонтерова Е.И.*, *Мотова З.Л.* Раннепротерозойский базитовый магматизм южно-сибирского постколлизионного магматического пояса (на примере Усть-Игнокского массива Урикско-Ийского грабена) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1165–1180.

Ларин А.М., *Котов А.Б.*, *Сальникова Е.Б.*, и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 1–20.

Попов Н.В., *Котов А.Б.*, *Сальникова Е.Б.*, *Постников А.А.*, *Тимофеев В.Ф.*, *Березкин В.И.*, *Ларин А.М.*, *Федосеенко А.М.*, *Яковлева С.З.* Диабазы Куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2012. Т. 442. № 3. С. 365–368.

Сальникова Е.Б., *Ларин А.М.*, *Котов А.Б.*, и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тетоническое положение // Страт. Геол. коррел. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

Ernst R.E., *Dickson A.J.*, *Bekker A.* (eds) Large Igneous Provinces: a driver of global environmental and biotic changes. American Geophysical Union, Wiley, 2021.

Erofeeva K.G., *Samsonov A.V.*, Larionova Yu.O., et al. Tokko section as a deeply eroded part of the Mesoarchean Tokko-Khani greenstone belt, the west Aldan shield, Siberian craton // Precam. Res. 2025. V. 418. 107696.

Gladkochub D.P., *Donskaya T.V.*, *Pisarevsky S.A.*, *Ernst R.E.*, Söderlund U., *Kotov A.B.*, *Kovach V.P.*, *Okrugin A.V.* 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2022. V. 370. 106557.

Srivastava R.K., *Ernst R.E.*, *Buchan K.L.*, De *Kock M.* (eds) Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. Geological Society, London, Special Publications, 2022. V. 518.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ САРМИНСКОГО СЕГМЕНТА АКИТКАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА В АРХЕЕ–ПРОТЕРОЗОЕ

У. С. Ефремова, Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, А. В. Иванов, Н. В. Брянский

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Раннепротерозойский Акитканский орогенный пояс выделяется в виде структуры, разделяющей архейские Анабарский и Алданский супертеррейны Сибирского кратона и представляет собой гетерогенную структуру, в пределах которой выделяются четыре тектонических сегмента (Голоустенский, Сарминский, Чуйский и Тонодский). Предполагается, что объединение этих тектонических сегментов в единую структуру Акитканского орогена имело место на интервале 2,00–1,95 млрд лет (Donskaya, 2020). Объект настоящего исследования – наиболее древние метатерригенные образования Сарминского сегмента и выделяемые в составе сарминской серии.

Сарминский сегмент сложен преимущественно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами сарминской серии, в составе которой выделяются харгитуйская, иликтинская и анайская свиты. Породы сарминской серии интрудированы гранитоидами с возрастом 1,91 млрд лет (Бибикова и др., 1987) и 1,86 млрд лет (Донская и др., 2003). Последние входят в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. С несогласием породы сарминской серии перекрываются раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями акитканской серии и вендскими осадочными породами байкальской серии. На некоторых участках породы сарминской серии интрудированы дайками долеритов 1,75 млрд лет (Gladkochub et al., 2019). Отмечено прорывание пород харгитуйской свиты карбонатитами возрастом 1,00 млрд лет (Савельева и др., 2016). Все вышеперечисленные породы интрудированы дайками габбродолеритов с возрастом 0,72 млрд лет (Ernst et al., 2023). В северной части Сарминского сегмента обнаруживаются выходы гранитоидов ТТГ-серии с возрастом 2,88 млрд лет (Donskaya et al., 2009).

В процессе проведения данного исследования установлено, что в единую харгитуйскую свиту были объединены три разновозрастные толщи пород, формирование которых происходило на абсолютно разных этапах эволюции Сарминского сегмента. Формирование наиболее древних пород происходило на временном интервале 2,7–2,5 млрд лет назад, что обосновывается возрастом наиболее молодой популяции обломочного циркона и отсутствием цирконов с возрастом 2,5 млрд лет и моложе, распространенных в других породах сарминской серии. Накопление кварцитов и сланцев второй обособленной группы пород происходило на этапе 2,15–1,95 млрд лет назад. Нижняя граница осадконакопления – подтверждается возрастом наиболее молодых зерен детритового циркона, а верхняя – проводится в соответствии с установленным возрастом метаморфизма (1,95 млрд лет), в который эти породы были вовлечены. Формирование наиболее молодой группы пород, представленной так же кварцитами и сланцами, происходило на временном интервале 1,00–0,72 млрд лет. Полученные данные по возрасту зерен детритового циркона из этих пород позволили установить, что их образованием началось после временной отметки в 1,7 млрд лет, а совокупность геологических данных, свидетельствующих о том, что породы этой группы не интрудированы дайками карбонатитов (1,00 млрд лет) и прорываются дайками долеритов (0,72 млрд лет), позволила сузить интервал осадконакопления до тонийского времени.

© Ефремова У. С., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Иванов А. В., Брянский Н. В.

Изученные разрезы иликтинской свиты сарминской серии сложены преимущественно песчаниками с прослоями сланцев. В качестве протолитов для песчаников реконструируются полимиктовые и граувакковые песчаники, а для сланцев – граувакковые алевролиты. Породы иликтинской свиты не были подвержены раннепротерозойскому региональному метаморфизму, а вторичные изменения в них отражают в разной степени проявленную метаморфическую переработку, связанную с раннепалеозойскими коллизионными событиями. На основании данных о возрасте регионального метаморфизма, а также с учетом возраста прорывающих породы свиты гранитоидов, время накопления иликтинской свиты можно оценить в диапазоне 1,95–1,91 млрд лет. Анализ геодинамических условий осадконакопления позволил сделать вывод, что породы иликтинской свиты могли накапливаться как молассоидные образования в осадочных бассейнах, сформированных после образования Акитканского орогена.

Установлено, что породы анайской свиты не могут рассматриваться в составе раннепротерозойской сарминской серии, поскольку возраст основной популяции зерен детритового циркона составляет 1,86 млрд лет, что указывает на формирование этих пород после внедрения пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. На основании геологического положения, состава пород и геологических корреляций установлено, что накопление высокозрелых пород анайской свиты происходило одновременно с породами третьей группы, выделенной в составе харгитуйской свиты, на временном интервале 1,00–0,72 млрд лет во внутриконтинентальных бассейнах.

Таким образом, около 2,9 млрд лет назад происходило образование архейского блока, далее, на этапе 2,7–2,5 млрд лет, имело место накопление первых незрелых осадочных толщ на архейском основании. Временной интервал 2,15–1,95 млрд лет характеризуется накоплением зрелых пород раннепротерозойского чехла, которые на этапе 1,98–1,95 млрд лет были вовлечены в процессы регионального метаморфизма, связанного с формированием Акитканского орогенного пояса, как единой структуры. Период 1,95–1,91 млрд лет связан с накоплением терригенных толщ в обстановке растяжения, обусловленного коллапсом Акитканского орогена. На временном интервале 1,88–1,84 млрд лет процессы растяжения привели к широкомасштабному проявлению постколлизионного магматизма, после которого в пределах рассматриваемой территории отмечается длительный перерыв в осадконакоплении, и только на этапе 1,00–0,72 млрд лет происходит накопление зрелых терригенных толщ во внутриконтинентальных бассейнах.

Работа выполнена по гранту РНФ № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/.

Литература

Бибикова Е. В., *Кориковский С. П.*, *Кирнозова Т. И.*, *Сумин Л. В.*, *Аракелянц М. М.*, *Федоровский В. С.*, *Петрова З. И.* Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопногеохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 154–164.

Донская Т. В., *Бибикова Е. В.*, *Мазукабзов А. М.*, *Козаков И. К.*, *Гладкочуб Д. П.*, *Кирнозова Т. И.*, *Плоткина Ю. В.*, *Резницкий Л. З.* Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.

Савельева В. Б., *Демонтерова Е. И.*, *Данилова Ю. В.*, *Базарова Е. П.*, *Иванов А. В.*, *Каменецкий В. С.* Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.

Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

Donskaya T. V., *Gladkochub D. P.*, *Pisarevsky S. A.*, *Poller U.*, *Mazukabzov A. M.*, *Bayanova T. B.* Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. № 1.

Ernst R. E., *Gladkochub D. P.*, *Söderlund U.*, *Donskaya T. V.*, *Pisarevsky S. A.*, *Mazukabzov A. M.*, *El Bilali H.* Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111.

Gladkochub D. P., *Donskaya T. V.*, *Ernst R. E.*, *Soderlund U.*, *Mazukabzov A. M.*, *Shokhonova M. N.* Enlargement of the area of the Timpton Large Igneous Province (ca. 1.75 Ga) of the Siberian craton // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. № 4. P. 829–839.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ БОМБ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА

М. Л. Зверева

Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра петрографии, Санкт-Петербург

Вулканические породы юго-восточного склона Авачинского вулкана образуют ряд пород от плагиоклаз-пироксеновых базальтов до роговообманковых дацитов [4]. Преимущественным распространением пользуются андезибазальты, на долю которых приходится 62 % выборки образцов, проанализированных Ю. П. Масуренковым, И. А. Егоровой и др. [5]. Данное явление не случайно: в надсубдукционных вулканических комплексах островных дуг и фронтальных частей активных континентальных окраин четко видны максимумы андезибазальтов [2]; в меньшей мере в данной геодинамической обстановке распространены андезиты и базальты. А потому эти породы требуют комплексного рассмотрения с точек зрения как минералогии, так и петрографии.

Исследование направлено на изучение вулканических бомб южного склона Авачинского вулкана. Его цель – провести петрографическое описание образцов, определить их минеральный состав и некоторые условия кристаллизации. Петрографический анализ шлифов выполнялся для характеристики пород и установления последовательности кристаллизации. Работа включала описание и фотографирование шлифов с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX53P, состав минералов и растровые снимки получены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20, а также на настольном сканирующем электронном микроскопе TM3000 с приставкой энергодисперсионного микроанализа Oxford.

Автором также были проанализированы литературные данные химических составов пород последнего извержения Авачи (13–30,01,1991 г.), построены классификационные диаграммы, позволившие выделить отдельные породные группы [4]. На классификационной диаграмме SiO_2 – ($Na_2O + K_2O$) (рис. 1) все фигуративные точки, характеризующие средние химические составы пород последнего извержения, группируются около линии, разделяющей поля андезибазальтов и андезитов, что позволяет относить их к этим породным группам. Исходя из принципов петрохимической классификации вулканитов, основанной на содержаниях в них окислов калия, характерной особенностью пород последнего извержения вулкана является расположение в пограничной области умеренно-калиевой серии (рис. 2). На диаграмме AFM (рис. 3) точки составов пород извержения 13–30,01,1991 г. образуют скопление вдоль линии, разделяющей магмы различных серий, при этом все точки попадают в поле известково-щелочной серии.

Вулканические бомбы Авачинского вулкана включают двупироксеновые и авгитовые базальты, оливин-пироксеновые, двупироксеновые и гиперстеновые андезибазальты, а также двупироксеновые андезиты. Во всех породах преобладает плагиоклаз, представленный двумя генерациями: крупными зональными вкрапленниками ($An_{43–88}$) с включениями стекла и микролитами ($An_{35–80}$). Моноклинный пироксен распространен в виде фенокристов и микролитов, ромбический же встречается реже во вкрапленниках, но преобладает в основной массе. Оливин характерен для базальтов и андезибазальтов, преимущественно в виде вкрапленников магнезиального состава, часто окружен каймой пироксенов и содержит включения хромита и титаномагнетита (рис. 4).

© Зверева М. Л.

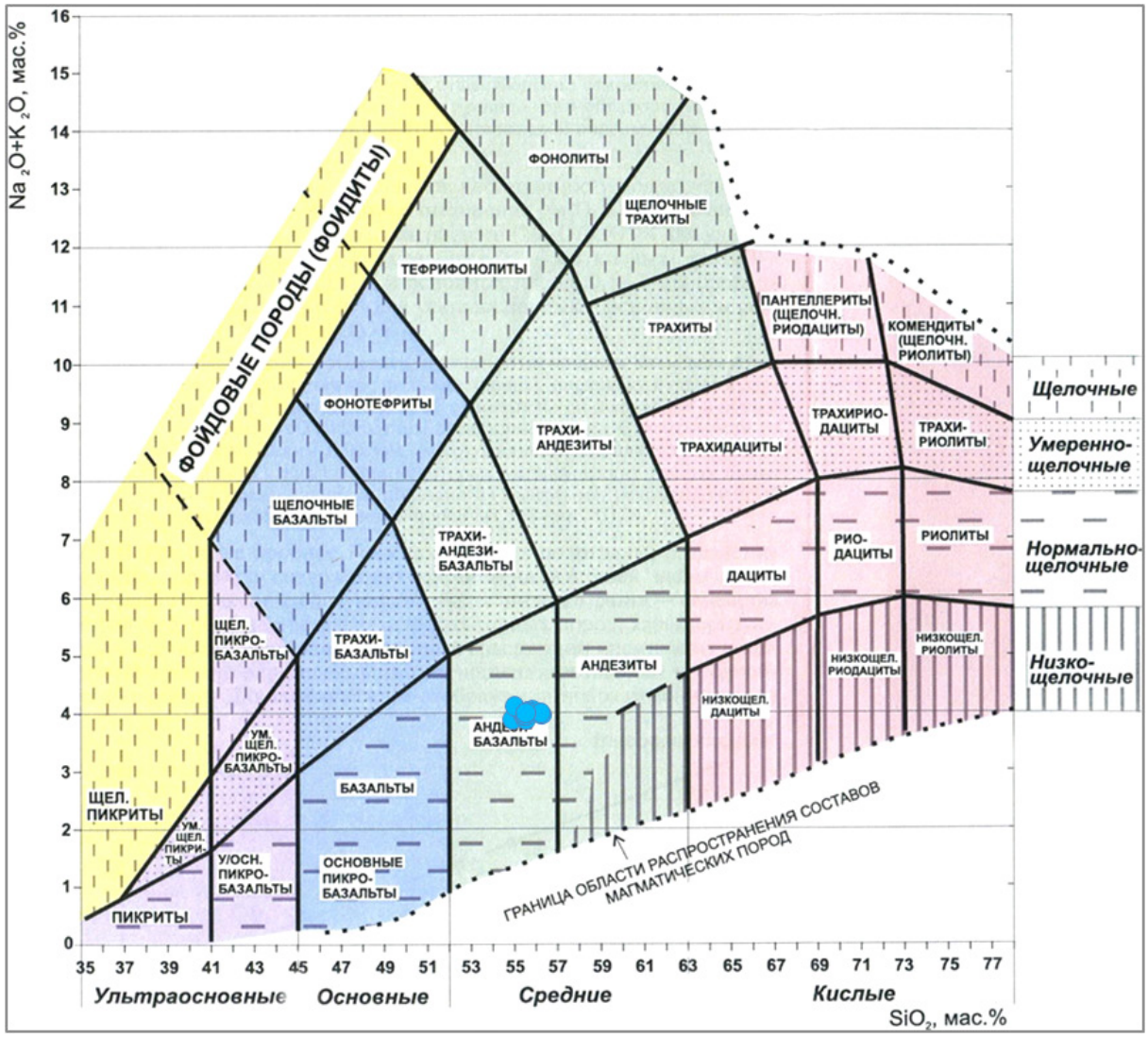


Рис. 1. Классификационная диаграмма SiO_2 – K_2O+Na_2O пород Авачинского вулкана (извержение 13–30.01.1991 г.) [3].

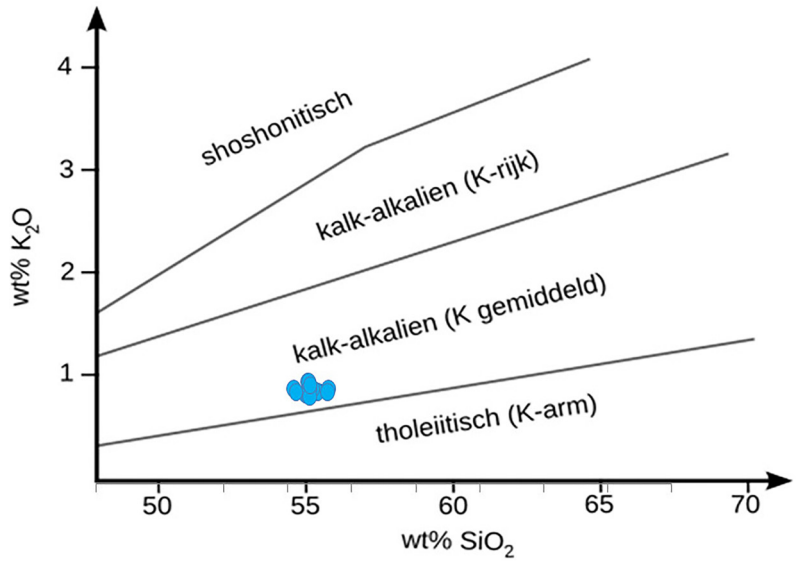


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 – K_2O для пород Авачинского вулкана (извержение 13–30.01.1991 г.) [1].

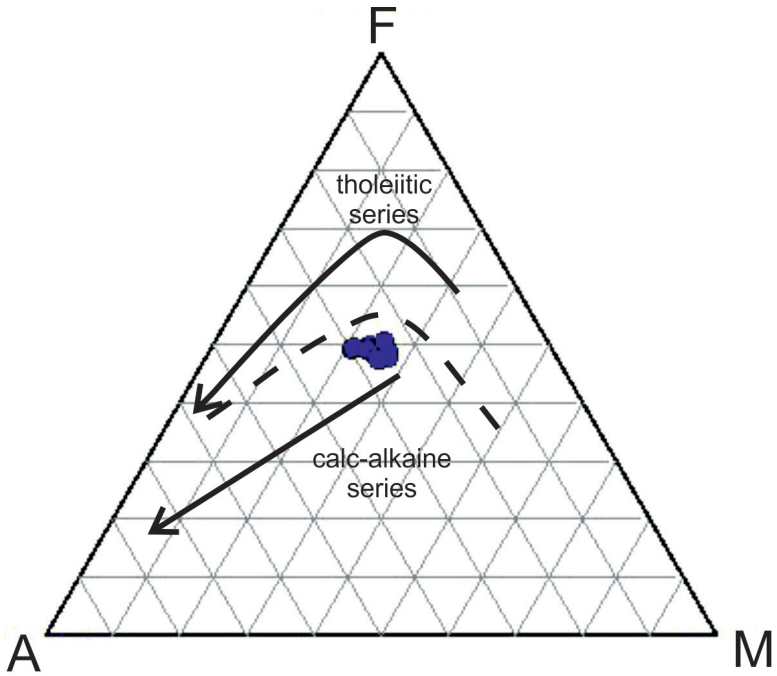


Рис. 3. Диаграмма AFM для пород Авачинского вулкана (извержение 13 30.01.1991 г.) [1].
Обозначения: A = Na_2O+K_2O; F = FeO; M = Mg O.

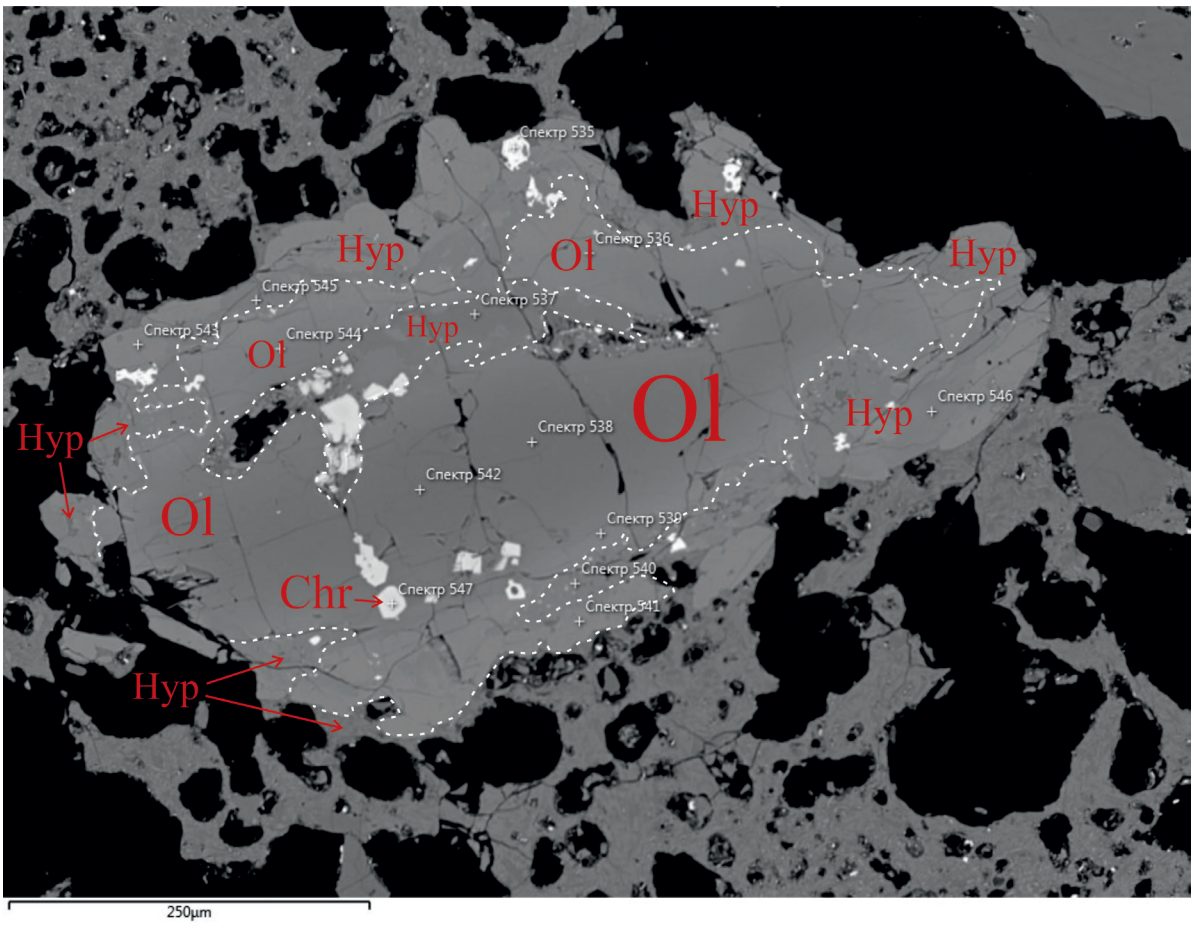


Рис. 4. Вкрапленник оливина, окруженный каймой ромбического пироксена.
Пунктирной линией показана граница между оливином и ромбическим пироксеном.
Сокращения: Chr – хромит, Hyp – гиперстен, Ol – оливин. Фото в обратно рассеянных электронах.

Титаномагнетит – основной рудный минерал, встречающийся в виде идиоморфных кристаллов, ксеноморфных выделений и пылеватых скоплений. Ильменит редок, образует пластинчатые кристаллы или продукты распада твердого раствора в титаномагнетите. Апатит представлен призматическими и игольчатыми кристаллами внутри других минералов.

В результате проделанной работы были изучены и описаны три группы пород, характерные для вулканических бомб Авачинского вулкана. Выделены парагенезисы минералов, описаны их особенности, рассчитаны миналы и химические формулы. По сосуществующим минералам (моноклинным и ромбическим пироксенам) были определены приблизительные параметры кристаллизации андезитов, андезибазальтов и базальтов Авачинского вулкана путем нанесения фигуративных точек состава на диаграммы термодинамической стабильности. Автором были проанализированы литературные данные о химических составах пород извержения 1991 г., построены классификационные диаграммы, помогающие выделить отдельные группы пород и сделать выводы о различиях между последним и прошлыми извержениями вулкана.

Литература

Myron G. Igneous and metamorphic petrology. London: Blackwell Publishing company. 2003. 758 с.

Гущин А.В., *Гусев Г.С.* Петрогеохимические типы и серии вулканических комплексов эталонных геодинамических обстановок // XI Всероссийское петрографическое совещание. 2010. Т. 1. С. 201–202.

Жданов В.В., *Костин А.Е.*, *Кухаренко Е.А.*, *Ланда Э.А.*, *Лукьянова Л.И.*, *Масайтис В.Л.*, *Москаленко З.Д.*, *Пушкарев Ю.Д.*, *Шарпенок Л.Н.* Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Иванов Б.В. Андезиты Камчатки (Справочник химических анализов вулканитов и основных породообразующих минералов). Москва: Наука, 2008. 364 с.

Масуренков Ю.П., *Федотов С.А.* Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т. 2. Москва: Наука, 1991. 415 с.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ

Н. Н. Зинчук

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

Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев представляют собой породы в различной степени измененные постмагматическими и гипергенными (верхние части) процессами [3–6]. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными породообразующими компонентами, слагающими основную массу кимберлитов [1,2,7]. Реальный облик кимберлитов в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок имеет индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. К настоящему времени в кимберлитовых породах древних платформ Мира идентифицировано и комплексно изучено с помощью современных методов исследований [3–5] более 60 минералов-новообразований, входящих в классы оксидов и гидроксидов, сульфидов, силикатов и алюмосиликатов, боратов, фосфатов, карбонатов и хлоридов. Значительная степень постмагматического и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, которые из-за обилия вторичных минералов (до 95%) по сути являются апокимберлитами [6, 8]. Наибольшим изменениям в апокимберлитах подвержена основная масса пород, в которой доминируют серпентин, кальцит и слюдистые образования.

Геолого-минералогическое значение таких исследований обусловлено особенностями слоистой структуры, которая отражает физико-химические условия их образования. Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП) показывает [4–6] разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации, но не раскрывают всех особенностей их, связанных с образованием серпентинов и флогопитов. Последние относятся к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), имеющих слоистую структуру, способную отражать условиях их образования и дает возможность использовать их и для анализа постмагматического преобразования кимберлитовых пород.

Для получения более полных сведений о составе основной массы пород в кимберлитах различных глубин проведено сравнение прожилковой минерализации и преобладающих вторичных минералов основной массы этих же разрезов. Четкой закономерности в распределении вторичных минералов по разрезу глубоких горизонтов кимберлитовых трубок не установлено, хотя нередко вместо исчезнувших новообразований появляются другие.

Результаты комплексного изучения новообразований на глубину трубок показал, что вторичные минералы ведут себя по-разному. В одних случаях (трубка Удачная) пока не установлены четкие закономерности смены ассоциаций как породообразующих компонентов, так и минералов-примесей. Однако установлена неравномерность серпентинизации оливина, связанная в основном с чередованием в разрезах блоков пород с различной трещиноватостью. Это привело к слабому замещению реликтовых минералов в одних блоках и более интенсивной их серпентинизации – в других. Образование блоков плотных кимберлитов нередко связано с процессами наложенной карбонатизации пород.

В других случаях (трубки Сытыканская, Мир и др.) установлены довольно четкие закономерности в распределении как породообразующих новообразований основной массы пород, так и прожилковой гидротермальной минерализации. Это позволяет использовать отмеченные

© Зинчук Н. Н.

закономерности в распределении минералов-новообразований для типизации кимберлитовых пород. Несмотря на неравномерное в целом распределение ряда вторичных минералов (как по литорали, так и по вертикали трубок), намечаются некоторые закономерности в их размещении, т. е. возникает возможность выделения определенных зон. Эта зональность возникла в результате постмагматического преобразования исходных пород и является продуктом минералообразующих процессов, которые могли быть не синхронны по времени и протекали в различных физико-химических условиях, вследствие чего более поздние этапы вторичного минералообразования наложились на проявления более ранних.

Доступная для исследований часть кимберлитовых длиатрем СП претерпела в процессе своего формирования неоднократные изменения. В зависимости от конкретных условий минералообразования закономерности распределения вторичных минералов на различных стадиях формирования трубок были разными и определялись несколькими факторами, главными среди которых являются: геологическое строение кимберлитовых тел, состав кимберлитов и вмещающих их пород, гидродинамические и климатические условия районов развития кимберлитового магматизма и степень проникновения глубинных эманаций.

В результате комплексного изучения основной массы каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых является преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в основной массе кимберлитовых пород. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей (кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита и хризотила). Существуют отличия в составе основной массы и вторичных минералов кимберлитов не только в разных трубках, но и в плане их отдельных тел и даже блоков.

Обширный материал минералого-петрологических исследований кимберлитовых пород позволил установить, что процессы серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации и бруситизации в каждой диатреме имеют индивидуальный характер. Важными результатами проведенных исследований являются рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозионного среза диатрем. Предложены также различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, свойств глинистых минералов, типоморфных особенностей слюдистых минералов в древних корах выветривания на образованиях различного генезиса и состава. Полученные новые данные о типоморфных особенностях флогопита и продуктов его твердофазовых превращений (хлорита) имеют важное значение для совершенствования методики прогнозирования и поисков алмазных месторождений.

Литература

1. *Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А.* и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. № 5. С. 79–97.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 90–96.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н.* Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минерагения зоны гипергенеза. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. С. 45–54.
4. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т.* Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). Мирный: МГТ, 2004. 172 с.

5. *Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
6. *Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук. ИГМ СО РАН: Новосибирск, 1994. 25 с.
7. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.
8. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра, 2001. 198 с.

ПЕТРОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ И АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ

Н. Н. Зинчук

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

Главнейшей геолого-тектонической особенностью щелочно-ультраосновных магматитов является то, что они являются проявлениями глубинного магматизма рифтовых структур глобальных эпох коренной перестройки литосферы. Установлено несколько таких эпох. На Сибирской платформе (СП) магматические образования контролируются [1–5] активизированными в рифее-венде и в мезозое раннепротерозойскими рифтовыми структурами.

В течение протерозоя и фанерозоя на древних платформах формировались пять типов рифтовых и рифтогенных структур: а) *Аккреционные и коллизионные орогены* – структуры коллизии и орогенеза широких линейных зон дробления и горизонтального растяжения земной архейской коры. Масштабы горизонтального растяжения сравнимы с глубиной проникновения разломов вглубь литосферы; б) *Линейно-площадные прогибы* (типа Удоканского) раннепротерозойских протоплатформ. Главное их отличие от предыдущих структур – меньшие амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений и незаконченная инверсия; в) *Линейные пояса и площадные рои мафитовых даек* связаны с умеренным горизонтальным растяжением земной коры и неглубоким проникновением в нее трещин. Вертикальные смещения блоков отсутствуют, вследствие чего этим структурам не соответствуют какие-либо седиментационные бассейны. Они могут быть самостоятельными образованиями и сопровождать следующий четвертый тип континентальных рифтогенных структур; г) *Континентальные рифты* – линейные структуры горизонтального растяжения с возрастом от раннего протерозоя до кайнозоя. Выделяется две крайние разновидности континентальных рифтов – открытые и линеаментные. Протяженность тех и других сотни километров, при ширине в первые десятки км. Первые характеризуются всеми тектоническими признаками структур горизонтального растяжения. Магматические проявления многочисленны и разнообразны; д) *Авлакогены* – рифтогенные структуры различных возрастов, распространенных на всех континентах. Линеаментные рифты обычно сопровождают также авлакогены, протягиваясь по их периферии в удалении от центральных зон авлакогенов.

Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов мира располагаются в пределах линеаментных рифтов при отсутствии каких либо других проявлений магматизма, что позволяет утверждать:

а) Любые проявления магматизма на докембрийских платформах мира являются следствием горизонтального растяжения земной коры (то есть рифтогенеза).

б) В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Сюда же относится и мезозойский возрожденный рифтогенез, наложенный на раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогены. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный [6–8] фациальными рядами щелочных базальтоидов, различных пироксенитов и щелочно-ультраосновных пород, пикритовых порфиритов. Кимберлитоподобные породы встречаются значительно чаще кимберлитов, среди которых наиболее «глубинные разности» относятся к коэситовой субфации. Кимберлиты алмаз-пироповой фации практически не встречаются.

© Зинчук Н. Н.

в) Открытые континентальные рифты (в т. ч. авлакогены), происхождение которых связано с тектоническими движениями горно-складчатого обрамления, широко развиты на всех древних платформах. Возраст их различный, но преобладает мезозойский. Многие из них сопровождаются щелочными, ультраосновными и основными интрузиями, образующими фациальные ряды интрузивных тел, связанных взаимными литохимическими переходами. Здесь также практически отсутствуют кимберлиты и кимберлитоподобные породы [9–12].

г) Кимберлиты локализуются в линеаментных рифтах.

Во многих кимберлитовых полях алмазоносных кимберлитов другие магматические проявления практически отсутствуют. Иногда имеют место только интрузии и эффузивные образования основного состава (дайки, пластовые интрузии и диатремы), которые обычно существенно отличаются по химизму и глубинности магматических очагов. Линеаментные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, продуцируют наиболее глубинные магматические образования, очаги которых, согласно общепринятой гипотезы, могут находиться на глубинах ниже 200 км. Ни открытые, ни линеаментные рифты не могут продуцировать алмазоносные кимберлиты. Первые в силу высокой открытости литосферы и высокого стояния магматических очагов. Вторые – по причине низкого их стояния в целом недостаточного для выплавления кимберлитов (тем более алмазоносных). Линеаментные рифты контролируют кимберлитовые поля и целые районы.

Алмазоносные кимберлиты не связаны ни с магматическими диапирами линеаментных рифтов, ни с околоастеносферными глубинными их источниками и что кимберлитовое вещество находилось непосредственно под их корой или в переходном слое от коры к мантии или непосредственно в нижних горизонтах первой. Кимберлитовые поля обычно пересекаются линеаментными рифтами, неспособными сами по себе к продуцированию кимберлитов, и располагаются над термоблемами в пределах ортократонов. В сочетании этих факторов заключается причина образования кимберлитовых полей. Механизм образования кимберлитовых диатрем и даек в принципе тот же, что и для коровых основных магматитов линеаментных рифтов, но в пределах термоблем верхняя мантия обладала повышенной проницаемостью для горячих газо-флюидных потоков, идущих от магматического диапира и сопредельного авлакогена. Глубинные кимберлитовые сегрегации захватывались корово-мантийной смесью рифтовой подушки и вместе с нею переработаны в брекчию с магматогенно-метасоматическим цементом. Нижние обособления корово-мантийной брекчии подверглись максимальному воздействию газово-флюидных эманаций, способствуя образованию кимберлитовых брекчий.

Литература

1. *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М.* и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1729–1741.
2. *Зинчук Н.Н.* Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопоисковыми работами // Отечественная геология. 2024. № 3. С. 43–72.
3. *Зинчук Н.Н.* Особенности состава основной массы кимберлитов // Отечественная геология. 2025. № 1. С. 79–103.
4. *Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П.* Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 66–71.
5. *Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
6. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.* Геолого-петрофизические и минералого-петрографические исследования кимберлитовых пород // Известия КНЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2025. № 3. С. 5–26.
7. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н.* Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 42–53.

8. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т. 76. № 1. С. 45–53.
9. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С. 57–68.
10. *Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т. и др.* Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т. 17. 121 с.
11. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра, 2001. 198 с.
12. *Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V. et.al.* Yakutian kimberlite position in the Sibirian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika. 2002. V. 43. № 1. P. 3–26.

О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДОРУДНЫХ ДАЕК МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ПАНОВСКАЯ ЛЯГА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

Е. А. Зинькова, И. А. Готтман, М. В. Червяковская

[1] Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, zinkova@yandex.ru

Месторождение золота Пановская Ляга расположено на Среднем Урале в южной части Верхисетско-Туринской зоны, в известном золотопромышленном Невьянском районе в экзоконтакте крупного Верхисетского тоналит-гранодиоритового батолита, имеющего сложную и длительную историю формирования (Зинькова, 1997; Смирнов и др., 2016). Месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. По данным В. В. Мурзина с соавторами (Мурзин и др., 1996), месторождение сформировано в два этапа: ранние кварцевые жилы сопровождаются метасоматитами пропилитовой формации; кварцевые жилы второго этапа сопровождаются околорудными метасоматитами березит-лиственитовой формации. Промышленные кварцевые жилы месторождения локализованы в северной части Пановского массива, сложенной габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. По мнению В. Н. Смирнова и В. В. Ведерникова (Смирнов, Ведерников, 1987), породы массива относятся к раннедевонско-раннеэйфельской (D_1–D_2) габбро-диорит-гранитной серии и формировались в условиях островодужного режима. Локализация рудных жил месторождения Пановская Ляга в гранитоидах Пановского массива позволили В. В. Мурзину с соавторами (Мурзин и др., 1996) предположить генетическую связь месторождения с базальтоидным магматизмом габбро-гранитоидного (островодужного) типа. По мнению других исследователей (Заводчиков, 1948; Сазонов и др., 2001), образование месторождения Пановская Ляга связано с интрузиями Верхисетского массива, т. е. с более поздним андезитоидным магматизмом тоналит-гранодиоритового (окраинно-континентального) типа. Согласно литературным данным по геологическому строению месторождения Пановская Ляга, Пановский массив рассечен дайками диоритовых порфиритов и плагиогранит-порфиров. Дайки диоритовых порфиритов, нарушая гомодромный ряд внедрения, рассекают жилы плагиогранит-порфиров, рассекаются продуктивными кварцевыми жилами и гидротермально изменяются около них, что убедительно свидетельствует о дорудном возрасте даек. Проведенные нами ранее петро-геохимические исследования пород даек рудного поля месторождения Пановская Ляга (Зинькова, Холоднов, 2008) позволили предположить их принадлежность к породам тоналит-гранодиоритовой формации, с которой в изучаемом районе связано большинство золоторудных проявлений и месторождений. Целью настоящей работы стало определение возраста дорудных даек для уточнения геологической позиции и определения нижнего возрастного рубежа формирования месторождения.

Для изотопно-геохронологических исследований из представительной дайки диоритовых порфиритов была отобрана проба массой 30 кг для выделения циркона. Методика выделения включала в себя процедуру дробления пробы до фракции 0,5 мм, выделение тяжелой фракции и сепарацию в тяжелых жидкостях. Конечный отбор циркона осуществляли вручную на бинокулярном микроскопе. Циркон из дорудной дайки диоритовых порфиритов представлен призматическими и короткопризматическими кристаллами размером от 150 до 400 мкм в длину, достигая в ширине 200 мкм, с коэффициентом удлинения 1–1,7, редко 2–2,5. Как правило, зерна циркона обладают идиоморфной формой с хорошо выраженной ритмичной зональностью, характерной для циркона магматического происхождения. Иногда первичная зональность в них срезается

© Зинькова Е. А., Готтман И. А., Червяковская М. В.

незональными участками циркона. В некоторых зернах отмечается не очень четкая секториальная зональность. Зерна циркона умеренно насыщены включениями плагиоклаза (альбит, олигоклаз), биотита (аннит), эпидота ($Ps_{28–30}$), идентичными по составу минералам основной массы диоритовых порфиритов. Также в цирконе присутствуют включения апатита и кварца.

Анализ микроэлементного состава, U-Pb и Lu-Hf изотопных систем циркона (ЛА-ИСП-МС) и химического состава минеральных включений в цирконе выполнены в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург. Кроме вышеперечисленных исследований, определение U-Pb возраста циркона выполнено с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Дополнительно по термометру «Ti-в-цирконе» рассчитаны температуры кристаллизации цирконовых зерен.

Выявлено, что все изученные кристаллы акцессорного циркона магматические, подвергшиеся в разной степени изменениям в результате флюидной переработки. Исследование редкоземельных и редких элементов в них позволило разделить цирконы на группы по степени их изменения: а) неизмененные; б) с незначительной степенью изменения; в) с высокой степенью изменения. Среди выделенных групп цирконов от неизмененных к сильно измененным наблюдается повышение ЛРЗЭ, Th, U, Li и ряда других «неформульных» элементов. Исследование U-Pb изотопной системы циркона выявило «растяжку» в их возрасте в интервале от 381 до 324 млн лет. Показано, что возраст цирконов с наименьшей степенью изменения (381,1 ± 3 млн лет,) отвечает магматическому этапу кристаллизации даек, а самый молодой возраст наиболее измененных цирконов (324 млн лет) может быть максимально приближен к возрасту термального события, наложенного на дорудные дайки. Полученный возраст дорудных даек определяет нижний возрастной рубеж формирования месторождения и соответствует времени образования габбро-диоритовых и тоналит-трондьемитовых плутонов Верхисетского массива (380–369 млн лет), сформированных в условиях окраинно-континентальной обстановки. Это означает, что формирование месторождения происходило во время окраинно-континентального этапа магмообразования, с которым связано большинство золото-сульфидно-кварцевых месторождений на Среднем Урале.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800009-9; аналитические данные получены в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

Литература

Заводчиков С.Г. Месторождения Невьянского района. В кн.: 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Изд-во УФАН СССР, 1948. С. 195–234.

Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 23 с.

Зинькова Е.А., *Холоднов В.В.*, Геологическая позиция золоторудного месторождения Пановская Ляга (Средний Урал). Материалы научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Ф.В. Чухрова. М.: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 2008. 78–80.

Мурзин В.В., *Смирнов В.Н.*, *Сазонов В.Н.*, *Ведерников В.В.* Минералогические особенности золотого оруденения, связанного с магматизмом габбро-гранитоидного и тоналит-гранодиоритового типов (на примере Петрокаменско-Верхотурской структурно-формационной зоны, Средний Урал). Известия Уральской Государственной Горно-Геологической Академии. Серия: Геология и Геофизика. № 5. 1996. 45–48.

Сазонов В.Н., *Огородников В.Н.*, *Коротеев В.А.*, *Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 2001. 622 с.

Смирнов В.Н., *Ведерников В.В.* Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Препринт. Свердловск: УО АН СССР. 1987. 72 с.

Смирнов В.Н., *Иванов К.С.*, *Шокальский С.П.* Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале // ДАН. 2016. Т. 471. № 4. С. 455–458.

К ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОДОРАЗДЕЛЬНОЕ (МОГОЧИНСКИЙ РАЙОН ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ)

А. С. Зубрицкий, Н. В. Тихонова

ООО «Восток Геосервис Партнер», Чита

Золото-медное месторождение Водораздельное (Могочинский район Забайкальского края) находится в пределах Давенда-Ключевского рудного узла, приуроченного к Пришилкинской подзоне Монголо-Охотской шовной зоны в области сочленения Алдано-Станового и Амурского геоблоков [1]. В более крупном масштабе площадь находится на пересечении северо-восточной Могоча-Бушулейской зоны глубинных разломов и северо-западной Амазаро-Иендинской сдвиговой зоны [1], что обуславливает ее высокую магматическую и флюидную проницаемость, приведшую к многостадийному внедрению интрузивных тел, сопровождавшемуся образованием различных метасоматических ассоциаций, с частью которых связано золотое и медное оруденение.

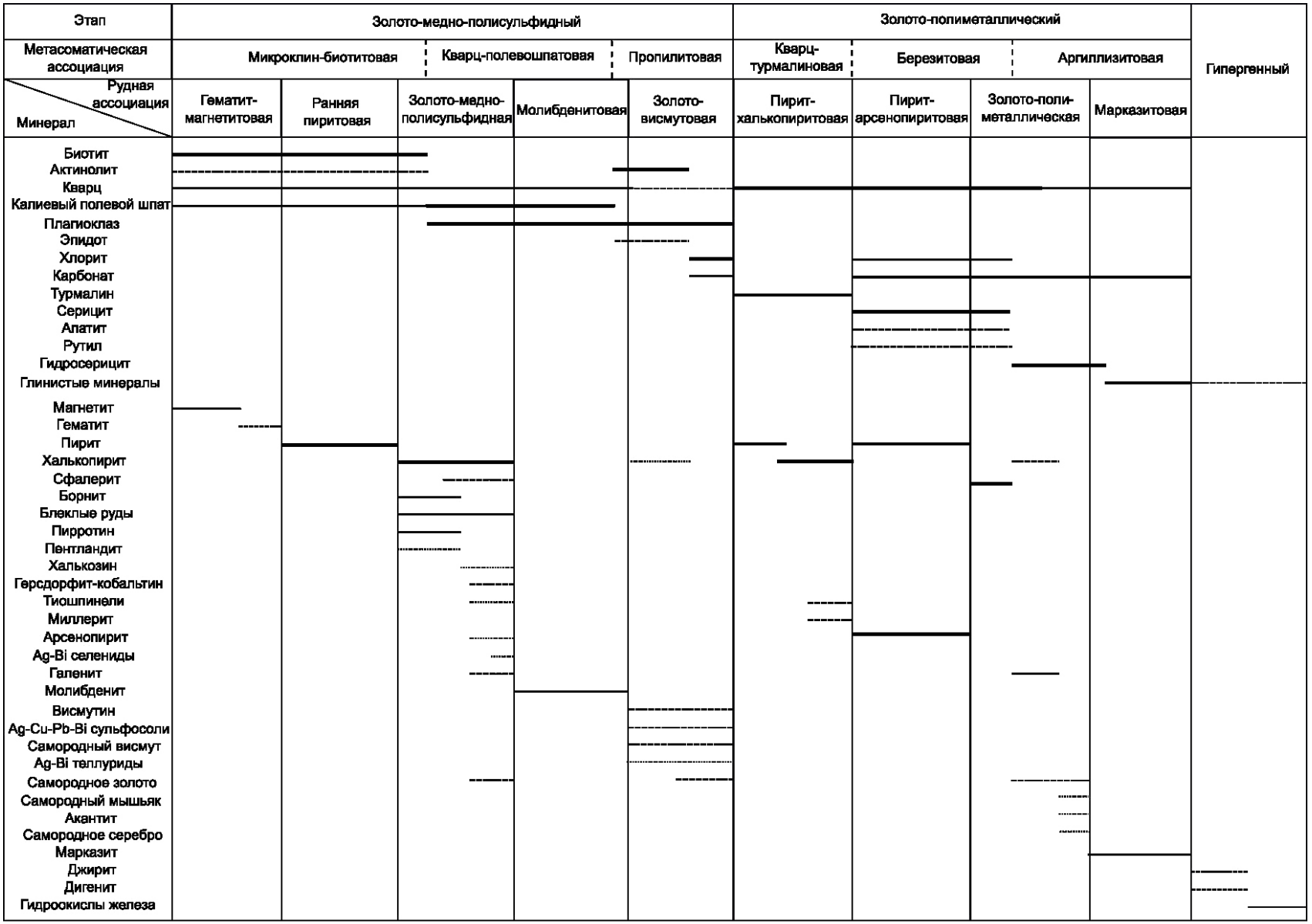
Целью настоящей работы является определение последовательности образования интрузивных тел, метасоматических и рудных ассоциаций в пределах месторождения Водораздельного с установлением геологических связей между ними. Выделение комплексов и фаз внедрения производилось путем визуального анализа керна поисковых скважин и фотодокументации. Для дальнейшего изучения использовался каменный материал (256 образцов пород и руд), отобранный по скважинам. Петрографические и минераграфические исследования проводились на базе МПЛ ООО «Восток ГеоСервис Партнер», электронно-зондовый микроанализ – на базе ИГГД РАН.

Вмещающие породы в пределах месторождения представлены преимущественно диорито-гнейсами, гранодиорито-гнейсами, гранито-гнейсами и лейкогранитами, соотнесенными с позднестановым комплексом (γgPR_1^1ps) [1], а также скиалитами Bt-Hbl-, Hbl-Bt- и Bt-гнейсов, Hbl-амфиболитов, отнесенных к амазарскому комплексу ($AR_2?a$) [1].

Более поздние интрузивные образования были разделены на три последовательных комплекса с двумя, тремя и одной фазами внедрения соответственно. Первая фаза внедрения самого раннего комплекса представлена маломощными дайками и мелкими штоками мелко-тонкозернистых массивных и директивных диоритов и кварцевых диоритов. Вторая фаза внедрения представлена крупными штоками неравномернозернистых и слабопорфировидных гранитов и гранодиоритов. Данные породы были соотнесены с амананским плутоническим комплексом (P_3a) [1].

Первая фаза внедрения второго комплекса представлена дайками спессартитов. Вторая фаза представлена дайками и штоками диоритового-гранодиоритового состава. Дайки сложены двумя структурными разновидностями пород: кварцевыми диорит-порфиритами (реже – гранодиорит-порфирами), порфировые вкрапленники в которых слагают 20–40 % от объема породы; и порфировыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами с высоким (70–90 % от объема породы) содержанием фенокристов, обуславливающим их невадитовую структуру. Центральные части штоков сложены массивными неравномернозернистыми и порфировидными гранодиоритами, приконтактовые – невадитовыми гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами. Третья фаза внедрения сложена преимущественно штоками и дайками резкопорфировых гранитов и гранодиоритов, схожих с невадитовыми гранодиоритами второй фазы, но отличающимися от них наличием крупных порфиробластов таблитчатого ортоклаза

© Зубрицкий А. С., Тихонова Н. В



Последовательность развития метасоматических и рудных ассоциаций месторождения Водораздельного

https://karpinskyinstitute.ru/ru/conf/events/XII%20Petro/Tezisi.pdf

и субизометрического кварца. Также к этой фазе внедрения относятся дайки т. н. «гибридных порфиров» – пород с диоритовой основной массой, в которой помимо собственно диоритовых фенокристов наблюдаются порфиробласты ортоклаза и кварца, аналогичные описанным для гранит-порфиров. Данные породы были соотнесены с амуджиканским гипабиссальным комплексом (J_3a) [1].

Третий комплекс представлен единичными маломощными дайками мелкопорфировых долеритов с офитовой или долеритовой основной массой. Они были соотнесены с инегирским вулканическим комплексом (K_1i) [1].

Все метасоматические ассоциации в пределах месторождения связаны с внедрением пород амуджиканского комплекса. Наиболее ранняя, Kfs-Qz-Bt, сопряжена исключительно с телами второй фазы внедрения и развивающимися по ним флюидно-эксплозивными брекчиями и может быть отнесена к микроклин-биотитовому типу метасоматитов [2]. Развитие последующих метасоматических ассоциаций сопряжено с внедрением пород второй и третьей фаз амуджиканского комплекса. Они представлены (по времени образования) Hem-Qz-Fsp, Ep-Ab-Act, Crb-Ab-Chl, Tur-Qz, Crb-Qz-(Chl)-Mus и Crb-HMus-Qz ассоциациями. Первая из них отнесена к кварц полевошпатовому типу метасоматитов, две последующие – к пропилитовому типу, четвертая – к кварц-турмалин-хлоритовому, пятая – к березитовому, шестая – к аргиллизитовому типу [2].

В рудах месторождения выделено 9 последовательных минеральных ассоциаций, образование которых происходило в три этапа: золото-медно-полисульфидный, золото-полиметаллический и гипергенный. Золото-медно-полисульфидная минерализация сопровождает комплекс ранних метасоматитов: микроклин-биотитовых, кварц-полевошпатовых и пропилитовых. Она является бедной, характеризуется вкрапленной морфологией и объединяет гематит-магнетитовую, раннюю пиритовую, золото-медно-полисульфидную, молибденитовую и золото-висмутовую рудные ассоциации. Золото-полиметаллическая минерализация сопровождает кварц-турмалин-хлоритовые, березитовые и аргиллизитовые метасоматиты. Она является богатой и характеризуется жильно-прожилковой морфологией. В ее составе выделены пирит-халькопиритовая, золото-полисульфидная и марказитовая минеральные ассоциации. Соотнести конкретные рудные ассоциации с конкретными типами метасоматитов не всегда возможно, общая последовательность их развития представлена на рисунке.

Таким образом, в ходе работы были сделаны следующие выводы:

Фанерозойские интрузивные породы месторождения Водораздельного относятся к трем комплексам: амананскому (две фазы внедрения), амуджиканскому (три фазы внедрения) и инегирскому (одна фаза внедрения).

Метасоматические образования в пределах месторождения сопряжены со второй и третьей фазами внедрения амуджиканского комплекса и относятся к микроклин-биотитовому, кварц-полевошпатовому, пропилитовому, кварц-турмалин-хлоритовому, березитовому и аргиллизитовому типам.

Рудные ассоциации месторождения объединены в три последовательных этапа рудообразования: золото-медно-полисульфидный, золото-полиметаллический и гипергенный. Золото-медно-полисульфидный этап приурочен к комплексу ранних (микроклин-биотитовых, кварц-полевошпатовых и пропилитовых) метасоматитов, золото-полиметаллический – к комплексу поздних (кварц-турмалиновых, березитовых и аргиллизитовых) метасоматитов.

Золотое оруденение приурочено к золото-медно-полисульфидной и золото-висмутовой ассоциациям золото-медно-полисульфидного этапа и к золото-полисульфидной ассоциации золото-полиметаллического этапа. Медное оруденение приурочено к золото-медно-полисульфидной ассоциации золото-медно-полисульфидного этапа и к пирит-халькопиритовой ассоциации золото-полиметаллического этапа.

Литература

1. *Абдукаримова С. Ф.*, *Абдукаримова Т. Ф.*, Карасёв В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Олёкминская. Лист N-50-XXIV (Могоча). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 283 с.
2. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

СЛЮДЯНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС: ОТ ОРДОВИКСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ДО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЭКСГУМАЦИИ

А. В. Иванов[1], Е. А. Гладкочуб[1], Л. П. Семенова[1], Л. З. Резницкий[1], Е. И. Демонтерова[1], Н. В. Брянский[1], А. А. Каримов[1], А. С. Мальцев[1], К. Г. Ерофеева[2], А. С. Дубенский[3], С. В. Малышев[4]

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, aivanov@crust.irk.ru, lida020620@yandex.ru, dem@crust.irk.ru, garry@crust.irk.ru, artemmaltsev1@gmail.com, tridigron@yandex.ru, mozies@yandex.ru

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, xenin.erofeeva@ya.ru

[3] Геологический институт РАН, Москва, alexchem206@gmail.com;

[4] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, s.malyshev@spbu.ru

Слюдянский кристаллический комплекс долгое время считался типичным представителем раннедокембрийского высокоградного метаморфизма (Васильев и др., 1981), однако детальные геохронологические исследования с применением U-Pb датирования показали, что возраст гранулитового метаморфизма ордовикский (Котов и др., 1997). В последующем было показано, что ордовикский метаморфизм был широко проявлен по всей южной окраине Сибирского кратона (Донская и др., 2000). Данная работа посвящена истории Слюдянского кристаллического комплекса после пика метаморфизма, времени его выведения с глубоких коровых уровней к поверхности. Для этого использованы методы средне- и низкотемпературной термохронологии, а именно – U-Pb датирование титанита и апатита и трековое датирование апатита. В качестве объектов для исследования выбраны святоноситы (сиениты с гранатом) Малобыстринского массива и хорошо сформированные кристаллы апатита из гидротермальных жил Слюдянского карьера. Эти объекты, расположенные на расстоянии примерно 10 км, разделены разломом. По святоноситам Малобыстринского массива получена Sm/Nd минеральная изохрона 487,1 ± 6,1 млн лет (Демонтерова и др., 2023), которая в пределах погрешности измерения совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма (Kovach et al., 2013). Святоноситы – постколлизионные образования, что говорит о коротком промежутке времени между коллизией и пиком метаморфизма (Демонтерова и др., 2023). Таким образом, стартовой температурой для оценки термальной истории принимается ~800 °С, что соответствует горячей нижней коре. U-Pb датировки по титаниту и апатиту святоноситоров Малобыстринского массива составили 469,2 ± 10,1 млн лет и 405,9 ± 10,1 млн лет соответственно. Для титанита принимается температура закрытия 550–650 °С, а для апатита – 375–570 °С (Schoene, Bowring, 2007). Для крупных кристаллов апатита из Слюдянского карьера известны датировки 447 ± 7,3 млн лет (Chew et al., 2011), 384 ± 5 млн лет и 386 ± 11 млн лет (Xiang et al., 2021). В нашей лаборатории получены следующие датировки: 336,5 ± 50,8 млн лет, 312,5 ± 20,1 млн лет и 287,9 ± 5,3 млн лет. Такой широкий разброс датировок по апатиту из одного местонахождения можно объяснить только тем, что апатит долгое время находился близко к температуре закрытия U-Pb изотопной системы. По данным трекового анализа получены две датировки – 159 ± 11 млн лет для апатита святоноситоров Малобыстринского массива и 117 ± 3 млн лет для апатита из Слюдянского карьера. Моделирование термальной истории по длинам треков осуществлялось в программе HeFTy (Ketcham, 2005). История апатита из святоноситоров Малобыстринского массива и Слюдянского карьера отличается. Первый быстро остывал в интервале 170–150 млн лет, пройдя через зону

© Иванов А. В., Гладкочуб Е. А., Семенова Л. П., Резницкий Л. З., Демонтерова Е. И., Брянский Н. В., Каримов А. А., Мальцев А. С., Ерофеева К. Г., Дубенский А. С., Малышев С. В.

частичного отжига 120–60 °С, а второй остывал приблизительно с одинаковой скоростью. У обоих образцов по данным моделирования фиксируется эпизод остывания после 30 млн лет назад. Дополнительно использованы ранее опубликованные данные по K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ и Rb-Sr датированию флогопита и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированию гиалофана (Иваненко и др., 1990; Резницкий и др., 1999; Brandt et al., 2006), позволяющие более полно восстановить картину остывания. Так K-Ar датирование флогопита и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированию гиалофана указывает на резкое остывание приблизительно 270 млн лет назад.

В итоге выявляется несколько эпизодов остывания. После пика метаморфизма и внедрения Малобыстринского массива, район остыл от ~800 °С до 375–570 °С за несколько десятков миллионов лет, после чего он длительно находился при этой температуре до ~270 млн лет назад. После этого он быстро остыл до 250–300 °С. При этой температуре район находился вплоть до раннего мела, когда Слюдянский кристаллический комплекс с различной скоростью начал выходить в близповерхностные уровни. Окончательно подъем Слюдянский кристаллический комплекс на поверхность осуществился в связи с позднекайнозойским Байкальским рифтогенезом.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/.

Литература

Васильев Е.П., *Резницкий Л.З.*, *Вишняков В.Н.*, *Некрасова Е.А.* Слюдянский кристаллический пояс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.

Демонтерова Е.И., *Резницкий Л.З.*, *Иванов А.В.* Генезис гранат-пироксеновых сиенитов (святоноситов) Малобыстринского массива (Слюдянский комплекс, южное Прибайкалье): результаты геохимических и изотопных исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 5. С. 1–19.

Донская Т.В. Скляров Е.В., *Гладкочуб Д.П.*, *Мазукабзов А.М.*, *Сальникова Е.Б.*, *Ковач В.П.*, *Яковлева С.З.*, *Бережная Н.Г.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады АН. 2000. Т. 374, № 1. С. 79–83.

Иваненко В.В., *Карпенко М.И.*, *Лицарев М.А.* Возраст слюдянских флогопитовых месторождений (данные метода ^{39}Ar-^{40}Ar) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1990. Т. 5. С. 92–98.

Котов А.Б., *Сальникова Е.В.*, *Козаков И.К.*, *Яковлева С.З.*, *Ковач В.П.*, *Резницкий Л.З.*, *Васильев Е.П.*, *Бережная Н.Г.* О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 380–393.

Резницкий Л.З., *Сандимирова Г.П.*, *Пахольченко Ю.А.*, *Кузнецова С.В.* Rb-Sr возраст флогопитовых месторождений (Южное Прибайкалье) // Доклады АН. 1999. Т. 367, № 1. С. 105–107.

Brandt I.S., *Rasskazov S.V.*, *Ivanov A.V.*, *Reznitskii L.Z.*, *Brandt S.B.* Radiogenic argon distribution within a mineral grain: implications for dating of hydrothermal mineral-forming event in Slyudyanka complex, Siberia, Russia // Isotopes in Environmental and Health Studies. 2006. V. 42, No. 2. P. 189–201.

Chew D.M., *Sylvester P.J.*, *Tubrett M.N.* U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chemical Geology. 2011. V. 280. P. 200–216.

Kovach V., *Salnikova E.*, *Wang K.L., Jahn B.M., Chiu H.Y., Reznitskiy L.*, *Kotov A.*, *Iizuka Y.*, *Chung S-L.* Zircon Ages and Hf Isotopic Constraints on Sources of Clastic Metasediments of the Slyudyansky High-Grade Complex, Southeastern Siberia: Implication for Continental Growth and Evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62, 18–36.

Schoene B., *Bowring S.A.* Determining accurate temperature-time paths from U-Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 165–185.

Xiang D., *Zhang Z.*, *Zack T.*, *Chew D.*, *Yang Y.*, *Wu L.*, *Hogmalm J.* Apatite U-Pb dating with common Pb correction using LA-ICP-MS/MS // Geostandards and Geoanalytical Research. 2021. V. 45. P. 621–642.

УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ЧЕТВЕРНОЙ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ И ТРОЙНЫХ СИСТЕМ С ОДНОЙ СОЛЬЮ ДЛЯ ТЕМПЕРАТУР 150–350 °С И ДАВЛЕНИЙ 0,2–1,4 КБАР

М. В. Иванов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, m.v.ivanov@ipgg.ru

Развитие численных термодинамических моделей низкотемпературных флюидов верхней коры является одной из предпосылок для выявления факторов и условий, способствующих формированию средне-низкотемпературных метаморфогенных рудных месторождений. В настоящей работе представлены результаты разработки численной термодинамической модели флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ и ее тройных подсистем с одной солью.

Уравнение состояния для системы H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ основано на полученном нами выражении для избыточной свободной энергии смешения Гиббса, состоящем из энтропийного слагаемого и энергетических слагаемых, отвечающих взаимодействию пар компонентов. С помощью этого уравнения оказывается возможным описать состояние либо гомогенной системы, либо системы, распавшейся на водно-солевую фазу (содержащую углекислый газ) и углекислотно-водную фазу, практически не содержащую соли.

Термодинамическое описание водно-солевых подсистем, включающее энергетическое слагаемое и энтропийное слагаемое для систем без углекислого газа получено в работах [1; 2]. Также как и в этих работах, в нашем термодинамическом описании для водно-солевой фазы предполагается полная диссоциация солей NaCl и $CaCl_2$. В углекислотно-водной фазе, плотность воды в которой менее 0,3 г/см^3, предполагается отсутствие диссоциации солей.

Для подсистемы вода-углекислый газ использовано термодинамическое описание системы на основе уравнения Ван-Лаара полученное в [3]. При наличии в системе компонентов, отличных от воды и углекислого газа энергетическое слагаемое для этой пары компонентов приобретает вид

$$G_{wg} = RT\frac{A_{12}x_1A_{21}x_2}{A_{12}x_1 + A_{21}x_2}(x_1 + x_2). \quad (1)$$

Здесь и в дальнейшем $x_1 = x_{H_2O}$ – мольная доля воды во флюиде, $x_2 = x_{CO_2}$ – мольная доля углекислого газа, $x_3 = x_{NaCl}$ – мольная доля NaCl и $x_4 = x_{CaCl_2}$ – мольная доля $CaCl_2$.

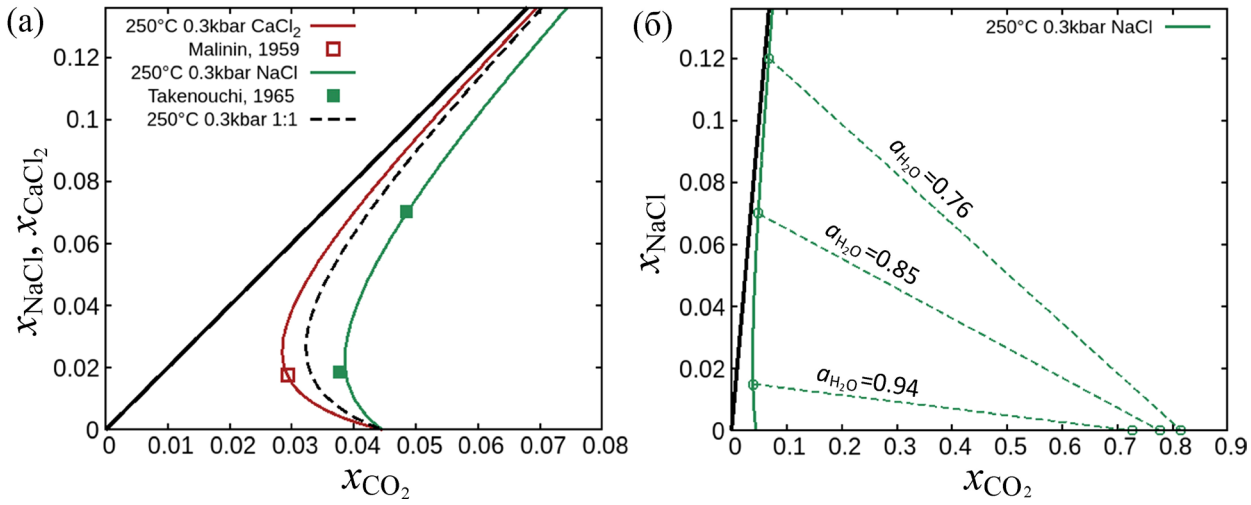
Слагаемое для взаимодействия углекислый газ-соль в водной фазе H_2O-CO_2-NaCl взято в форме

$$G_{sg} = x_2x_3\frac{W_2x_2 + W_3x_3}{x_2 + x_3}, \quad (2)$$

совпадающей с формой, использованной в работах [4–6] для уравнений состояния сверхкритических систем. Значения параметров W_2 и W_3 для наших PT условий были получены путем фитирования экспериментальных данных по составам водно-солевой системы, находящейся в равновесии с углекислотно-водной фазой. Для получения зависимостей величин W_2 и W_3 от температуры и давления были подобраны соответствующие аппроксимационные формулы

$$\begin{aligned} W_2 &= a_{21} + a_{23}(t - a_{22})^2 - [a_{24} + a_{25}(t - a_{26})^2]/P \\ W_3 &= a_{31}(t - a_{32})^2 + a_{33}P + a_{34} \end{aligned} \quad (3)$$

© Иванов М. В.



А – сольвусы для систем H_2O-CO_2-NaCl, H_2O-CO_2-$CaCl_2$ и H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ при x_{NaCl}: x_{CaCl_2} = 1 : 1при t = 250 °C, P = 0,3 кбар – линии. Точки – экспериментальные результаты по составу водно-солевой фазы [7,8], равновесной с углекислотно-водной фазой. *Б* – сольвус для H_2O-CO_2-NaCl и конноды, соединяющие равновесные составы двух фаз при различных активностях воды.

Здесь t – температура в °C, P – давление в кбар. Величины параметров в этих формулах

$$a_{21} = 77624,\ a_2 = 73{,}051,\ a_{23} = 1{,}2634,\ a_{24} = 8443{,}8,\ a_{25} = 1{,}6595,\ a_{26} = 205{,}12$$
$$a_{31} = -3{,}4288,\ a_{32} = 246{,}95,\ a_{33} = -25825,\ a_{34} = 77767$$

Имеющиеся экспериментальные данные по системе H_2O-CO_2-$CaCl_2$ затрудняют одновременное определение величин W_2 и W_3 для фиксированных P и T. Зависимости этих параметров от температуры и давления были получены как отличающиеся от этих величин для системы с NaCl на один и тот же множитель

$$q = b_2(P - b_0)(t - b_1)^3 + b_3,\ b_0 = 0{,}39614,\ b_1 = 106{,}27,\ b_2 = -7{,}4634 \times 10^{-6},\ b_3 = 1{,}3765,$$

Для четверной системы H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ свободная энергия Гиббса включает сумму энергетических слагаемых, отвечающих взаимодействию NaCl и $CaCl_2$ с углекислым газом и с водой, а также слагаемое $W_{34}x_3x_4$, отвечающее взаимодействию NaCl и $CaCl_2$ [9].

Литература

1. *Иванов М. В.*, *Бушмин С. А.*, *Аранович Л. Я.* Эмпирическая модель свободной энергии Гиббса для растворов NaCl и $CaCl_2$ произвольной концентрации при температурах 423.15 K – 623.15 K и давлении насыщенного пара // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 5. С. 556–560.
2. *Иванов М. В.*, *Бушмин С. А.*, *Аранович Л. Я.* Уравнения состояния для растворов NaCl и $CaCl_2$ произвольной концентрации при температурах 423.15 K-623.15 K и давлении до 5 кбар // Докл. АН. 2018. Т. 481. № 6. С. 74–78.
3. *Ivanov M. V.* Equation of state of a fluid H_2O–CO_2 at temperatures 50–350 °C and pressures 0.2–3.5 kbar // Journal of Environmental and Earth Sciences. 2025. V. 7(1). P. 625–631.
4. *Аранович Л. Я.*, *Закиров И. В.*, *Сретенская Н. Г.*, *Геря Е. В.* Тройная система H_2O-CO_2-NaCl при высоких *T-P* параметрах: Эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1–10.
5. *Иванов М. В.*, *Бушмин С. А.* Уравнение состояния флюидной системы H_2O–CO_2–$CaCl_2$ и свойства флюидных фаз при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.
6. *Иванов М. В.*, *Бушмин С. А.* Термодинамическая модель флюидной системы H_2O–CO_2–NaCl при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 90–103.
7. *Takenouchi S.*, *Kennedy G. C.* The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures // Am. J. Sci. 1965. V. 263. P. 445–454.
8. *Малинин С. Д.* Система H_2O–CO_2 при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1959. № 3. С. 235–245.
9. *Иванов М. В.* Термодинамическая модель флюидной системы H_2O–CO_2–NaCl–$CaCl_2$ при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2023. Т. 31. № 4. С. 408–418.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ В ОТДЕЛЕ ИСТОРИИ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН

Л. А. Иванова, Ю. В. Данилова, Б. С. Савельева, Б. С. Данилов, Е. П. Базарова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, liva@crust.irk.ru

В отделе истории ИЗК СО РАН расширена экспозиция полезных ископаемых за счет коллекции образцов редкометалльных пегматитов Гольцового и Вишняковского месторождений (Восточная Сибирь).

Вишняковское и Гольцовое месторождения редкометалльных пегматитов (Загорский и др., 1997) приурочены к Восточно-Саянскому пегматитовому поясу, который протягивается более чем на 500 км вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона. Наибольший практический интерес представляют рудные пегматиты из двух частей пояса: на юго-востоке в Урикско-Ийском грабене, на северо-западе в Елашском грабене. В. Е. Загорским выделяется 4 типа гранитно-пегматитовых систем (Zagorsky, 2009). В соответствии с этой типизацией Вишняковское и Гольцовое месторождения относятся к I типу, отличительными характеристиками данного типа являются временной разрыв между формированием пегматитоносных гранитов и ассоциирующих с ними пегматитов, крупные масштабы пегматитообразования и редкометалльная специализация. Гольцовое поле сподуменовых пегматитов пространственно ассоциирует с гранитами-гранодиоритами саянского комплекса [PR_1], где формирование сподуменовых пегматитов происходило в условиях повышенного давления (5–3 кбар). Сподумен-петалитовые пегматиты Вишняковского поля пространственно связаны с массивами гранодиоритов и низкощелочных гранитов того же саянского комплекса и формировались в относительно низкобарических (3,5–2 кбар) условиях. Положение пегматитовых полей согласовано с крупными разломами и тектоническими нарушениями, вдоль которых вытянуты жильные тела и серии жил.

Месторождение Гольцовое относится к комплексному Li-Cs-Ta типу руд (Černý, Ercit, 2005). Протяженность пегматитового поля в Урикско-Ийском грабене составляет около 20 км, площадь – 30 км^2. Рудные тела представлены сближенными субпараллельными сериями пегматитовых жил и оруденелыми осадочно-метаморфическими породами. Установлены минералогические разновидности пегматита: от гиганто- до мелкозернистого, с переменным количеством сподумена, микроклина, альбита, кварца, литиевых фосфатов, минералов группы колумбит-танталита, касситерита, берилла. Вмещающими породами для жил пегматитов служат биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы далдарминской свиты [PR_2]. В пегматитах широко проявлены процессы грейзенизации, альбитизации, турмалинизации, холмквиститизации, во вмещающих породах сульфидизации.

Главными рудными минералами пегматитов являются колумбит, танталит, касситерит, поллуцит и берилл. Среди литиевых минералов наибольшую практическую ценность имеет сподумен, в меньшей степени холмквистит, трилитионит, фосфаты лития (монтебразит, литиофилит, трифилин). Наиболее распространенными акцессорными минералами редкометалльных пегматитов Гольцового месторождения являются касситерит, турмалин, берилл, воджинит/иксиолит, арсенаты и арсениды, мангано- и ферротанталит.

Гольцовое месторождение в выставочном зале отдела истории ИЗК СО РАН представлено образцами пегматитов от мелкозернистого сподумен-полевошпатового с турмалином и оксидами марганца; крупнозернистого сподуменового с мусковитом и колумбитом до гигантозернистого сподуменового пегматита (рис. 1).

© Иванова Л. А., Данилова Ю. В., Савельева Б. С., Данилов Б. С., Базарова Е. П.



Рис. 1. Образец гигантозернистого сподуменового пегматита месторождения Гольцовое.



Рис. 2. Образец кварц-полилитионитового пегматита с петалитом и литиевыми фосфатами, Вишняковское месторождение.

Гольцовое месторождение относится к комплексным, главной промышленной рудой которых является тантал. Попутными полезными ископаемыми редкометальных пегматитов является литий, олово, цезий, ниобий, бериллий, рубидий.

Вишняковское месторождение, как и Гольцовое принадлежит к семейству литий-цезий-танталовых пегматитов (Černý, Ercit, 2005) и относится к одноименному пегматитовому полю в центральной части Елашского грабена. Пегматиты Вишняковского поля представлены несколькими протяженными (до 2 и более км) жильными сериями, залегающими среди ортоамфиболитов часовенской свиты [PR_1], метаморфизованных диабазов и габбродиабазов. Тела пегматитов характеризуются асимметричной зональностью, с переходами от тонких зон кварц-мусковитового или кварц-альбит-мусковитового состава до блоковых участков, мощностью до 5 м, сложенных петалитом, калишпатом (ортоклаз, микроклин), содержащие крупные до 15 м кварцевые ядра, участки альбитовых агрегатов и зоны, выполненные слюдами мусковит-лепидолитового ряда. Реже проявлены фосфаты лития (амблигонит-монтебразит), топаз. Рудная и акцессорная минерализации представлены колумбит-танталитом, микролитом, воджинитом, касситеритом, трифилин-литиофилитом, натрофилитом, хагендорфитом, беуситом, фторапатитом, турмалином, бериллом, цирконом, сульфидами, уранинитом, торитом. К околорудным изменениям относятся ослюденение, турмалинизация, холмквиститизация, флюоритизация, апатитизация.

Главными рудными минералами пегматитов являются танталит, колумбит-танталит, берилл, касситерит, сподумен. Второстепенными рудными минералами являются петалит, лепидолит, фосфаты лития (амблигонит-монтебразит), рубидиевый и цезиевый мусковиты.

Вишняковское месторождение представлено в выставочном зале отдела истории ИЗК СО РАН образцами пегматитов: кварц-полилитионитового с альбитом, ортоклазом, петалитом и зернами монтебразита (рис. 2); кварц-альбит-лепидолитового с акцессорными апатитом, манганоколумбитом и манганотанталитом составов.

Вишняковское месторождение входит в число крупнейших месторождений тантала пегматитового типа (Ткачев и др., 2019). Существует возможность попутного извлечения лития, олова, цезия, рубидия, ниобия, бериллия.

Литература

Загорский В. Е., *Макагон В. М.*, *Шмакин Б. М.*, *Макрыгина В. А.*, *Кузнецова Л. Г.* Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.

Ткачев А. В., *Рундквист Д. В.*, *Вишневская Н. А.* Глобальная металлогения тантала в геологическом времени // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 6. С. 19–37.

Černý P., *Ercit T. S.* The classification of granitic pegmatites revisited // The Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 2005–2026.

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

АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ

А. Э. Изох, А. В. Вишневский, В. В. Егорова

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

Дискуссионной является природа среднекембрийских диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты Горного Алтая [Гибшер и др., 1997; Добрецов и др., 2004; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011]. Эти вулканиты характеризуются большим количеством вкрапленников клинопироксена (их объемная доля достигает в отдельных случаях 40–50 %). Некоторыми авторами эти породы были отнесены к бонинитам, поскольку они характеризуются высокими содержаниями кремнезема и магния, а также никеля и хрома. Однако, согласно критериям Международной комиссии по систематике изверженных пород (IUGS), эти породы нельзя считать бонинитами, а следует относить к базальтам, обогащенным вкрапленниками диопсида – диопсид-порфировым базальтам [Гибшер и др., 1997]. Согласно современной международной систематике и классификации изверженных горных пород, вулканические породы, в которых клинопироксен преобладает над оливином относятся к анкарамитам.

Анкарамиты усть-семинской свиты характеризуются большим количеством вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена (Mg# до 94, от 20 до 50 об. %) (Кхлиф и др., 2020). Кроме клинопироксена наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (An49–71), оливина, реже амфибола с Mg# = 55,7–68,2 и хромшпинели с хромистостью Cr# = 36,2–41,7. Включения хромшпинели в высокомагнезиальном клинопироксене имеют высокую хромистость (Cr# до 72,8). Породы усть-семинской свиты по химическому составу делятся на две основные группы: высококальциевую (анкаромиты) (CaO = 11,01–14,48, MgO = 7,98–14,77 мас. % и CaO/Al_2O_3 = 1,0–1,8) и низкокальциевую (базальты) (CaO = 3,47–13,77, MgO = 2,84–9,89 мас. % и CaO/Al_2O_3 = 0,2–0,9). Сопоставление полученных данных по высококальциевым базальтам усть-семинской свиты с анкарамитами позволяет относить их к этому типу пород. Низкокальциевые базальты усть-семинской свиты формировались в результате фракционирования анкарамитового расплава в промежуточных камерах. Образование анкарамитов Горного Алтая связано с плавлением верлитизированной надсубдукционной литосферной мантии.

Проявление анкарамитового магматизма усть-семинской свиты и наличие ультрабазит-базитовых массивов барангольского комплекса, комагматичных этим вулканитам, косвенно указывают на возможность выделения интрузий, подобных массивам уральско-аляскинского типа в Алтае-Саянской складчатой области. Оценки давления кристаллизации вкрапленников клинопироксена с использованием барометра Нимица свидетельствует о малой глубине промежуточных камер (2–3 кбар), в который происходили процессы дифференциации. Поскольку вулканические постройки усть-семинской свиты располагаются на океанический литосфере (эсконгинская свита), то дунит-клинопироксенит-габбровые массивы должны располагаться в составе офилитовых комплексов. Таким примером является Среднетерсинский массив в Кузнецком Алатау, который располагается среди офиолитовых гарцбургитов. С этим массивом связана россыпная ферроплатиновая минерализация (Изох и др., 1992). В Монгольском Алтае к этому типу следует относить урэгнурскую пикрит-базальтовую ассоциацию, с которой также связана россыпная ферроплатиновая минерализация (Изох и др., 2010; Оюунчимэг и др., 2009).

© Изох А. Э., Вишневский А. В., Егорова В. В.

Литература

Гибшер А. С., *Есин С. В.*, *Изох А. Э.*, *Киреев А. Д.*, *Петрова Т. В.* Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38 (11). С. 1760–1772.

Добрецов Н. Л., *Буслов М. М.*, *Сафонова И. Ю.*, *Кох Д. А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (12). С. 1381–1403.

Изох А. Э., *Вишневский А. В.*, *Поляков Г. В.*, *Калугин В. М.*, *Оюунчимэг Т.*, *Шелепаев Р. А.*, *Егорова В. В.* Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (5). С. 665–681.

Изох А. Э., *Пругов В. П.*, *Богнибов В. И.*, *Телешев А. Е.* Платино-палладиевая минерализация в Среднетерсинском дунит-клинопироксенит-габбровом массиве (Кузнецкий Алатау) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 72.

Кхлиф Н., *Вишневский А. В.*, *Изох А. Э.* Анкарамиты горного Алтая: минералого-петрографические и петрохимические особенности диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 312–333.

Оюунчимэг Т., *Изох А. Э.*, *Вишневский А. В.*, *Калугин В. М.* Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи р. Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (10). С. 1119–1130.

Сафонова И. Ю., *Буслов М. М.*, *Симонов В. А.*, *Изох А. Э.*, *Комия Ц.*, *Курганская Е. В.*, *Оно Т.* Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (4). С. 541–567.

Симонов В. А., *Сафонова И. Ю.*, *Ковязин С. В.*, *Курганская Е. В.* Физико-химические параметры петрогенезиса базальтовых комплексов Катунской зоны, Горный Алтай // Литосфера. 2010. № 3. С. 111–117.

ДАЙКИ И МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ КОКПАТАССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (БУКАНТАУ, ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Х. Д. Ишбаев, К. М. Косбергенов, Р. А. Ачилов

Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, факультет геологии и инженерной геологии, Ташкент, Республика Узбекистан

Центрально-Кызылкумские горные поднятия, куда входит Кокпатасское рудное поле гор Букантау, представляет собой складчато-надвиговый пояс, включающий океанические и островодужные образования Туркестанского палеобасейна, располагавшегося между Палеоказахстанским и Каракум-Таджикскими микроплитами [1–5].

Дайки и малые интрузии гор Букантау сосредоточены в пределах золоторудного месторождения Кокпатас, и представлены диабазами, камптонитами, кампто-мончикитами, спессартитами, малхитами, керсантитами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, монцодиоритовыми порфиритами, кварцевыми монцодиоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и др. Они объединяются в центрально-букантауский гранодиорит-диорит-порфиритовый (γδ, δπ, χP cb) дайковый, карашохинский лампроитовый дайково-диатремовый (ϑ P_1kr) и южнотяньшаньский дайково-диатремовый (Tβ $T_{2–3}$jut) комплексы. Породы комплексов слагают дайки, дайкообразные, реже мелкие штокообразные, тела неправильной формы преимущественно субширотного простирания, часто пересекающиеся друг с другом [6–8]. Абсолютный возраст пород даек комплексов, по различным источникам, показывают цифры от 220 млн до 276 млн лет [6; 7; 9–11].

Центрально-букантауский гранодиорит-диорит-порфиритовый (γδ, δπ, χP cb) дайковый комплекс широко развит в Кокпатасском рудном поле и представлен в антидромной последовательности (от древних к молодым): 1) мелко- и среднезернистые равномернозернистые гранодиориты и граносиениты; 2) микрогранодиориты, гранодиорит- и граносиенит-порфиры; 3) микродиориты, микросиенито-диориты, кварцевые диоритовые порфириты (в том числе лампрофировидные); 4) спессартиты; 5) керсантиты. С дайками комплекса связаны проявления золоторудной минерализации. Абсолютный возраст пород комплекса, определенный по циркону 276 млн лет [10].

Карашохинский лампроитовый дайково-диатремовый (ϑ P_1kr) комплекс представлен диатремой Карашохо, локализованной на западной границе Кокпатасского рудного поля. Она имеет в плане удлиненную гантелеобразную форму меридионального простирания размером 525x125 м. Залегает среди рифейских отложений кокпатасской свиты. Контактовые изменения вмещающих пород слабые, проявлены дроблением и окварцеванием. Диатрема сложена эруптивными брекчиями двух фаз внедрения и тремя фазами оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов среднего (орендиты), основного и ультраосновного (хумилиты) состава.

Южнотяньшаньский дайково-диатремовый (Tβ $T_{2–3}$jut) комплекс щелочных базальтоидов и лампрофиров имеет региональное распространение и наиболее распространенными породами в исследуемом поле являются камптониты и мончикиты, часто связанные друг с другом постепенными переходами.

Мы попытались типизировать изученные дайки, щелочные лампрофиры объединены в южнотяньшаньский дайково-диатремовый (Tβ $T_{2–3}$jut) комплекс щелочных базальтоидов и лампрофиров, все остальные базитовые дайки – в центрально-букантауский гранодиорит-диорит-порфиритовый (γδ, δπ, χ P cb) дайковый комплекс.

© Ишбаев Х. Д., Косбергенов К. М., Ачилов Р. А.

Дайки формировались, по всей вероятности, в 4-этапной последовательности: *первая группа* из них представлена сложными по морфологии и составу дорудными основными дайками – типа габбро-диабазы, оливиновые долериты, диабазы, диабазовые порфириты; *вторая группа* представлена дорудными дайками монцонитоидного уклона – типа монцодиориты, диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты; *третья группа* –апофизами гранитоидных интрузивных эквивалентов, интрамагматическими, жильными отщеплениями интеркумулусного расплава и продуктами неоднократно поступающих в конечную камеру магм с образованием автономно кристаллизующихся петрорудосистем; к *четвертой группе* относятся внутри- и пострудные, разнообразные по составу, формационной принадлежности и возрасту, дайки более поздних магматических комплексов, а также гетерогенные по своей природе и составу лампрофиры (известково-щелочные и щелочные лампрофиры). При этом последние являются внутри- и пострудными образованиями, что обусловлено близкими возрастными данными и специализацией на золото, серебро и полиметаллы.

Литература

Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.

Мухин П. А., *Каримов Х. К.*, *Савчук Ю. С.* Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.

Савчук Ю. С., *Мухин П. А.* Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 63–81.

Бискэ Ю. С. Палеозойская структура и история южного Тянь-Шаня. СПб.: СПбГУ, 1996. 192 с.

Далимов Т. Н., *Ганиев И. Н.* Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Т.: Университет, 2010. 226 с.

Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.

Рахматуллаев Х. Р. Дайки и оруденение позднеорогенного этапа развития герцинид Южного Тянь-Шаня // «Металлогенические проблемы в Средней Азии». Ташкент, 1988. С. 82–87.

Ишбаев Х. Д., *Косбергенов К. М.*, *Илешов К. М.*, *Утамурадов Э. А.* Лампрофировый магматизм Западного Узбекистана // Разведка и охрана недр. 2020. № 9. С. 24–31.

Головко А. В., *Гадецкий А. Ю.* К возрастному и формационному положению Южно-Тяньшанского комплекса щелочных габброидов и базальтоидов // Узб. геол. журн. 1991. № 2. С. 37–40.

Селтманн Р., *Конеев Р. И.*, *Диваев Ф. К.*, *Халматов Р. А.* Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 2. С. 10–15.

Миркамалов Р. Х., *Диваев Ф. К.*, Селтманн Р., *Конопелько Д. Л.* Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 1. С. 3–15.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ НЕТПНЕЙВЕЕМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Л. С. Канимбуе, Е. В. Ватрушкина, М. В. Лучицкая

Геологический институт РАН, Москва, ludmilacanhimbue@yandex.ru

Нетпнейвеемский олово-вольфрамово-золоторудный район располагается в пределах Чукотского террейна в зоне влияния крупного Нетпнейвеемского разлома. В геологическом строении изучаемой области принимают участие верхнетриасовые и верхнеюрско-нижнемеловые терригенные комплексы, прорванные магматическими образованиями мелового возраста (Баранов и др., 2000).

Рудный район был выделен в результате геологического изучения, поисковых и разведочных работ в границах развития гранитоидного магматизма и широко проявленной россыпной золотоносности (Жуков и др., 1974; Телегин, 1975). С целью уточнения возраста, геохимической характеристики и рудной специализации гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района проведено детальное изучение пород Эльвенейского массива и Коневаамского штока раннемелового кэлильвунского комплекса, а также дайки ичувеемского комплекса позднемелового возраста.

Эльвенейский массив сложен мелкокристаллическими лейкогранитами с порфировой структурой, Коневаамский шток представлен среднекристаллическими биотитовыми гранитами с порфировой структурой. Изученная дайка ичувеемского комплекса сложена мелкозернистыми диоритовыми порфиритами.

Результаты U-Th-Pb датирования цирконов методом SIMS показали, что возраст лейкогранитов Эльвенейского массива соответствует альбскому, а возраст биотитовых гранитов Коневаамского штока – аптскому, что сопоставимо с этапами интрузивного магматизма, связанными с постколлизионным растяжением после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента. В диоритовых порфиритах дайки ичувеемского комплекса отсутствуют зерна циркона, а амфибол содержит большое количество включений, что не позволило установить их возраст U-Th-Pb или Ar-Ar методами.

Гранитоиды Эльвенейского массива и Коневаамского штока являются перглиноземистыми, относятся к группе умеренной и нормальной щелочности. По соотношению K_2O и SiO_2 лейкограниты Эльвенейского массива принадлежат высококалиевой известково-щелочной серии, а биотитовые граниты Коневаамского штока – известково-щелочной серии. По отношению Fe_2O_3/FeO породы Эльвенейского массива относятся к магнетитовой серии, в то время как гранитоиды Коневаамского штока тяготеют к ильменитовой серии. Диоритовые порфириты изученной дайки ичувеемского комплекса являются метаглиноземистыми, высокомагнезиальными, слабомагнетитовыми и относятся к известково-щелочной серии.

Геохимические свойства гранитоидов Эльвенейского массива и Коневаамского штока, такие как обогащение крупноионными литофильными элементами, обеднение танталом и ниобием, сходство со средним составом верхней континентальной коры указывают на их коровое происхождение. Породы Эльвенейского массива и Коневаамского штока значительно обогащены легкими РЗЭ, в то время как диоритовые порфириты дайки ичувеемского комплекса имеют повышенные концентрации тяжелых РЗЭ.

Лейкограниты Эльвенейского массива и биотитовые граниты Коневаамского штока характеризуются небольшими отрицательными значениями εNd(T) и высокими первичными

© Канимбуе Л. С., Ватрушкина Е. В., Лучицкая М. В.

отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, что свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе. Изотопный состав свинцов согласуется с данными по изотопам Sr и Nd, соответствует составу свинцов зрелых островных дуг.

Возраст гранитоидов, их петро- и геохимический состав, геодинамическая обстановка и окислительно-восстановительные условия образования имеют важнейшее значение для формирования месторождений. Работы (Галямов и др., 2018; Николаев и др., 2023) показали, что в пределах Чукотки большинство золоторудных месторождений приурочены к ареалам развития постколлизионного мелового гранитоидного магматизма.

Сочетание отношений Fe_2O_3/FeO и Rb/Sr (Baker et al., 2005) для гранитоидов Коневаамского штока демонстрируют сходство с таковыми интрузий, с которыми могут быть связаны золото-редкометалльные месторождения, а для Эльвенейского массива – с интрузиями, содержащими вольфрамовую минерализацию. Золото-редкометалльным оруденением восстановленных интрузий на Чукотке характеризуется массив Кекура Стадухинского рудно-россыпного района, возраст которого оценивается в 112–114 млн лет (Nagornaya et al., 2020).

Проведенные исследования подчеркивают необходимость в более детальном изучении раннемелового гранитоидного магматизма Нетпнейвеемского рудно-россыпного района с целью прогнозирования промышленно значимых золоторудных объектов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН по теме № FMMG-2024-0001.

Литература

Баранов М. А., *Журавлев Г. Ф.*, *Казьмин С. С.*, *Малахов В. А.*, *Шебеста Я. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист R-59-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. М.; СПб., (Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Чукотприродресурсы, ЗАО Чаунское ГГП), 2000. 103 с.

Галямов А. Л., *Волков А. В.*, *Сидоров А. А.* Золоторудные месторождения и меловой гранитоидный магматизм Чукотки // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 29. № 1. С. 104–115.

Жуков В. А., *Жукова А. И.*, *Габбасов А. Х.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах R-59–121,122 и 133,134 и поисках золота в бассейне р. Раучуа (Баранихинский ГСО) за 1970–73 гг. Певек: ТФ «Чукотприродресурсы», 1974. 354 с.

Николаев Ю. Н., *Балыкова И. В.*, *Кузин С. В.*, *Бакшеев И. А.*, *Аплеталин А. В.*, *Прокофьев В. Ю.*, *Власов Е. А.*, *Калько И. А.*, *Косятов В. В.* Состав, условия формирования, закономерности размещения и зональность золотого оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе (Западная Чукотка) // Руды и металлы. 2023. № 3. С. 87–105.

Телегин Ю. М. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 на площади листов R-59–121-В-г; Г-б, г; R-59–122-А-в, г; Б-в, г; В, Г; R-59–123-В-в; R-59–133-Б-б; R-59–134-А-а, б в 1987–1992 гг. (Арынпыгляваамский ГСО). ТФ «Чукотприродресурсы», 1995. Кн. 1. 218 с.

Baker T., *Pollard P. J.*, *Mustard R.*, *Mark G.*, *Graham J. L.* A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // SEG Newsl. 2005. V. 61. P. 5–17.

Nagornaya E. V., *Baksheev I. A.*, *Selby D.*, *Tikhomirov P. L.* The latest Aptian/earliest Albian age of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia: implications for mineralization associated with post-collisional magmatism // Mineralium Deposita. 2020. Vol. 55. № 7. P. 1255–1262.

ПЕТРОЛОГИЯ ПИРОКСЕН-АМФИБОЛОВЫХ СИЕНИТ-ПОРФИРОВ ЮГА УГУЙСКОГО ГРАБЕНА, ЗАПАДНЫЙ АЛДАН

О. Е. Караваева[1, 2], А. В. Самсонов[1], Ю. О. Ларионова[1], К. Г. Ерофеева[1], Л. В. Сазонова[1, 2], Д. А. Рылов[3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, o_plusnina@mail.ru
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, геологический факультет, Москва
[3] ООО «Нордголд Менеджмент», Москва

На юго-восточной окраине Сибирской платформы масштабно проявлен мезозойский щелочной магматизм, с которым связаны многочисленные рудопроявления и месторождения золота (Кочетков, 2006; Молчанов и др., 2017). Вопросы происхождения этих магматических пород и их связи с золоторудной минерализацией остаются предметом дискуссий. Одним из ключевых районов для разработки этих вопросов является архейская Чаро-Олекминская гранит-зеленокаменная область, запад Алданского щита. Здесь в среднем течении р. Токко, среди палеопротерозойских песчаников Угуйского грабена (Ковач и др., 2023) и различных по составу архейских пород (Erofeeva et al., 2025) широко развиты разнообразные мезозойские щелочные сиениты, с которыми ассоциирует золоторудная минерализация нескольких крупных месторождений (Зубков и др., 2020). Разные по химическому и минеральному составу щелочные сиениты образуют субвулканические тела и имеют разную возрастную позицию по отношению к Au-рудной минерализации (Зубков и др., 2020). В докладе будут представлены результаты петрологического изучения ранних дорудных Px-Amp сиенит-порфиров, которые являются наиболее мафическими и могут представлять наиболее примитивные расплавы, исходные для всего разнообразия сиенитов на изученной территории.

Px-Amp сиенит-порфиры встречены главным образом среди песчаников Угуйского грабена, где слагают силлы мощностью до 6 м. Вкрапленники составляют до 20 об. % породы и представлены зональным пироксеном (с изменением состава от Di-Hd до Aeg-Aug) с каймами амфибола (Arf) (45 %), а также калиевым полевым шпатом (богатым Ba) (40 %) и F-Sr-апатитом (15 %). Основная масса сложена калиевым полевым шпатом (55 %), пироксеном и амфиболом того же состава, что и минералы-вкрапленники (40 %), апатитом (5 %). В составе Px-Amp сиенит-порфиров также присутствуют микрокристаллические мафические включения, представляющие собой закаленные фрагменты более примитивного расплава. По данным петрографии, составов минералов и минеральной термобарометрии Px-Amp сиенит-порфиров получена оценка условий эволюции магматической системы. Кристаллизация пироксена и апатита начиналась в условиях около 11,4 кбар и 1190 °C в условиях буфера QFM. При подъеме расплава на уровень становления субвулканических тел, фугитивность кислорода в расплаве составляла QFM+2, давление и температура составляли 1–2 кбар и около 770 °C, соответственно.

По химическому составу породы классифицируются как щелочные ультракалиевые агпаитовые породы, на диаграмме TAS располагаются в полях трахитов и тефрифонолитов. Отличительными геохимическими особенностями пород являются высокие концентрации Rb, Ba и Sr, умеренные концентрации РЗЭ (S РЗЭ до 157 мкг/г) с сильным обогащением легкими и слабым обеднением тяжелыми лантаноидами и слабовыраженными Eu аномалиями ((La/Sm)n = 4,1–4,9; (Gd/Yb)n = 1,8–2,3; Eu/Eu* от 0,9 до 1,3). Для пород характерны также низкие концентрации и отрицательные аномалии Ti, Nb и Ta на мультиэлементных диаграммах

© Караваева О. Е., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Ерофеева К. Г., Сазонова Л. В., Рылов Д. А.

и повышенные концентрации и положительные аномалии Zr и Hf. Все эти особенности, необычные для глубинных плюмовых магм, являются характерными для продуктов плавления литосферного источника, претерпевшего метасоматическую переработку в надсубдукционной обстановке.

По изотопно-геохимическим характеристикам сиениты очень однородны. Они имеют близкие отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}T = -20{,}5$, и палеопротерозойский модельный возраст около 2,2 млрд лет. Это предполагает наличие обогащенного легкими РЗЭ источника материнских расплавов для изучаемых пород, которым могла служить обогащенная раннедокембрийская литосфера. С другой стороны, невысокие величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0,7058 до 0,7063 указывают, что Rb-Sr изотопно-геохимическая система в их источнике была сформирована не ранее палеозоя.

По всем геохимическим и Nd-Sr изотопным характеристикам изученные сиениты близки к мезозойским лампроитам, которые имеют широкое распространение на юге Сибирской платформы и, в частности, в западной части Алданского щита (Богатиков и др., 1991; Davies et al., 2006; Chayka et al., 2020). Эти лампроиты, сформированные при высокой степени (до 5%) плавления раннедокембрийской субконтинентальной литосферной мантии (Davies et al., 2006), могли служить родоначальными расплавами для изученных сиенитов.

Литература

Богатиков О. А., *Рябчиков И.Д.*, *Кононова В.А.*, *Махоткин И.Л.* Лампроиты. М.: Наука, 1991, 301 с.

Зубков Ю.А., *Сагир А.В.*, Чварова Н.В «Угуйский» тип большеобъемных золоторудных месторождений, сформированных в линейной коре выветривания (юго-западная Якутия) // Месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. С. 32–45. 2020. DOI:10.24411/0869-7175-10009.

Ковач В.П., *Самсонов А.В.*, *Котов А.Б.*, *Сальникова Е.Б.*, *Адамская Е.В.*, *Бортников В.В.*, *Степанова А.В.*, *Ерофеева К.Г.*, *Плоткина Ю.В.*, *Федосеенко А.М.*, *Сковитина Т.М.* Аркозовые песчаники кебектинской серии Угуйского грабена (Алданский щит): возраст, источники и обстановки осадконакопления // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 18–26.

Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850–864.

Молчанов А.В., *Терехов А.В.*, *Шатов В.В.*, *Перов О.В.*, *Кукушкин К.А.*, *Козлов Д.С.*, *Шатова Н.В.* Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции // Региональная геология и металлогения. № 71. 2017.

Chayka I.F., *Sobolev A.V.*, *Izokh A.E.*, *Batanova V.G.*, *Krasheninnikov S.P.*, *Chervyakovskaya M.V.*, *Kontonikas-Charos A.*, *Kutyrev A.V.*, *Lobastov B.M.*, *Chervyakovskiy V.S.* Fingerprints of Kamafugite-Like Magmas in Mesozoic Lamproites of the Aldan Shield: Evidence from Olivine and Olivine-Hosted Inclusions. Minerals. 2020; 10(4):337.

Davies G.R., *Stolz A.J.*, *Mahotkin I.L.*, *Nowell G.M.*, *Pearson D.G.* Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1119–1146.

Erofeeva K.G., *Samsonov A.V.*, *Larionova Yu.O.*, *Rylov D.A.*, *Plusnina O.E.*, *Skoblenko A.V.*, *Dubenskiy A.S.* Tokko section as a deeply eroded part of the Mesoarchaean Tokko-Khani greenstone belt, the west Aldan shield, Siberian craton // Precambrian Research. 2025. V. 418. 107696

РОЛЬ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ПОРОД АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А. В. Каргин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, kargin@igem.ru

Кимберлиты – редкие щелочно-ультраосновные породы, являющиеся основными природными источниками алмаза. Помимо экономической ценности, кимберлиты являются самыми глубинными расплавами и служат источником знаний о составе и строении литосферной мантии Земли и процессах, протекающей в ней. Мантийные ксенолиты, выносимые кимберлитами, несут следы сложной, полистадийной истории метасоматического преобразования литосферной мантии, вызванного воздействием агентов различного состава – включая и сами кимберлитовые расплавы (например, Giuliani et al., 2013; Похиленко et al., 2015; Bussweiler et al., 2018).

В свою очередь, Подъем кимберлитового расплава через литосферу сопровождается ее активной переработкой вдоль транспортного канала (Bussweiler et al., 2018; Каргин, 2021), поскольку такие щелочно-ультраосновные расплавы, включая карбонатиты и кимберлиты, геохимически неравновесные литосферной мантией (например, Kopylova et al., 2007; Yaxley et al., 2017).

В таком случае, происходит изменение не только литосферной мантии, но и самих кимберлитовых расплавов, при этом большая часть выносимых кимберлитами мантийных ксенолитов будет являться переработанными фрагментами стенок мантийного канала, по которому кимберлитовые расплавы достигали поверхности (Bussweiler et al., 2018).

С целью реконструкции процессов взаимодействия кимберлитовых расплавов с литосферной мантией на стадиях генерации и Подъема, включая эволюцию самого расплава, преобразование мантийных пород и формирование минералов мегакристной ассоциации, в работе обобщаются результаты изучения мантийных ксенолитов и мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (375±2 млн лет), Архангельская алмазоносная провинция (ААП), Россия. Полученные результаты дополнительно позволили рассмотреть генетическую связь кимберлитов с родственными щелочно-ультрамафическими породами – айликитами.

Кимберлиты трубки им. В. Гриба содержат большое количество мантийных ксенолитов перидотитов, эклогитов, клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов граната, оливина, клинопироксена, флогопита, ильменита и их сростков (обзор в Каргин, 2021). Были изучены гранат, пироксены, флогопит, ильменит, оливин из мантийных ксенолитов перидотитов, деформированных перидотитов, ильменитовых перидотитов клинопироксен флогопитовых пород, а также минералы мегакристной ассоциации и их сростки. Результаты позволили сформулировать следующие выводы:

Кимберлитовые расплавы показывают интенсивное реакционное взаимодействие с материалом литосферной мантии, приводящее к мантийному метасоматозу вдоль каналов их Подъема. При этом происходит изменение типа мантийного преобразования от Fe-Ti к высоко-Cr: формирование деформированных перидотитов, ильменитовых перидотитов, развитие ильменит-гранатовых, ильменит-ортопироксен-гранатовых пород, сменяется преобразованием деплетированных гранатовых гарцбургитов в гранатовые лерцолиты, флогопит-гранатовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы, которое сопровождается увеличением

© Каргин А. В.

количества клинопироксена и появлением флогопита; при этом происходит полное замещение граната флогопитом при отсутствии ильменита.

Минералы мегакристной ассоциации генетически связанны с кимберлитовыми расплавами и мантийным метасоматозом и могли образовываться как в ходе кристаллизации из наиболее ранних порций кимберлитовых расплавов (в первую очередь низко-Cr высоко-Ti ассоциация мегакристов граната и ильменита), так и в процессе мантийного преобразования (как правило высоко-Cr ассоциация мегакристов диопсида и флогопита).

Исходные кимберлитовые расплавы могли быть близки к Fe-Ti карбонатно-силикатным щелочно-ультрамафическим расплавам, типа айликитов. В пределах ААП такими расплавами могли выступать расплавы кимберлитов Кепинского поля. В ходе взаимодействия такого расплава с литосферной мантией происходит эволюция состава протокимберлитового расплава от обогащенного РЗЭ, Ti, Fe и карбонатной компонентой к существенно силикатным, ультраосновным кимберлитовым расплавам, обедненным Fe-Ti и обогащенным Cr. Подобное взаимодействие было воспроизведено экспериментально при взаимодействии щелочно-ультраосновных расплавов, обогащенных карбонатной компонентой (по составу близких к айликитам) с деплетированными мантийными гарцбургитами при давлении 4 ГПа и температуре 1200 °C, что соответствует усредненным значениям условий формирования минералов мегакристов.

При взаимодействии таких расплавов с литосферной мантией происходит образование реакционной зоны, сложенной ассоциацией, характерной для минералов мегакристов. При этом, при удалении от реакционной зоны в минералах происходит повышение магнезиальности, концентраций Cr_2O_3 и уменьшение концентраций TiO_2, что согласуется с наблюдаемыми природными данными и может быть использовано для объяснения вариации состава низко- и высокохромистых мегакристов.

Таким образом, взаимодействие исходных щелочно-ультрамафических расплавов с литосферной мантией не только определяет состав и структуру мантийных ксенолитов и напрямую влияет на формирование минералов мегакристной ассоциации, но и определяет разнообразие пород, включая кимберлиты и айликиты, а также степень их алмазоносности.

Литература

Giuliani A., Phillips D., Fiorentini M.L., et al. Mantle oddities: A sulphate fluid preserved in a MARID xenolith from the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Т. 376. С. 74–86. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.06.028.

Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T., Kjarsgaard B.A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // Mineral. Petrol. 2018. Т. 112. № S2. С. 583–596. DOI: 10.1007/s00710-018-0599-2.

Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. Т. 71. № 14. С. 3616–3629. DOI: 10.1016/j.gca.2007.05.009.

Yaxley G.M., Berry A.J., Rosenthal A., et al. Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis – evidence from the central Slave Craton // Sci. Rep. 2017. Т. 7. № 1. С. 30. DOI: 10.1038/s41598-017-00049-3.

Каргин А.В. Полистадийность мантийного метасоматоза при формировании кимберлитовых магм: на примере кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2021. Т. 29. № 3. С. 227–255. DOI: 10.31857/S086959032103002X.

Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1. С. 361–383. DOI: 10.15372/GiG20150120.

ОЛИВИН ИЗ ТРУБКИ ИЖМОЗЕРСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: ЭВОЛЮЦИЯ МЕЛАНЕФЕЛИНИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И СВЯЗЬ С КИМБЕРЛИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

А. В. Каргин[1], Л. В. Сазонова[2], А. А. Носова[1], Н. М. Лебедева[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, kargin@igem.ru
[2] Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва

Архангельская алмазоносная провинция (ААП), расположенная на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, помимо промышленно алмазоносных кимберлитов (месторождения им. М. В. Ломоносова и трубки им. В. Гриба), включает обширную группу щелочно-ультрамафических пород, не содержащих промышленного количества алмазов: от кимберлитов и карбонатитов до оливиновых мелилититов, фельдшпатоидных пикритов и базальтов (Парсаданян и др., 1996; Третяченко, 2008).

Среди пород ААП принято выделять две контрастные серии, различающиеся по геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам: (1) Al-Mg серия низкотитанистых кимберлитов и родственных пород (кимберлиты Золотицкого поля, фельдшпатоидные пикриты Ижмозерско-Чидвинской группы) и (2) Fe-Ti-серия – группа ильменитсодержащих пород (кимберлиты и родственные породы Кепинского, Черноозерского, Верхотинского полей). При этом при формировании пород Al-Mg серии предполагается существенный вклад обогащенной мантии типа EM1 в их источнике (Богатиков и др., 2009). Такое разнообразие пород на начальных этапах исследования магматизма провинции позволило предположить несколько первичных расплавов – кимберлитовые и лампроитовые (Парсаданян и др., 1996). Однако впоследствии наблюдаемое разнообразие пород описывалось согласно моделям плюм-литосферного взаимодействия, где определяющую роль играла гетерогенность литосферной мантии (Богатиков и др., 2009).

С целью расшифровки происхождения щелочно-ультрамафических пород Al-Mg серии и их генетической связи с кимберлитовым магматизмом, был изучен состав оливина из пород трубки Крутиха (Ижмозерская группа Чидвинско-Ижмозерского поля) и проведено сопоставление с составами оливина из кимберлитов ААП.

Породы трубки имеют когерентный облик, текстура пород оцеллярная, неоднородная, флюидально-полосчатая, пятнистая; общая структура породы порфировая: крупные макрокристы оливина погружены в мелкозернистый матрикс, состоящий из (в порядке убывания): клинопироксена (до 60%), натролита и других цеолитов (до 10–15%), апатита (до 5%), щелочного амфибола (до 5%), флогопита (до 1%), реже эгирина, Cr-шпинели, титаномагнетита, перовскита, кальцита, агрегата вторичных минералов из группы монтмориллонита (до 10–15%). Исходя из минерального состава породы были диагностированы как оливиновые меланефелиниты, в которых нефелин был замещен натролитом в ходе воздействия поздней флюидной фазы.

Макрокристы оливина размером от сотых долей мм до 2–5 мм составляют 30% от общего объема породы. Форма макрокристов различная, встречаются идиоморфные и субидиоморфные зерна, реже – ксеноморфные, угловато-обломочные кристаллы. Многие зерна оливина характеризуются ярко выраженным зональным строением. По составу и особенностям зональности были выделены три группы макрокристов оливина:

© Каргин А. В., Сазонова Л. В., Носова А. А., Лебедева Н. М.

1. Ol-1 – магнезиальные зональные зерна (до 3–5 мм), идиоморфные, с осцилляторной зональностью. Mg# центральных зон достигает ~0,94 при высоких концентрациях Ni (2544–3104 ppm) и Ca (1808–2369 ppm), к краевым зонам происходит уменьшение Mg# от 0,92 до 0,89, Ni (от 2185 до 1310 ppm), рост Mn и Ca (до 4493 ppm).

2. Ol-2 – зерна (до 1–5 мм) и их обломки с относительно железистым ядром Mg# ~0,91, высокими Ni (2850–3008 ppm), Ti (68–120 ppm) и низкими Ca (468–570 ppm), переходной магнезиальной зоной и внешней магнезиальной каймой, аналогичной по составу кайме Ol-1.

3. Ol-3 – зональные зерна оливина (до 3 мм) с умеренно Mg# (0,92) центральными зонами с высокими концентрациями Ni (около 3000 ppm), низкими Ti (ниже 50 ppm) и низкими Ca (около 600 ppm), а также краевыми зонами с осцилляторной зональностью, и каймами, аналогичными по составу каймам Ol-1 и Ol-2. Однако в отличии от оливина Ol-2 центральные зоны имеют резкие контакты с промежуточными зонами.

Центральные и краевые зоны высоко Mg# оливинов первой группы (Ol-1) показывают единый тренд эволюции состава, согласующийся с трендами фракционной кристаллизации оливина из исходного меланефелинитового расплава. Подобные ультравысоко-Mg# составы оливина встречаются в виде ядер крупных макрокристов оливина в карбонатитах (Stoppa, Lupini, 1993) и могут указывать на существенную роль карбонатитовой компоненты в составе исходных расплавов. Высокие значения Mg# могут быть результатом повышенной активности кислорода, т. е. указывать на резко окислительные условия кристаллизации оливина. Эти процессы могли быть связаны с ассимиляцией нижнекорового вещества, при котором происходит увеличение активности кремнезема, что могло способствовать отделению CO_2 флюида и повышению фугитивности кислорода.

Центральные зоны Ol-3 сопоставимы по составу с оливинами из мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Сазонова и др., 2015) и могут представлять собой фрагменты деплетированной литосферной мантии.

Составы центральных зон оливина Ol-2 более железистые, по сравнению с центральными зонами Ol-1 и имеют повышенные концентрации Ti (68–120 ppm), что не характерно для оливинов из мантийных перидотитов (Сазонова и др., 2015), а наиболее типично для оливинов, переуравновешенных с кимберлитовыми или родственными кимберлитам расплавами, где они формируют краевые зоны в крупных зернах из кимберлитов (Сазонова и др., 2015) и центральные зоны оливинов из меланефелинитов (Binder et al., 2024). Переходные зоны оливинов группы Ol-2 указывают на переуравновешивание составов центральных зон Ol-2 с меланефелинитовыми составами, равновесными центральным высоко-Mg# зонам Ol-1.

Таким образом, центральные зоны Ol-2 могут представлять собой наиболее ранние оливины, кристаллизующиеся из меланефелинитовых расплавов, еще до момента контаминации их нижнекоровым веществом, а близость составов центральных зон оливина Ol-2 с составами оливинов из кимберлитов может указывать на родство исходных расплавов кимберлитов и меланефелинитов Al-Mg серии, а их дальнейшая эволюция в кимберлитовые или меланефелинитовые породы обусловлена различной степенью взаимодействия с потенциально алмазоносной деплетированной литосферной мантией.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 25-27-00189.

Литература

Binder T., *Marks M.A.*W., *Walter B.F.*, et al. Two Distinct Metasomatized Mantle Sources Produced Two Groups of Alkaline SiO2-Undersaturated Rocks in the Southern Central European Volcanic Province // J. Petrol. 2024. Т. 65. № 7.

Stoppa F., *Lupini L.* Mineralogy and petrology of the Polino Monticellite Calciocarbonatite (Central Italy) // Mineral. Petrol. 1993. Т. 49. № 3–4. С. 213–231.

Богатиков О. А., *Гаранин В. К.*, *Кононова В. А.*, и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / под ред. О. А. Богатиков. Москва: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

Парсаданян К. С., *Кононова В. А.*, *Богатиков О. А.* Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 496–517.

Сазонова Л. В., *Носова А. А.*, *Каргин А. В.*, et al. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.

Третяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2008.

МЕТАМОРФО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА УНИКАЛЬНОМ МИХАЙЛОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (КМА)

С. В. Кашин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Sergey_Kashin@karpinskyinstitute.ru

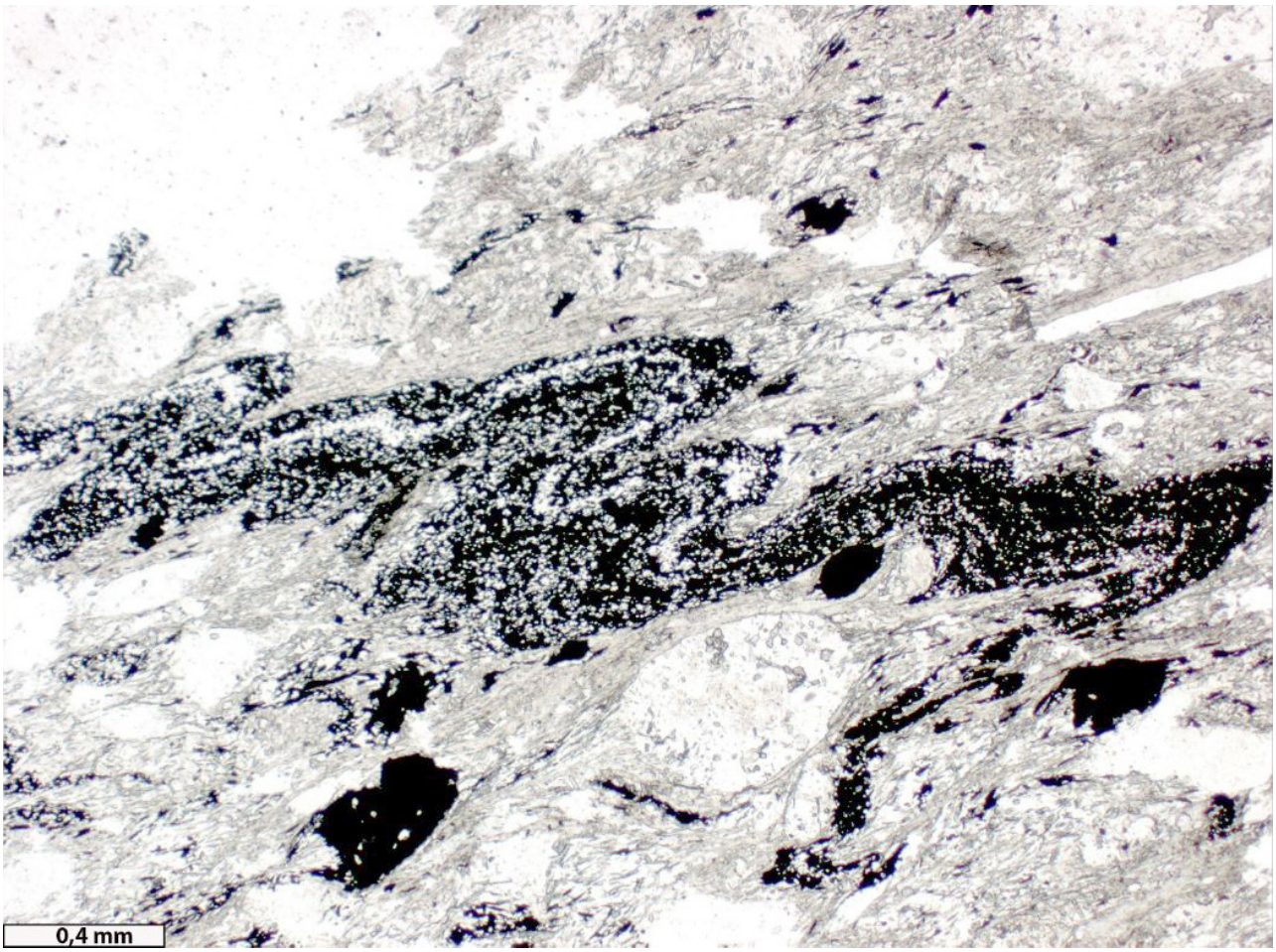
Михайловское месторождение железистых кварцитов (ЖКВ) располагается в пределах Воронежского кристаллического массива, который является фрагментом Восточно-Европейской платформы и представляет собой погребенное под породами чехла поднятие фундамента. Рудные концентрации приурочены к стойленской свите нижнего протерозоя. Специализированное картирование [Плющев и др., 2012] гидротермально-метасоматических образований, выполненное в пределах месторождения и его ближайшего окружения показало, что на месторождении широко и повсеместно развиты метаморфо-метасоматические образования. Была составлена карта метаморфо-метасоматических образований масштаба 1 : 5000 и восемь взаимоувязанных с картой разрезов.

Результаты исследований можно кратко сформулировать следующим образом. Михайловское месторождение представляет собой сложнопостроенный, зональный, многостадийный метаморфо-метасоматический комплекс [Кашин и др., 2003], сформировавшийся по породам разнообразного состава в зоне интенсивных тектонических дислокаций и мощного термального прогрева и несет признаки более позднего, наложенного формирования по породам нижнего протерозоя, не содержавшим изначально сингенетических концентраций железа. В истории становления месторождения отчетливо выделяются три этапа: первый метаморфо-метасоматический гематитовый, второй метаморфо-метасоматический магнетитовый, поздний – метасоматический гематитовый.

Первый этап гематитовый. Метасоматиты первого этапа являются относительно низкотемпературными образованиями и широко распространены как на месторождении, так и за его пределами. Они образуют обширный зональный ареал. Мощность его вкрест простирания рудовмещающих толщ превышает 6 км. Периферические части сложены хлоритовыми пропилитами, которые зонально сменяются гематит-кварц-серицитовыми метасоматитами, мощность их 2–3 км. Во внутренних зонах последних, где отмечается высокая степень замещения исходных пород, располагаются биминеральные гематит-кварцевые метасоматиты, их мощность от десятков до первых сотен метров, они получили на Михайловском месторождении название «краснополосчатые» ЖКВ. Они широко развиты в восточном крыле месторождения, и их самостоятельность от более поздних магнетитовых кварцитов хорошо видно в юго-восточной части (Остаповская залежь). Завершают первый этап безрудные метасоматиты кварц-альбит-карбонатного состава, они не подвержены складчатости и имеют массивную текстуру.

Второй этап магнетитовый, состоит из нескольких стадий. Метасоматиты второго этапа проявлены локально, только в пределах самого месторождения. Это высокотемпературные образования, они образуют своего рода термальный купол среди низкотемпературных образований, зоны перехода очень локальные, достигают первых десятков метров и выражены сложными зонами перекристаллизации вмещающих сланцев, в них наблюдается перекристаллизация серицита и хлорита вмещающих сланцев, зоны окварцевания, сульфидизации, турмалинизации, биотит-магнетитовых роговикоподобных пород. Наиболее высокотемпературная ассоциация – кварц-рибекит-акмит-магнетитовая, на этой стадии формируется основная

© Кашин С. В.



Гематит-кварцевые метасоматические новообразрования в гематит-серицитовом метасоматите по песчанику (курбакинская свита). Скорее всего, это рассланцованный гранит, видны облимки кварца и полевого шпата. Это фото в миниатюре демонстрирует процесс образования ЖКВ.

масса магнетитовых руд, которые более поздними процессами перекристаллизуется. Натровый метасоматоз сменяется калиевым, образуются высококалиевые слюды: зеленая слюдка (ферриселадонит) и темная слюда (аннит), затем следует кварц-карбонатная стадия. Эти процессы отнесены к метаморфо-метасоматическим, как формирующие директивные, метаморфо-полосчатые текстуры. Отмеченные минеральные ассоциации образуют метасоматическую зональность. Щелочные пироксены и амфиболы располагаются на более глубоких горизонтах месторождения, выше располагаются зоны развития калиевых слюд, еще выше – карбонаты.

Третий этап знаменуется образованием метасоматитов апатит-калишпат-пирит-карбонат-кварцевого и барит-кварц-гематитового состава. Они тесно сопряжены в пространстве, и в отличие от более ранних метаморфо-метасоматических образований слагают узкие, конусообразные крутопадающие тела, линзовидные в плане. Они лишены метаморфической полосчатости, имеют массивную текстуру, однако тесно связаны с общей зональностью метасоматитов Михайловского месторождения и знаменуют завершение эпигенетических преобразований (не считая кор выветривания). Эти метасоматиты имеют признаки повышенной золотоносности.

Первоначально при исследовании ЖКВ была взята модель их происхождения как метаморфизованных первично-осадочных концентраций железа. Много усилий было потрачено на поиски таких первичных рудных концентраций в слабо измененных породах, но обнаружить

их не удалось. Везде, где появляются рудные концентрации, они сопровождаются метаморфо-метасоматическими нерудными новообразованиями. То есть полная аналогия с гидротермальным оруденением. Плойчатая текстура руд может быть объяснена тем, что образование рудных минералов проходило только в условиях сильного сжатия. Первые два этапа завершались образованием безрудных метасоматитов с массивной текстурой. Образование железных руд связано со сжатием, когда оно затихало, формировались безрудные метасоматиты с массивной текстурой. На фото видно развитие гематит-кварцевых новообразований в гематит-серицитовом метасоматите по песчанику курбакинской свиты, но судя по форме и характеру обломков, это интенсивно рассланцованный гранит. Железные руды формировались по породам различного состава, изначально не содержащих повышенных содержаний железа: песчаникам, сланцам, серпентинитовому меланжу, рассланцованым гранитам и др. Все, что попадало в мощную зону рассланцевания и деформаций, «съедалось» железорудным процессом. Это подтверждается приуроченностью ЖКВ на Русской платформе к древним рифтогенным зонам [Машковцев и др., 2024].

Если рассматривать ЖКВ как метаморфо-метасоматические образования, то наиболее ярко проявленным геохимическим процессом является практически полный вынос глинозема. Даже слюды не содержат алюминия. Это ставит вопрос о возможной генетической связи нижнепротерозойских ЖКВ «типа озера Верхнее» по Дж. Гроссу [Gross, 1980], с часто ассоциирующими с ними месторождениями глиноземистого сырья.

Литература

Кашин С.В., Плющев Е.В., Попкова Н.В. Михайловское месторождение железистых кварцитов (КМА) как многостадийный зональный метаморфо-метасоматический комплекс // Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез (к 100-летию Н.Г. Судовикова). Сборник материалов научной сессии / под ред. Ю.С. Полеховского. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2003. С. 66–68.

Машковцев Г.А., Коротков В.В., Руднев В.В. Рудные месторождения рифтогенный структур // Разведка и охрана недр. 2024. № 3. С. 3–19.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2012. 560 с. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 354.

Gross G.A. (1980). A classification of iron-formation based on depositional environment. Canadian Mineralogist (18). P. 215–222.

РАСШИФРОВКА ИСТОРИИ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КОРОНИТОВЫХ МЕТАБАЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ БОЯРСКОГО МАССИВА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

А. В. Кервинен, А. А. Ковальчук, А. В. Степанова

Институт геологии КарНЦ РАН, kervinen@mail.ru

Докембрийские подвижные пояса со сложной полиметаморфической историей часто сохраняют реликты тектоно-метаморфических процессов, но из-за сходства PT-параметров разновозрастных событий и преобразования одних и тех же пород в ходе нескольких этапов метаморфизма их бывает трудно отделить друг от друга.

Беломорская провинция (БП) является одним из наиболее детально изученных раннедокембрийских полиметаморфических складчатых поясов (Ранний докембрий…, 2005 и ссылки в этой работе). Палеопротерозойские интрузии метабазитов широко распространы в пределах БП и используются в качестве маркеров для оценки параметров палеопротерозойских тектоно-метаморфических процессов (Babarina et al., 2017). Коронарные структуры – характерная особенность этих интрузий, свидетельствующая о том, что равновесие во время метаморфизма достигалось локально. Соответственно, оценки PT-условий метаморфических преобразований этих пород, получаемые методами классической и мультиравновесной термобарометрии, являются неоднозначными.

Для определения PT-параметров метаморфических преобразований пород Боярского перидотит-троктолитового массива проведено изучение состава, в том числе определение содержаний элементов-примесей, породообразующих и акцессорных минералов – граната и включений кварца в нем, клинопироксена, циркона, рутила и титанита. Новым подходом для пород Боярского массива стала оценка PT параметров с использованием рамановской геобарометрии, использующая связь характеристик рамановских спектров минералов (гранат-кварц) с уровнем остаточного напряжения (деформации) (Angel R. J., et al, 2019).

Петрографически породы Боярского массива характеризуются сложными минеральными парагенезисами: часть из них относится к ранней гранулитовой фации, но преобладают минеральные парагенезисы амфиболитовой фации. В породах представлен широкий набор акцессорных минералов метаморфического генезиса, включая рутил, титанит и циркон. Проведенные исследования, выполненные для тонкозернистых метагаббро и габбро-пегматитов в южной части массива, показали следующие PT-параметры метаморфизма.

Оценки температур, полученные с использованием классического Grt-Amph геотермометра (Ravna, 2000), составляют 530–580 °C, что отвечает условиям амфиболитовой фации и фиксирует этап ретроградных преобразований пород. При использовании методов мультиравновесной термобарометрии для этих пород нет четко выраженных равновесий, а диапазон получаемых PT-параметров широк. Температуры, полученные для Grt-Di-Pl ассоциации методом TWEEQ, лежат в пределах T = 630–718 °C. По ассоциации Cpx + Hbl + Pl + Qz + Grt в метаморфизованных габбро-пегматитах и вмещающих их метагаббро установлены PT-параметры в диапазоне 580–760 °C и 7–12 кбар (Азимов и др., 2021).

Дополнительные независимые оценки PT-параметров возможны при использовании мономинеральных термометров для акцессорных циркона, рутила и титанита.

Значения температур, полученные с использованием термометра Zr-в-рутиле (Tomkins et.al., 2007) соответствуют температурам области перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации (720–760 °C при давлениях 8–10 кбар). Температура кристаллизации титанита в тех же

© Кервинен А. В., Ковальчук А. А., Степанова А. В.

породах (термометр Zr-в-титаните, Hayden et al., 2008) составляет 873 °С и отвечает параметрам гранулитовой фации метаморфизма. В цирконах концентрации Ti сильно варьируют, а температуры кристаллизации, полученные с использованием термометра Ti-in-Zr (Ferry, Watson, 2007), составляют 718–1086 °С. Эти данные позволяют сделать вывод, что содержание Ti в цирконе, вероятно, фиксирует пиковые температуры метаморфизма. С учетом сложной зональности циркона и захватом в области анализа нескольких зон в т. ч. неизмененных областей магматического циркона, эти значения могут быть завышенными. Титанит фиксирует этап метаморфизма гранулитовой фации, а кристаллизация рутила происходила на ретроградной стадии преобразования пород.

Помимо акцессорных минералов для определения PT-параметров метаморфических преобразований были изучены включения кварца в гранате в центральных и краевых частях порфиробластов граната из габбро-пегматитов. Температура кристаллизации кварца в гранате, которая определялась с помощью термометра Ti-in-Qtz (David et al., 2006), составляет 514–726 °С. В большинстве случаев значения температур в пределах одного зерна (от центра к краю) не демонстрируют заметных изменений. Для оценки давлений использовался рамановский геобарометр, основанный на изучении включений кварца в гранате из образца габбро-пегматита. Результаты измерения таким методом давлений проводились с учетом уже полученных температур и лежат в интервале 5–8 кбар, определяя параметры ретроградных преобразований.

Таким образом, изучение состава акцессорных циркона и титанита из метагабброидов Боярского массива позволило определить параметры ранних метаморфических преобразований в условиях гранулитовой фации, несмотря на широко проявленные в этих породах парагенезисы ретроградного этапа метаморфизма в условиях высокобарической амфиболитовой фации.

Литература

Азимов П.Я., *Степанова А.В.*, *Бабарина И.И.*, *Кервинен А.В.*, *Степанов В.С.* Реликтовый палеопротерозойский высокобарный гранулитовый метаморфизм в метабазитах Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как индикатор пика коллизии в Лапландско-Кольском орогене: Боярский габбронорит-трактолитовый массив. Труды XIII Всероссийского петрографического совещания. 2021. Т. 1. С. 15–18.

Angel R.J., *Murri M.*, *Mihailova B.*, and *Alvaro M.* Stress, strain and Raman shifts. Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials. 2019. 234: 129–140.

Babarina I.I., *Stepanova A.V.*, *Azimov P.Ya.*, *Serebryakov N.S.* Heterogeneity of basement processing in the Paleoproterozoic Lapland-Kola collision orogen, White Sea province of the Fennoscandian shield, Geotectonics. 2017. 5: 3–19.

Ferry J.M., *Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contrib to Mineral Petrol. 2007. 154: 429–437.

Hayden L.A., *Watson E.B.*, *David A.W.* A thermobarometer for sphene (titanite). Contrib Mineral Petrol. 2008. 155:529–540.

Ravna E.K. Distribution of Fe2þ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer. Lithos 53.2000. 265–277.

Tomkins H.S., *Powell R.*, *Ellis D.J.* The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer J. Metamorph. Geol., 25. 2007. 703–713.

ОЦЕНКА P-T УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЛОДОЧНИКОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Ю. В. Кисельников, А. Г. Шнейдер, В. Ф. Проскурнин, В. В. Шатов

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

Южнолодочниковский массив (пермско-триасового возраста), расположенный на Северо-Востоке полуострова Таймыр, был выделен при составлении первой геологической карты Таймыра масштаба 1 : 1 000 000 [2; 5]. Впоследствии в его экзоконтактовой зоне были выделены пункты минерализации Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Bi, Te. Для выявления металлогенической специализации массива проведена оценка условий и времени его формирования.

Массив расположен в Центрально-Таймырской аккреционно-субдукционной байкальской складчатой мегазоне [4; 8], перекрываемой чехлом терригенно-карбонатно-глинистых толщ кембрия-ордовика и прорываемой палеозойско-мезозойскими гранитоидами. Массив обнажается на дневной поверхности на площади около 310 км^2. Предполагается, что он представляет собой лополит [2; 5]. Ореол контактового метаморфизма во вмещающих породах имеет мощность 2–3 км и расширяется до 7 км в надинтрузивной зоне невскрытого эрозией побочного тела. В эндоконтакте массива развита переходная зона гибридных меланократовых диоритов. Многочисленны провисания кровли массива площадью до 2 км^2. В составе массива выделяются порфировидные грубо- и мелкозернистые кварцевые диориты, биотит-амфиболовые гранодиориты и биотитовые граниты с преобладающим развитием гипидиоморфнозернистых структур. Породы относятся к нормальному и субщелочному типам. Весьма обычны пегматиты и аплитовидные граниты. Гранитоиды относятся к известково-щелочной серии, переходному S-I типу, по отношению к складчатости они являются постколлизионными [8].

В результате петролого-геохронологических работ проведена оценка времени и условий формирования массива. В течение первого этапа на ранней стадии (U-Pb SIMS SHRIMP-II возрасты цирконов 256±4 млн лет, K-Ar даты биотита 253±5 и 260±9 млн лет) происходило формирование батолита при литостатическом давлении 2–3 кбар, исходя из содержания Al^{total} в роговой обманке и *PT*-параметров устойчивости ассоциации кордиерит+андалузит+кварц+Fe-ставролит в контактовых метаморфитах [9] при температурах около 680–740 °C. Такие параметры указывают на мезоабиссальные глубины (7–10 км) и условия кристаллизации, близкие к водонасыщенному солидусу гранита.

На поздней стадии кристаллизовались жильные аплитовидные лейкограниты с обособлениями пегматитов. Оценка давления по результатам изучения закономерных кварц-полевошпатовых срастаний [6] составляет также 2–3 кбар. Такие породы представляли собой заключительные порции гранитного расплава. Судя по значительным положительным аномалиям европия и стронция, предварительно фракционированию подвергались темноцветные минералы – биотит и амфибол.

На втором этапе формировались порфировидные биотитовые двуполевошпатоые лейкограниты (U-Pb SIMS SHRIMP-II даты 235–237 млн лет). Они представлены небольшими штоками (в юго-западной и юго-восточной частях массива) и дайками в секущих сдвиговых зонах – с телами обоих типов связаны пункты жильно-метасоматической минерализации и «молодые» дискордантные U-Pb возрасты в более ранних гранитоидах.

Гранитоиды второго этапа сформированы в гипабиссальных условиях. Во-первых, породы обладают порфировидной структурой, которая обусловлена крупными кристаллами кварца.

© Кисельников Ю. В., Шнейдер А. Г., Проскурнин В. Ф., Шатов В. В.

Во-вторых, нормативное содержание кварца в породах достигает 35 %, что, согласно [6] при температурах кристаллизации 640–680 °С (оценка по Ti-цирконовому геотермометру), соответствует давлениям около 1 кбар, т. е. гипабиссальному уровню (глубина примерно 3 км).

Порфировидные граниты второго этапа являются самыми малоглубинными и потому наиболее определенными в металлогеническом отношении. Более того, именно с ними ассоциируют многие жильные проявления. Преобладание лейкократовых разновидностей, их пералюминиевый состав, выраженные отрицательные аномалии европия и стронция, величина фугитивности кислорода, оцениваемая по железистости биотита как невысокая (от 10^{-15} до 10^{-16} бар) позволяют считать их специализированными на золоторедкометалльное оруденение [1, 3, 7].

U-Pb датирование, определение петрогенных компонентов и микроэлементного состава проводилось в ФГБУ «Институт Карпинского». Работы выполнены в рамках задания Федерального агентства по недропользованию № 41915500.

Литература

1. *Гоневчук В. Г.*, *Гоневчук Г. А.*, *Саядян Г. Р.*, *Сэлтманн Р.* Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикатор их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука. С. 109–119.
2. *Забияка А. И.*, *Забияка И. Д.*, *Верниковский В. А.*, *Сердюк С. С.*, *Злобин М. Н.* Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.
3. *Изох Э. П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 136 с.
4. *Проскурнин В. Ф.* Мнерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. Докт. дисс. СПб.: ВСЕГЕИ. 320 с.
5. *Равич М. Г.* Геологическое строение северной части Таймырского полуострова. Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1950. (Тр. НИИГА, т. VI). 107 с.
6. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 231 с.
7. *Barton M. D.* Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America // Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh. 1996. V. 87. P. 261–280.
8. *Vernikovsky V. A.*, *Vernikovska A. E.*, *Proskurnin V. F.*, *Matushkin N. Y.*, *Proskurnina M. A.*, *Kadilnikov P.*, *Larionov A. N.*, *Travin A. V.* Late Paleozoic – Early Mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the Siberian craton during the Kara-Siberia oblique collision and plume events // Minerals. 2020. V. 10. P. 571–611.
9. *Yardley B. W. D.* An introduction to metamorphic petrologyю Longman group UK Ltd. 1989. 132 p.

ПЕТРОЛОГИЯ НЕФРИТА ОСПИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е. В. Кислов

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Находки нефрита в Восточных Саянах фиксируются с середины XIX в. Оспинское месторождение апосерпентинового нефрита открыто в 1967 г., расположено в восточной зоне соединения северной и южной пластин Оспинско-Китойского массива в Окинском районе Бурятии. Гипербазиты массива представлены катаклазированными хризотил-лизардитовыми серпентинитами, в контакте с дайкой габбро-долеритов перекристаллизованными в микроантигоритовые серпентиниты. С дайкой, претерпевшей будинаж и родингитизацию, связан ряд нефритовых жил, включая наиболее продуктивную жилу 7, отрабатываемую в настоящее время (Сутурин и др., 2015).

Были изучены 16 образцов нефрита, а также 4 образца серпентинита Оспинского массива. Нефрит по качественным характеристикам и минеральному составу разделен на 5 групп: нефритоид, сине-зеленый массивный нефрит, однородный зеленовато-серый («дымчатый»), переливающийся («кошачий глаз») и рассланцованный нефрит.

1. Нефритоид OS-1 неоднородного серовато-зеленого до светло-зеленого цвета, просвечивающий на 2 мм. Визуально различимы отдельные зерна амфибола. Сложен тремолитом и актинолитом с широкими вариациями состава: содержание FeO от 3,05 до 9,61 вес. % даже в соседних зернах, иногда амфибол содержит до 1,72 вес. % Al_2O_3, 1,27 вес. % Cr_2O_3, 0,57 вес. % MnO. Марганец, хром и максимальное содержание глинозема отмечены в зерне с максимальным содержанием железа. Встречается раздробленый хромит с 1,55–1,63 вес. % MnO и до 1,01 вес. % ZnO, цементируемый тремолитом и эпидотом с содержанием до 0,49 вес. % MnO и 1,90–4,72 вес. % Cr_2O_3. В других образцах эпидот не встречен. Единичные пятна хлорита с до 2,40 вес. % Cr_2O_3. Широкое развитие сульфидов с преобладанием миллерита NiS с 1,67–2,21 вес. % Fe, до 0,86 вес. % Co и пентландита с содержанием 13,09–50,04 вес. % Ni и 1,20–9,78 вес. % Co. Встречаются также халькопирит, борнит, галенит, никелин NiAs, пирротин. Пентландит обрастается миллеритом, который обрастается халькопиритом и галенитом, а халькопирит обрастается борнитом. В целом нефритоид крайне неоднородный.

2. Массивный сине-зеленый от светлого до темного нефрит OS-2, OS-3, OS-5 просвечивает на 1,5 см, состав амфибола в разных образцах различается от тремолита с содержанием 2,74–4,19 вес. % FeO до актинолита с 5,20–10,37 вес. % Fe O. В амфиболе до 3,97 вес. % Al_2O_3, до 2,31 вес. % Cr_2O_3, а также редко до 0,43 вес. % MnO и 1,10 вес. % K_2O, в основном на контакте с зернами хромита и диопсида. Встречается хромит, обычно раздробленый, с тонкими оторочками и прожилками, содержащими до 5,51 вес. % MnO и до 9,70 вес. % Zn O. В одном образце – крупные зерна хромита «ситцевого облика» стабильного состава с 1,23–2,05 вес. % MnO и 5,31–6,78 вес. % ZnO с оторочками и включениями хлорита – клинохлора с 2,48–4,88 вес. % Cr_2O_3. В одном образце идиоморфные лейстообразные зерна диопсида окружают хромит, встречаются по одиночке и в скоплениях в тремолите, содержат до 1,51 вес. % Al_2O_3, 2,07 вес. % Cr_2O_3, 2,33 вес. % Fe_2O_3, 0,54 вес. % MnO и 0,66 вес. % Na_2O. В одном образце отмечены мелкие неправильно-угловатые зерна и их сростки борнита, никелина, халькопирита, пентландита, пирротина, миллерита, герсдорфита NiAs S.

3. Зеленовато-серый однородный нефрит OS-4 и OS-15, просвечивающий на 1,5 см, сложен разными по размеру волокнами актинолита, однородными по составу: 4,89–6,30 вес. % FeO, до 0,66 вес. % Al_2O_3, редко до 0,41 вес. % MnO.

© Кислов Е. В.

4. Переливающийся голубоватый светло-зеленый до темно-зеленого нефрит, иногда местами с желтоватым оттенком OS-8, OS-10, OS-11, OS-14, OS-16, просвечивает на 2 см, состоит преимущественно из актинолита, реже тремолита струйчатого, призматического облика, различающегося по составу: 3,56–5,25 вес. % FeO, редко до 1,21 вес. % Al_2O_3, 0,29 вес. % Cr_2O_3, 0,40 вес. % MnO. Редкие идиоморфные зерна сульфидов: галенит, кобальтин CoAsS, обрастаемый сфалеритом и галенитом, срастание галенита с кобальтином, зерно галенита, обрастаемого брейтгауптитом NiSb в контакте с тальк-флогопитовым агрегатом. К ним близок параллельно-волокнистый зеленый нефрит OS-13, просвечивающий на 1 см, сложенный неоднородным по структуре и составу преимущественно актинолитом с 4,98–6,34 вес. % FeO.

5. Рассланцованный нефрит синевато-зеленый, серовато-зеленый, светло-зеленый, местами желтовато-зеленый OS-6, OS-7, OS-9, OS-12 просвечивающий на 1,5 см, сложен преимущественно актинолитом с 3,68–6,82 вес. % FeO, в части образцов до 1,25 вес. % Al_2O_3, 1,40 вес. % Cr_2O_3, единичные анализы 0,27 вес. % TiO_2 и 0,55 вес. % Na_2O. В половине образцов обнаружен дробленый хромит с содержанием до 2,69 вес. % MnO и 6,77 вес. % ZnO, особенно в светлых участках зерен хромита, чаще по их периферии. В хромите сатинового облика отмечены включения хлорита и галенита. Характерны многочисленные мелкие пятнообразные и ксеноморфные агрегаты хлорита с 1,70–6,04 вес. % Cr_2O_3, зачастую с реликтами актинолита и хромита. В актинолите зерна миллерита, пентландита, содержащего даже в пределах одного сростка 13,99–43,94 вес. % Ni и до 2,81 вес. % Co, образующего срастания с миллеритом, сугакиитом $Cu(Fe, Ni)_8S_8$ и халькопиритом, кобальтина в срастании с осарситом OsAsS с переменной примесью иридия, кобальтина с оторочкой галенита, прожилок галенита со сфалеритом. В агрегате хлорита встречено зерно маухерита $Ni_{11}As_8$.

6. Основные минералы серпентинитов – серпентин и магнетит, не встречающиеся в нефрите, как и андрадит, зигенит, кальцит, непуит. Хромит серпентинитов отличается по составу: содержит больше марганца – до 7,48 вес. % MnO, и меньше цинка – до 3,75 вес. % Zn O. В серпентинитах встречено единственное зерно хлорита с содержанием 4,28 вес. % FeO, в то время как хлорит нефрита содержит 7,45–10,9 вес. % Fe O. Единственное сходство – широкое развитие миллерита.

Таким образом, в нефрите не обнаруживаются реликты минералов серпентинитов, что оставляет открытым вопрос, по какому субстрату формировался нефрит – возможно, по свежим ультраосновным породам. Отчетливо выделяются три генерации актинолита – ранний изометричный, замещаемый скрытокристаллическим спутанно-волокнистым, а тот, в свою очередь – волокнистым актинолитом переливающегося нефрита. Зеленовато-серый «дымчатый» и переливающийся «кошачий глаз» нефриты наилучшего качества – результат перекристаллизации раннего нефрита, содержащие меньше акцессорных минералов или лишенные их, за редким исключением низкотемпературных рудных минералов. Дальнейший метаморфизм приводит к рассланцеванию нефрита с развитием хлорита, что приводит к снижению качества. Не подтверждается развитие по реликтовым хромитам граната андрадит-гроссулярового состава (Сутурин и др., 2015), якобы придающего яркую голубовато-зеленую окраску нефриту Восточно-Саянской провинции. Такая окраска объясняется вхождением хрома в структуру актинолита (тремолита).

Автор признателен за предоставление части образцов АО «Байкалкварцсамоцветы», выполнение анализов – Е. А. Хромовой, помощь в обработке материалов – Д. М. Вурмсу. Анализы выполнены за счет гранта РНФ № 22-27-20003 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Тезисы и доклад подготовлены в рамках темы НИР ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9.

Литература

Сутурин А. Н., *Замалетдинов Р. С.*, *Секерина Н. В.* Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА: ОТ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ К РУДНЫМ ТЕЛАМ

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Западный склон Южного Урала не являлся регионом, перспективным на обнаружение сколь либо значимых объектов редкоземельных металлов, хотя первые единичные находки монацита относятся к 60-м годам XX века (Беккер, 1960; Орлова, 1960). Вероятно первым, кто начал систематическое изучение редкоземельной минерализации на западном склоне Южного Урала, был А. А. Алексеев, описавший в 2007 году редкоземельные фосфаты (монацит, ксенотим и флоренсит) в породах нескольких свит нижнего и среднего рифея, а также в русловых и аллювиальных отложениях водотоков расположенных в восточной подзоне Башкирского мегантиклинория, размывающих метаморфизованные рифей-вендские и палеозойские породы (Алексеев, Тимофеева, 2007). Мы продолжили эти работы. К настоящему времени с различной степенью детальности изучены следующие комплексы:

1. Дифференцированные магматические тела основного/ультраосновного состава, где обнаружены: монацит-(Ce), алланит-(Ce), минерал группы чевкинита и РЗЭ-содержащие минералы (цирконолит-(Y) и эпидот) (Ковалев, Ковалев, 2023).

2. Суранский и Интуратовский разрезы представленные углеродсодержащими сланцами, алевросланцами и карбонатными породами суранской свиты нижнего рифея, в которых обнаружены монацит-(Ce), ксенотим-(Y), кальциоанкилит-(Ce), алланит-(Ce) и иттрийсодержащий эпидот (Ковалев и др., 2017).

3. Вулканогенно-осадочные отложения Шатакского комплекса представляющие собой машакскую свиту среднего рифея, в состав которого входят терригенные (конгломераты, песчаники, алевросланцы и сланцы) и магматические (базальтоиды и риодациты) породы. В терригенных породах, метабазальтах и риодацитах обнаружены и детально охарактеризованы многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), монацит-(Nd), ниобоэшинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Nd), таленит-(Dy), синхизит-(Ce), Ce-La-Fe оксид, церит и неидентифицированные соединения: силикат иттрия, силикат церия, соединение Ce–Fe, а также РЗЭ-содержащие минералы: эпидот и фторапатит. Кроме того, в контактовой зоне между метабазальтами и кварцевыми песчаниками впервые в мировой литературе описана оксифторидная – (La, Ce) минерализация (Ковалев и др., 2024).

4. Вулканогенно-осадочные отложения Ишлинского грабена, представленные переслаиванием метаморфизованных осадочных отложений (углеродсодержащих сланцев, алевросланцев и алевролитов) с вулкано-плутонической ассоциацией (габбродолериты, эффузивы основного состава с небольшим количеством пирокластического материала). В терригенных породах Ишлинского грабена была обнаружена комплексная редкоземельная минерализация представленная алланитом-(Ce), РЗЭ-содержащим эпидотом, монацитом-(Ce), ксенотимом-(Y), чевкинитом-(Ce), фергусонитом-(Nb), редкоземельными фторкарбонатами (бастнезитом-(Ce), гидроксилбастнезитом-(Ce), паризитом-(Ce) и синхизитом-(Ce)).

Таким образом, в структурно-вещественных комплексах западного склона Южного Урала, на сегодняшний день описано большое количество редкоземельных минералов: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), монацит-(Nd), ниобоэшинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Nd), таленит-(Dy), ксенотим-(Y), чевкинит-(Ce), фергусонит-(Nb), бастнезит-(Ce),

© Ковалев С. Г., Ковалев С. С.

гидроксилбастнезит-(Ce), паризит-(Ce), синхизит-(Ce), флоренсит-(Ce), цирконолит-(Y), оксифториды (La. Ce), Ce–La–Fe оксид, кальциоанкилит-(Ce), некоторые обнаружены впервые на Южном Урале.

Генетические условия образования редкоземельной ассоциации разнообразны и не всегда поддаются простой расшифровке. В частности, в углеродсодержащих сланцах Ишлинского грабена были обнаружены своеобразные сульфидно-редкоземельные парагенезисы, представленные срастаниями монацита и пирита (фосфат + сульфид), напоминающие структуру замещения одного минерала другим. Здесь же присутствует парагенезис ксенотим + алланит + пирит, то есть фосфат + силикат + сульфид, причем алланит содержит многочисленные включения пирита, имеющего разнообразную форму. Сложность создания моделей генезиса данных ассоциаций заключается в реконструкции состава флюида или гидротермального раствора, эволюция которого привела к формированию ассоциаций редкоземельный фосфат + сульфид и редкоземельный фосфат + редкоземельный силикат + сульфид.

Значительный объем накопленного материала позволяет в первом приближении рассмотреть вопросы практического использования полученных материалов. Наиболее перспективным объектом для данного типа работ являются риодациты шатакского комплекса, которые протягиваются с северо-востока на юго-запад на расстоянии 15–16 км при средней ширине выхода около 500 м и мощности ~40 м. Несмотря на то, что породы служат маркирующим горизонтом для нижней кузъелгинской подсвиты машакской свиты, входящей в стратотипический разрез рифея, они довольно слабо исследованы. При изучении геохимии оказалось, что они имеют крайне неоднородное строение по количеству редкоземельных элементов (от 600 до 1300 г/т). При этом тип редкоземельной минерализации – прожилково-вкрапленный – характерен для всех разновидностей, меняется лишь количество рудных минералов.

Опираясь на вышеизложенный материал, была разработана программа дальнейших действий перевода фундаментальных исследований, без ущерба основному виду деятельности, в практическую плоскость. Сутью этой программы является стандартная пошаговая схема проведения аналогичных работ, с опорой на специфику геологического строения объекта, в упрощенном виде включающая:

1. Выбор эталонных разрезов по простиранию объекта;
2. Детальное минералого-геохимическое изучение пород эталонных разрезов;
3. Детальное изучение рудной минерализации с построением моделей ее генезиса;
4. Подсчет прогнозных ресурсов с детальной характеристикой рудного компонента.

Таким образом, в результате проведенных работ будет реализован тезис – от минеральных ассоциаций к рудным телам.

Литература

Алексеев А. А., *Тимофеева Е. А.* Редкоземельно-фосфатная минерализация в метатерригенных толщах рифея Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник. 2007. № 6. С. 251–257.

Беккер Ю. Р. Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазоносных районов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 73–102.

Орлова М. Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 31–43.

Ковалев С. Г., *Ковалев С. С.*, *Высоцкий С. И.* Th-REE минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис. ЗРМО, 2017, № 5, 59–79.

Ковалев С. Г., *Ковалев С. С.* Первые данные о Th-REE минерализации в магматических породах основного-ультраосновного состава западного склона Южного Урала // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 1. С. 95–107.

Ковалев С. Г., *Ковалев С. С.*, *Шарипова А. А.* Редкоземельная минерализация в вулканогенно-осадочных породах шатакского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник. 2024. № 1. С. 13–38.

ОЦЕНКА ДАВЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ КВАРЦА В ГРАНАТЕ НА ПРИМЕРЕ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

А. А. Ковальчук, А. В. Кервинен

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kovalchuk_aa@krc.karelia.ru

Методы термобарометрии дают возможность по составу сосуществующих минералов определить термодинамические условия минеральных равновесий, прежде всего температуру и давление. Это достигается использованием геобарометров, работающих на принципах реакций смещенного равновесия или процессов образования твердых растворов. Эффективность таких инструментов ограничена требованием равновесия минералов в составе пород. При нарушении условий равновесия необходима независимая оценка PT-параметров. Одним из решений проблемы является рамановская геобарометрия, использующая связь характеристик рамановских спектров минералов с уровнем остаточного напряжения (деформации).

Остаточная деформация внутри включения формируется при подъеме системы «хозяин-включение» к земной поверхности из-за различия упругих свойств двух минералов. Минерал-хозяин ограничивает включение, которое не может свободно расширяться при изменении температуры и давления, вследствие чего во включении появляются остаточные деформации. Изменения в полосах комбинационного рассеяния напрямую связаны с деформацией элементарной ячейки включения из-за объемных изменений хозяина и включения после окончания геологических процессов.

Упругая геобарометрия, применяемая к системам хозяин-включение, является дополнительным методом определения условий PT метаморфизма, независимым от химического равновесия. Поскольку выполняется только одно измерение, деформация включения, можно определить только линию в пространстве PT возможных условий захвата – изомеку захвата. Таким образом, давление захвата вдоль изомеки можно определить только в том случае, если известна температура захвата.

Гранат является одним из ведущих минералов метаморфических пород и стабилен в широком диапазоне температур и давлений. Он широко используется для определения PT-условий и термической истории метаморфизма.

В данной работе представлены результаты по изучению включений кварца в гранате Боярского массива методом рамановской спектроскопии с целью оценки остаточного давления во включениях.

В настоящей работе исследован шлиф тонкозернистого гранатсодержащего тоналитового гнейса из обрамления Боярского массива. Район исследований расположен в центральной части Беломорской провинции, вблизи озер Боярское и Большая Ламбина. Гнейс сложен кварцем, полевым шпатом, амфиболом и содержит идиоморфные порфиробласты граната размером до 2 мм. Включения в гранате представлены кварцем и рутилом, их размер варьирует от 5 до 100 мкм, размер нескольких включений превышал 100 мкм.

Для расчета остаточного напряжения методом упругой деформации (Angel et al., 2019; Murri et al., 2018) необходимо вычислить сдвиг основных пиков (464, 206 и 128 $см^{-1}$) рамановских спектров включений кварца и свободного кварца в матриксе. После определения деформаций их можно использовать в программе EntraPT (Mazzuchelli et al., 2021) для расчета условий, при которых включения были захвачены минералом-хозяином.

© Ковальчук А. А., Кервинен А. В.

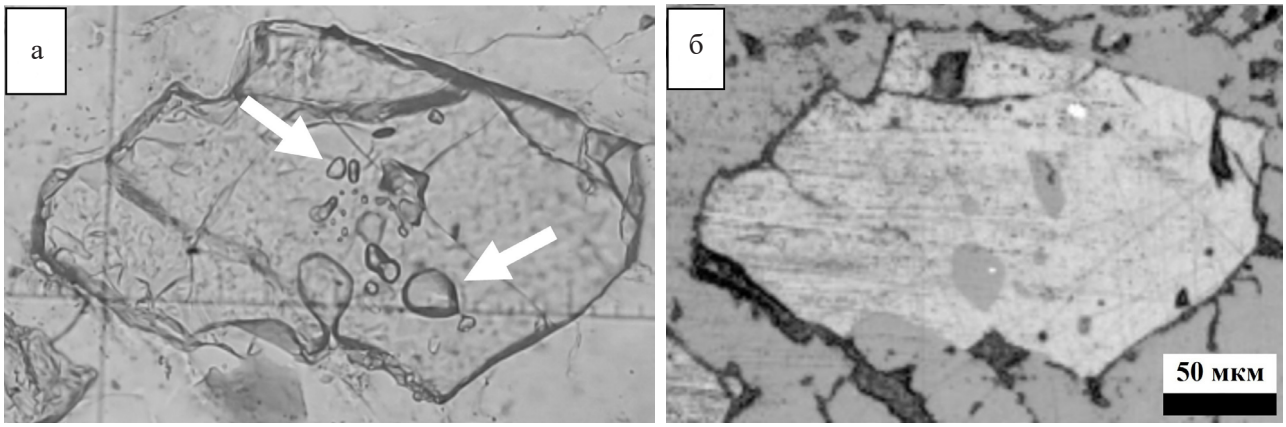


Рис. 1. Зерно граната с включениями кварца в проходящем свете на оптическом микроскопе (*а*) и в отраженном свете на конфокальном лазерном микроскопе (*б*). Стрелки указывают на невскрытые включения кварца.

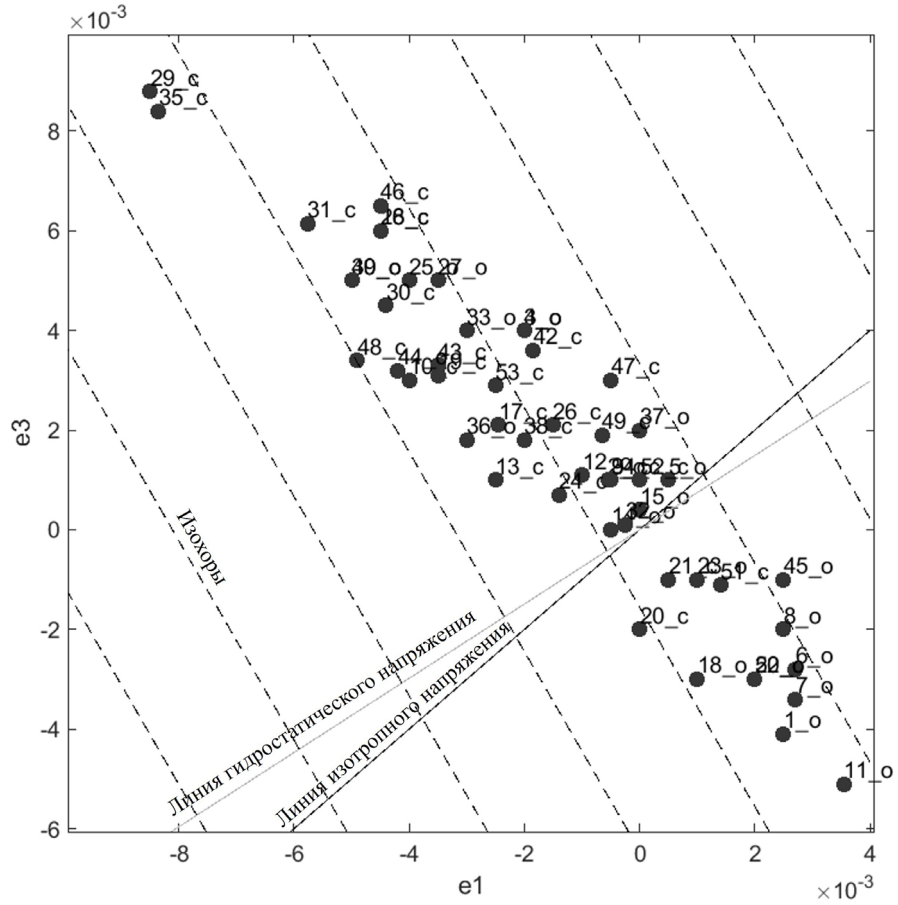


Рис. 2. Диаграмма остаточных деформаций, рассчитанных для 52 кварцевых включений.

Рамановские спектры получены на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800 (Научный парк СПбГУ). Измерения проводились при длине волны излучения 532 нм, спектральный диапазон 70–1100 см$^{-1}$, накопление спектра в течение 30 секунд, калибровка по спектральной линии видимого света 522 см$^{-1}$. Положение пиков кварца определялось путем аппроксимации рамановского спектра в программе Omnic (Thermo Scientific).

Проанализированы 22 зерна граната с общим количеством включений кварца в них – 102, и 9 свободных зерен кварца в матриксе. Для расчетов рассматривались как вскрытые включения кварца, так и включения, полностью окруженные минералом-хозяином (рис. 1). Изомека захвата рассчитывалась в заданном интервале температур 200–1300 °С с шагом 50 °С.

На рис. 2 приведены деформации кварцевых включений, определенные при комнатной температуре на основе тензора Грюнайзена фононной моды для половины исследованных зерен граната (52 включения кварца). e_1 и e_3 – компоненты остаточной деформации. Значения деформаций лежат субпараллельно изохорам, и основная их часть сгруппирована выше линии гидростатических условий, т. е. анизотропные включения были подвержены изотропным деформациям.

В таблице приведены рассчитанные значения давления для кварцевого включения, точка деформации которого располагается наиболее близко к пересечению линий изотропного и гидростатического напряжения, рассчитанные в интервале температур от 500 до 1100 °С. Согласно полученным результатам, увеличение давления происходило равномерно и ускорилось после 900 °С.

Давления, рассчитанные для кварцевого включения

T, °C	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950	1000	1050	1100
P, кбар	5	5,75	6,58	7,49	8,49	9,6	10,82	12,16	13,63	15,25	17,04	19	21,03

Полученные результаты подтверждают возможность использования упругой термобарометрии кварца в гранате как дополнительного и быстрого метода оценки давления равновесного состояния в метаморфических породах, а расчет деформаций включений позволяет качественно оценить, было ли напряжение вокруг включений в момент захвата гидростатическим или негидростатическим.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ИГ КарНЦ РАН № FMEN-2023-0001.

Литература

Angel R.J., *Murri M.*, *Mihailova B.*, *Alvaro M.* Stress, strain and Raman shifts // Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials. 2018. Vol. 234. N. 2. P. 129–140.

Mazzucchelli M.L., *Angel R.J.*, *Alvaro M.* EntraPT: An online platform for elastic geothermobarometry // American Mineralogist. 2021. Vol. 106. N. 5. P. 830–837.

Murri M., *Mazzucchelli M.L.*, *Campomenosi N.*, *Korsakov A.V.*, *Prencipe M.*, *Mihailova B.D.*, *Scambelluri M.*, *Angel R.J.*, *Alvaro M.* Raman elastic geobarometry for anisotropic mineral inclusions // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. P. 1869–1872.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ И КАРТИРОВАНИЮ РЕННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Н. Е. Козлов, Н. О. Сорохтин, С. В. Мудрук

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты

Литолого-стратиграфические исследования раннедокембрийских комплексов традиционными методами, используемые, в том числе, при их геологическом картировании, в ряде случаев сталкиваются с трудностями. Их причины определяются, в том числе, сложностями реконструкций протоприроды метаморфических образований. Сходные по первичному составу породы, метаморфизованные в условиях высоких температур и давлений, часто имеют различный облик. Это усложняет использование прямых геологических наблюдений или сведений о минералогии и петрографии пород при проведении работ по корреляции толщ или при выяснении возможных областей сноса материала для метаосадочных образований. Наличие первичной латеральной неоднородности в сочетании с плохой обнаженностью, что свойственно многим раннедокембрийским объектам, еще более усложняют эти задачи. Поскольку их решение основывается на различных вариантах сравнения геологических объектов, нами была предпринята попытка применить при таких исследованиях методику оценки степени их сходства, разработанную ранее для проведения реконструкции протоприроды пород древнейших комплексов и геодинамических условий их формирования, наиболее полно описанную в монографии (Сорохтин и др., 2024).

Данная методика, в основе которой лежит информация о химическом составе пород, позволяет оценивать степень сходства сравниваемых комплексов, что, как правило, и лежит в основе проведения или уточнения тех или иных корреляций, а также установления областей сноса метаосадочных образований. Для характеристики сравниваемых объектов в наших исследованиях используется вся совокупность химических составов слагающих их пород. В этом мы придерживаемся подхода, предложенного в свое время Э. П. Изохом (1978), согласно которому при случайном опробовании комплексов и наличии представительных выборок, расчет их среднего состава близок к расчету по реальным соотношениям пород.

Данный подход был использован при исследовании и уточнений строения и корреляции разрезов в пределах Кейвской структуры. Более подробно результаты этих исследований изложены в ряде публикаций (Козлов и др., 2023а, б). Причина, по которой мы обратились к изучению данного объекта, определялась противоречивостью вариантов строения и корреляции разрезов Больших и Малых Кейв различных исследователей (Белолипецкий и др., 1980, Предовский и др., 1987; Радченко и др., 1994; Ремизова и др., 2007). Использование при изучении Кейвской структуры оригинальных методик позволило несколько по-новому посмотреть на историю формирования данной структуры на дометаморфическом этапе развития и объяснить противоречия, возникавшие при сопоставлениях супракрустальных комплексов Больших и Малых Кейв.

Выявленные тенденции изменения химического состава пород позволяют предполагать, что породы верхов лебяжинской свиты и червурвуртских подсвит в пределах всего Кейвского домена формировались в результате перемыва и переотложения, главным образом, вещества подстилающих толщ. Далее формирование разреза Больших Кейв продолжалось в том же режиме, в результате чего перемыв пород червуртской свиты привел к образованию выхчуртской свиты. Затем, при активизации тектонического режима, за счет вещества как нижележащих кейвских комплексов, так и пород обрамления, главным образом, пород Мурманского блока,

© Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Мудрук С. В.

шло формирование песцовотундровской свиты, завершающей разрез Больших Кейв. Формирование разреза Малых Кейв на этом же этапе происходило несколько иным путем. При некоторой активизации тектонического режима в постчервуртское время, чуть меньшей той, что сопровождала отложение песцовотундровских толщ Больших Кейв, но в то же время большей, чем во время образования выхчуртских подсвит, началось отложение снежноборских комплексов (Малые Кейвы). В их формировании в значительной степени участвовали нижележащие комплексы Малых Кейв с ощутимым дополнением продуктов разрушения пород Мурманского блока. Этот вывод позволил нам считать одним из основных потенциальных источников ее вещества данные образования, а не лебяжинские комплексы, как предполагалось некоторыми исследователями ранее (Геология рудных…, 2002).

Описанное отличие режимов осадконакомления в Больших и Малых Кейвах может быть объяснено территориальным различием в положении этих районов в пределах палеобассейна кейвского времени. Данная работа подтверждает ранее сделанный вывод (Козлов и др., 2023а, б), что предложенная методика сравнения состава супракомплексов может результативно применяться при проведении литолого-стратиграфических исследований раннедокембрийских комплексов, являясь самостоятельным элементом их изучения и картирования.

Литература

Белолипецкий А. П., *Гаскельберг В. Г.*, *Гаскельберг Л. А.*, *Антонюк Е. С.*, *Ильин Ю. И.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: АН СССР, 1963. 322 с.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1 : 500 000 / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.

Геология рудных районов Мурманской области.Апатиты, КНЦ РАН, 2002, 359 с.

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.

Козлов Н. Е., *Сорохтин Н. О.*, *Марчук Т. С.* Развитие Кейвского домена в докембрии // Вестник МГТУ. 2023а. Т. 26. № 1. С. 18–24. https://doi.org/10.21443/1560-9278-2023-26-1

Козлов Н. Е., *Сорохтин Н. О.*, *Мудрук С. В.* О возможной корреляции супракрустальных комплексов Малых и Больших Кейв, Кольский регион. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023б, 20. https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.072. С. 579–584.

Предовский А. А., *Мележик В. А.*, *Болотов В. И.*, *Федотов Ж. А.*, *Басалаев А. А.*, *Козлов Н. Е.*, *Иванов А. А.*, *Жангуров А. А.*, *Скуфьин П. К.*, *Любцов В. В.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.

Радченко А. Т., *Балаганский В. В.*, *Басалаев А. А.*, *Беляев О. А.*, *Пожиленко В. И.*, *Радченко М. К.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.

Ремизова А. М., *Семушина Н. А.*, *Плотникова И. А.* Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области. Масштаб 1 : 200 000. Листы Q-37-I, II. Краснощелье / Редактор *Ремизова А. М.* // Отчет о составлении обновленной цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1 : 200 000. Книга 18. Апатиты, 2007. 117 с.

Сорохтин Н. О., *Козлов Н. Е.*, *Глазнев В. Н.*, *Кудряшов Н. М.* Архей Балтийского щита. Изд-во Кольского научного центра РАН, 2024. 714 с.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, МЕТАМОРФИЗМ, Rb-Sr И ^{147}Sm-^{143}Nd СИСТЕМАТИКА

П. С. Козлов[2], И. И. Лиханов[1], А. Д. Ножкин[1], Ю. Л. Ронкин[2]

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск
[2] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации древнего суперконтинента Нуны [Reverdatto et al., 2019]. Детальный обзор мировых возрастных аналогов рифтогенных и внутриплитных магматических событий в интервалах времени 1380–1350 млн лет, установленных в структурах ряда крупных кратонов суперконтинента Нуны, приведен в работе [Likhanov et al., 2019]. Тем не менее, проблемы оценки геохронологических рубежей в истории этого суперконтинента во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения, возрастной рубеж и стратиграфический уровень пикрит-пикробазальтового вулканизма Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса на юго-западе Сибирского кратона.

Объект исследования Ишимбинско-Татарская шовная зона, включающая Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (РПВП) [Ножкин и др., 2011]. Здесь изучены Панимбинский и Михайловский опорные участки, расположенные на севере РПВП Ишимбинско-Татарской шовной зоны. На Панимбинском участке интерес представляет панимбинская толща, сложенная метаморфизованными туффитами и туфами пикробазальтов и метаосадочными породами [Козлов, Лиханов, 2024]. Толща метапород Михайловского участка имеет неоднородное строение, в ее составе преобладают актинолитовые, хлорит-актинолитовые амфиболиты и двуполевошпатовые амфибол-диопсидовые метавулканиты. Перекрываются метавулканиты черными глиноземистыми слюдисто-графитистыми сланцами с кордиеритом и андалузитом. Метаморфические породы района исследований слагают юго-восточную периферию Тейского метаморфического комплекса [Лиханов и др., 2011].

Результаты термобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов [Likhanov et al., 2004] по *P-T* параметрам формирования толщ разного химического состава: 4,8–4,9 кбар/527–549 °С – метатуффиты пикробазальтов; 5,0–5,8 кбар/543–612 °С – метабазиты; 3,5–4,6 кбар/522–636 °С – метапелиты.

Результаты изучения Rb-Sr и ^{147}Sm-^{143}Nd ID-TIMS изотопной систематики выполнены для образцов пород в целом и выделенных из них минералов (диопсиды, амфибол, плагиоклазы), представляющих кординскую свиту и панимбинскую толщу Ишимбинско-Татарской шовной зоны в северной части РПВП, соответственно.

ID-TIMS данные характеризующие изотопный состав Rb-Sr вулканита из основания нижней пачки метавулканогенно-осадочных пород кординской свиты (образец П-517-5) и выделенных из нее минералов двух диопсидов и плагиоклазов, на графике Николайсена удовлетворяет линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст

© Козлов П. С., Лиханов И. И., Ножкин А. Д., Ронкин Ю. Л.

метаморфической дифференциации регионально-метаморфизованных толщ 827±17 млн лет и величину первичного отношения изотопов стронция 0,72051±0,00089. Параметры референсной линии на графике $^{147}Sm/^{144}Nd$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ для плагиоклаза Pl_1 и амфибола Amp_1, соответствуют возрасту 1363±21 млн лет, $\varepsilon_{Nd}(1363) = -2,6$. Наконец, ^{147}Sm-^{143}Nd модельный возраст, соответствующий точке пересечения линий эволюции изотопного состава неодима и деплетированного резервуара (DM) на графике T *vs.* $\varepsilon_{Nd}(t)$, имеет величину 2642 млн лет.

На графике в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ фигуративные точки породы в целом метаморфизованного туфа (образец П-514-1) и выделенного из нее амфибола, удовлетворяют линии согласования, параметры которой диагносцируют среднерифейский возраст 1377±40 млн лет, а также наличие определенного вклада корового материала, что подтверждается величиной $\varepsilon_{Nd}(1377) = -7,0$. Вычисленный, в рамках модельных представлений об эволюции деплетированной мантии, неодимовый возраст T_{DM} 2502 млн лет согласуется с рубежом неоархей- палеопротерозой.

Полученные значения возраста внутриплитного вулканизма и связанного с ним рифтогенного метаморфизма в Ишимбинско-Татарской шовной зоне подтверждены Rb-Sr, ^{147}Sm-^{144}Nd, U-Pb TIMS и SHRIMP-II (циркон) изотопией для границы бурзяния (*R1*) и юрматиния на Южном Урале (*R2*) [Ronkin et al., 2016]. Установленный возраст рифтогенного пикрит-пикробазальтового вулканизма и метаморфизма коррелирует со временем формирования плагиогранитов немтихинского комплекса [Likhanov, 2022] и с Машакским субглобальным плюмовым магматизмом, проявленными в геодинамической обстановке растяжения в период распада суперконтинента Нуна [Puchkov et al., 2021].

Работа выполнена за счет средств РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Козлов П.С., Лиханов И.И. Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2024. 328 с.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. Art. 402.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. № 8. P. 743–762.

Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research. 2021. V. 361.106186. P. 1–24.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

Ronkin Yu.L., Tichomirowa M., Maslov A.V. The Southern Urals Large Igneous Province with an age of approximately 1380 Ma: Precision U-Pb ID-TIMS constraints // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 587–592.

ВЫДАЮЩИЙСЯ ОТЕЧЕСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФ ВЛАДИМИР НИКИТИЧ ЛОДОЧНИКОВ (1887–1943)

Л. Р. Колбанцев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, lkolb57@gmail.com

Владимир Никитич Лодочников (1887–1943) – один из самых ярких и заметных русских геологов-петрографов первой половины XX века. Он был специалистом по оптической диагностике горных пород и минералов, разносторонним исследователем, занимавшимся петрографией, минералогией, кристаллографией, метеоритикой, физической химией и т. д., талантливым педагогом, книги которого являются настольными для российских петрографов уже более 90 лет.

В. Н. Лодочников (Вартан Мкртычевич Гаикчян) родился 14 мая 1887 года в городе Георгиевск на Северном Кавказе, недалеко от города Ставрополь, в армянской купеческой семье. В 1916 году он с отличием окончил Петербургский горный институт, где его учителями были Е. С. Федоров, В. В. Никитин, Д. И. Мушкетов, К. И. Богданович. После окончания института вся производственная деятельность В. Н. Лодочникова была связана с Геологическим комитетом (позже – ВСЕГЕИ) и Горным институтом в Петрограде – Ленинграде.

В Геолкоме В. Н. Лодочников вел плановые региональные работы: одноверстная геологическая съемка на Северном Кавказе, Алтае и в Восточной Сибири, геолого-петрографические исследования магматических пород Воронежского кристаллического массива, Тарбагатая (Алтай), Восточного Саяна. Кроме того, он создавал разнообразные методические пособия и проводил консультации по петрографическим методам исследования. Фактически он «главный петрограф» ВСЕГЕИ, консультант и самый авторитетный эксперт в области петрологии, штатный консультант Института геологии Арктики (НИИГА), редактор крупных отчетов и карт по малоисследованным и труднодоступным территориям Заполярья, Восточной Сибири, Северо-Востока страны. Часто выезжает в Москву, Иркутск, Тбилиси, Ереван и т. д. для чтения лекций по породообразующим минералам и для многочисленных консультаций по петрографии.



Владимир Никитич Лодочников, 1930-е годы.

Особое место в научном наследстве В. Н. Лодочникова занимает крупнейшая монография «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные» (1936). Углубленное изучение разносторонних вопросов, связанных с проблемой образования серпентинитов и асбеста, потребовало привлечения обширнейшей литературы и критического разбора ее, обнаруживающего исключительную эрудицию автора. В основе монографии, с одной стороны, детальное исследование Ильчирского ультрамафитового массива в Восточном Саяне, а с другой – исключительно подробное обсуждение общих вопросов образования серпентинитов и связанных с ними асбестовых и других месторождений с анализом 1950 литературных источников на различных языках. Особенно полно освещены

© Колбанцев Л. Р.

вопросы минералогии и петрографии серпентинитов, генезиса ультрамафитов и связанных с ними метаморфических и автометасоматических продуктов.

Одновременно с научной работой в Геологическом комитете В. Н. Лодочников занимался педагогической работой в Ленинградском горном институте на кафедре петрографии, много времени уделял научному руководству аспирантами-петрографами ВСЕГЕИ, НИИГА, а также прикомандированным из многих районов Советского Союза. Среди его учеников ученые, получившие впоследствии мировую известность: Д. С. Коржинский, Ю. А. Билибин, В. С. Соболев, М. Н. Годлевский и др. Он активно участвовал в работе курсов повышения квалификации, работавших во ВСЕГЕИ в начале 1930-х годов, входил в Совет Всероссийского минералогического общества.

Особый талант В. Н. Лодочникова проявился при составлении учебников по петрографии. Такие книги, как «Основы микроскопических методов исследования кристаллических материалов», «Важнейшие породообразующие минералы», «Петрология для неспециалистов», отличаются простотой изложения и своеобразным авторским стилем «доверительной беседы», содержат оригинальные методические приемы в области оптической петрографии и огромный объем информации. Небольшой по объему справочник «Важнейшие породообразующие минералы», изданный в 1933 году, содержит описание 300 минералов, сгруппированных по величине показателя преломления (группы Лодочникова), рекомендации по их определению в шлифах. Книга выдержала 5 изданий, последнее – в 1974 году. И сегодня большинство петрографов постоянно пользуется этим уникальным справочником.

Осенью 1941 г., когда немецкие войска подошли к Ленинграду, Лодочников с семьей был эвакуирован в Кисловодск (Северный Кавказ). В 1942 году он тяжело заболел и не смог покинуть город во время его оккупации немецкими войсками. Он умер от истощения 11 января 1943 г., через два дня после освобождения города. После войны прах Лодочникова был перенесен в Пантеон Армении в Ереване.

Основные петрографические школы России находятся в Москве, Санкт-Петербурге, Екатеринбурге и Новосибирске. Они различаются научной идеологией и методологией, имеют разные взгляды на соотношение магматических и метасоматических процессов, роль контаминации и перемешивания магм и т. д. Однако среди основоположников этих школ имя Владимира Лодочникова всегда стоит на видном месте.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ВЕТВИ КОРКОДОН-НАЯХАНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

А. Л. Коновалов[1], А. В. Черкашин[1], Е. В. Старикова[1], Т. Н. Сурин[1], А. М. Гагиева[2], Д. А. Рогов[1], А. И. Голубев[1]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

Коркодон-Наяханская магматическая зона позднемелового возраста, является одной из структур перивулканического обрамления надсубдукционного Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП). Зона простирается в северо-западном направлении более чем на 150 км, ширина ее уменьшается в северном направлении от 50 до 10–20 км. В современном эрозионном срезе зоны, наблюдается череда крупных полихронных (трехфазных) и однофазных интрузивов наяханского (габбро)гранодиорит-гранитового комплекса с небольшими, сохранившимися от эрозии остатками полей позднемеловых вулканических пород, вероятно заполнявших собой прогиб рифтогенного типа [Кузнецов и др, 2022; Акинин и др., 2019]. Эта структура находится в одном ряду со структурами терригенно-вулканогенных и вулканогенных прогибов и впадин, относимых ранее к перивулканической зоне ОЧВП, которые несогласно лежат на консолидированных образованиях Верхояно-Чукотской складчатой области. Наложенные прогибы имеют различный возраст заложения от раннего неокома до позднего мела. Примером таких структур служат, расположенные в ближайшем окружении терригенно-вулканогенные Омсукчанский ранне-позднемеловой и Конгинский позднемеловой прогибы (в границах Конгинской магматической зоны), индрудированные позднемеловыми гранитами (рис. 1).

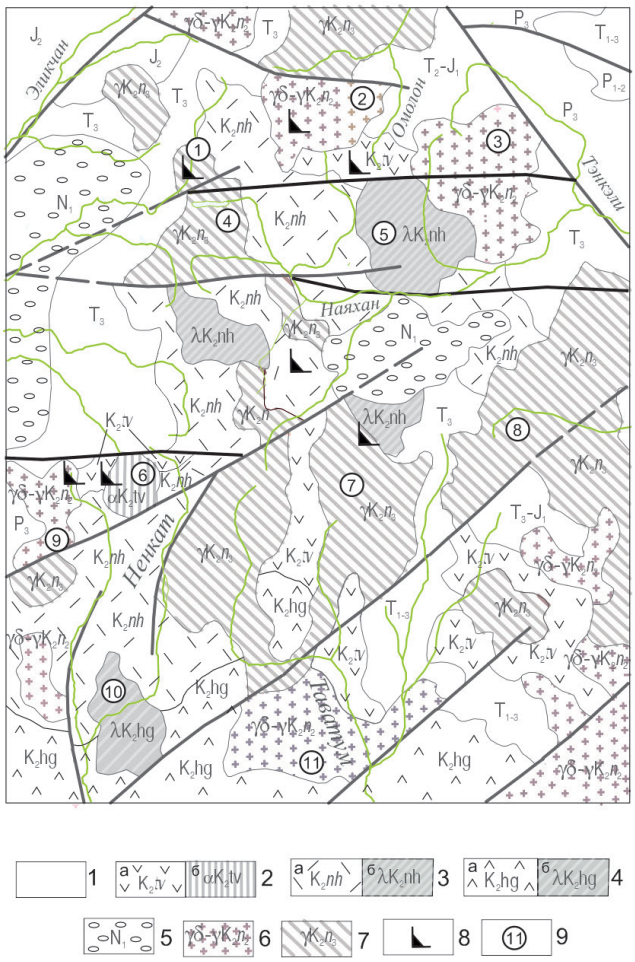


Рис. 1. Схема геолого-тектонического районирования

Гранитные массивы южной ветви Коркодон-Наяханской зоны, пространственно и во времени сопряжены с позднемеловыми вулканитами ОЧВП, в которых они размещены (рис. 2). Полевые геологические и аналитические исследования магматических образований этого района, позволили получить новые данные по их геохронологии и петрогеохимии. Представления о химическом составе наяханского (габбро)гранодиорит-гранитового комплекса связано с распределением основных оксидов в породах трех фаз: SiO_2 60,3–78,2 %; K_2O 2,33–4,7 % и Na_2O 2,82–4,9 %, что соответствует известково-щелочным

© Коновалов А. Л., Черкашин А. В., Старикова Е. В., Сурин Т. Н., Гагиева А. М., Рогов Д. А., Голубев А. И.

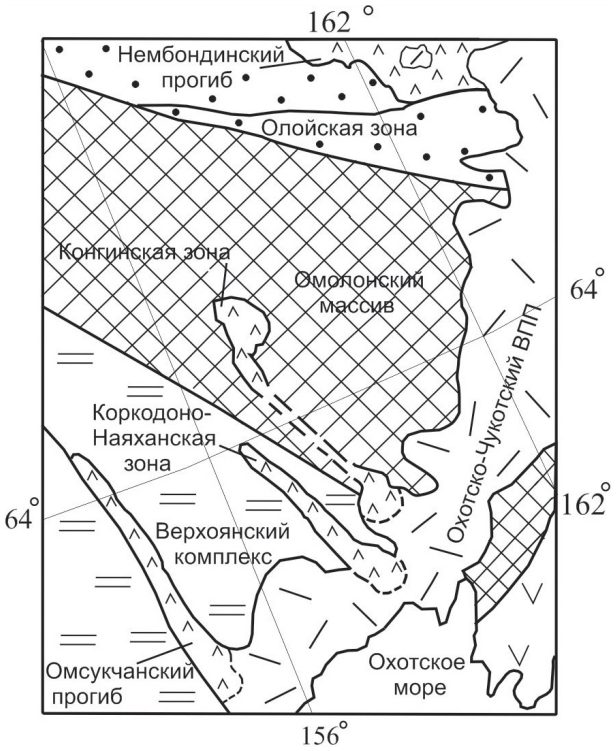


Рис. 2. Схематическая карта геологического строения южной ветви Коркодон-Наяханской зоны:

1 – пермо-триасовые терригенные образования, *2–4* – вулканические комплексы (*а* – покровные фации (свиты), *б* – субвулканические образования): *2* – таватумский андезит-дацитовый, *3* – наяханский дацит-риолитовый, *4* – хигиндинский риолитовый; *5* – неогеновые терригенные отложения; *6*, *7* – Наяханский (габбро)гранодиорит-гранитовый комплекс: *6* – кварцевые диориты, гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты, *7* – биотитовые граниты, лейкограниты, гранит-порфиры. *8* – места отбора проб на U-Pb датирование циркона. *9* – Номер и название интрузивного массива: *1* – Орлиный, *2* – Омолоно-Наяханский, *3* – Тенгкели, *4* – Няркинский, *5* – Мартахский субвулканический, *6* – Верхне-Ненкатский субвулканический, *7* – Верхне-Таватумский, *8* – Большой Наяханский (Верхне-Чалбугский), *9* – Мандычекский, *10* – Каргаинский субвулканический, *11* – Таватумский.

породам от кварцевых диоритов до лейкогранитов преимущественно нормального ряда, умеренно- и высококалиевых. Породы основного состава в исследованной выборке из 52 образцов не установлены. По результатам U-Pb (SHRIMP-II) датирования циркона из позднемеловых гранитоидов и вулканитов южной части зоны, во всех исследуемых образцах получены конкордантные значения возраста. Для кварцевого диорита, биотит-амфиболового гранодиорита, биотитового гранита и гранит-порфира *наяханского (габбро)гранодиорит-гранитового плутонического комплекса* (шесть образцов) возрастные значения по циркону распределились в интервале 86,1–81,7 ± 1,0 млн лет, что позволяет уточнить возраст и датировать комплекс в интервале сантон-ранний кампан. Разделение изотопным методом пород на фазы, не представляется возможным из-за разброса значений возраста, независимо от принадлежности породы к ранней или поздней фазам. Полученные даты совпадают с известными ранее значениями возраста диорита штока Незаметный и штока Аксу – 86,0–84,0 ± 1 млн лет, в северной части зоны [Акинин и др., 2019]. Для циркона из кислых вулканических пород *таватумской и наяханской свит* ОЧВП, средневзвешенные $^{206}Pb/^{238}U$ возрасты были получены по 10–15 точкам. Для риодацита и трахириодацита таватумской свиты значения возраста составили – 90,0–87,5 ± 1,0 млн лет. Риолит наяханской свиты датирован 85,5 ± 1,0 млн лет, а значение возраста для туфа риолита няханской свиты с рудного поля золото – серебряного проявления Олынджа составило 84,0 ± 1,0 млн лет, что указывает на коньяк-сантонский возраст вулканитов наяханской свиты. Даты, полученные для циркона из риолитов субвулканического массива р. Наяхан – 78,5 ± 1,0 млн лет и дайки риолита с рудного поля золото-серебряного проявления Олынджа – 77,5 ± 1,0 млн лет оказались самыми молодыми (рис. 3).

Эти возрасты оказались моложе изотопных дат, полученных для циркона из покровных вулканитов наяхинской свиты, более чем на 10 млн лет, и моложе гранитоидов наяханского комплекса на 5 млн лет. Данный факт указывает на магматическое событие, произошедшее во второй половине кампана, вероятно после внедрения интрузивов наяханского плутонического комплекса. Металлогеническая специализация гранитоидов наяханского комплекса в первую очередь связана с размещением в биотитовых гранитах поздней фазы минерализации

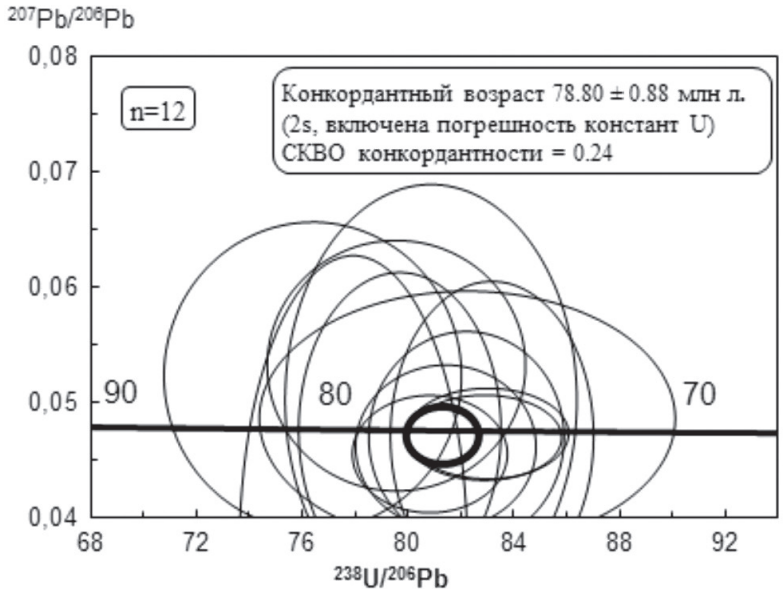


Рис. 3. Результаты U-Pb датирования циркона из субвулканического риолита р. Наяхан.

молибдена штокверкового, возможно порфирового, типа. Для биотитовых гранитов, вмещающих молибденовый штокверк месторождения Орлиное, получено значение возраста 86,1 ± 1,0 млн лет. С кислыми вулканитами наяханской свиты парагенетически связаны проявления серебра золото – серебряной формации.

Литература

Акинин В. В., *Колова Е. Е.*, *Савва Н. Е.*, *Горячев Н. А.*, *Маматюсупов В. Т.*, *Кузнецов В. М.*, *Альшевский А. В.*, *Ползуненков Г. О.* Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфирового оруденения Коркодоно–Няханской зоны, Северо-Восток России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.

Кузнецов В. М., *Акинин В. В.*, *Жуланова И. Л.* и др. Государственная Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист P-57 Эвенск / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022.

СТРОЕНИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОРОД НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ КОРЫ АНАБАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ ДЛЯ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ

М. Ю. Корешкова[1], Х. Даунс[2], Е. Ю. Акимова[1], М. В. Стифеева[3], И. Пейчева[4], Д. Димитрова[4], Л. Мачева[5], А. Н. Ларионов[6], С. А. Сергеев[6], Г. А. Лисовский[7], О. Г. Сафонов[7]

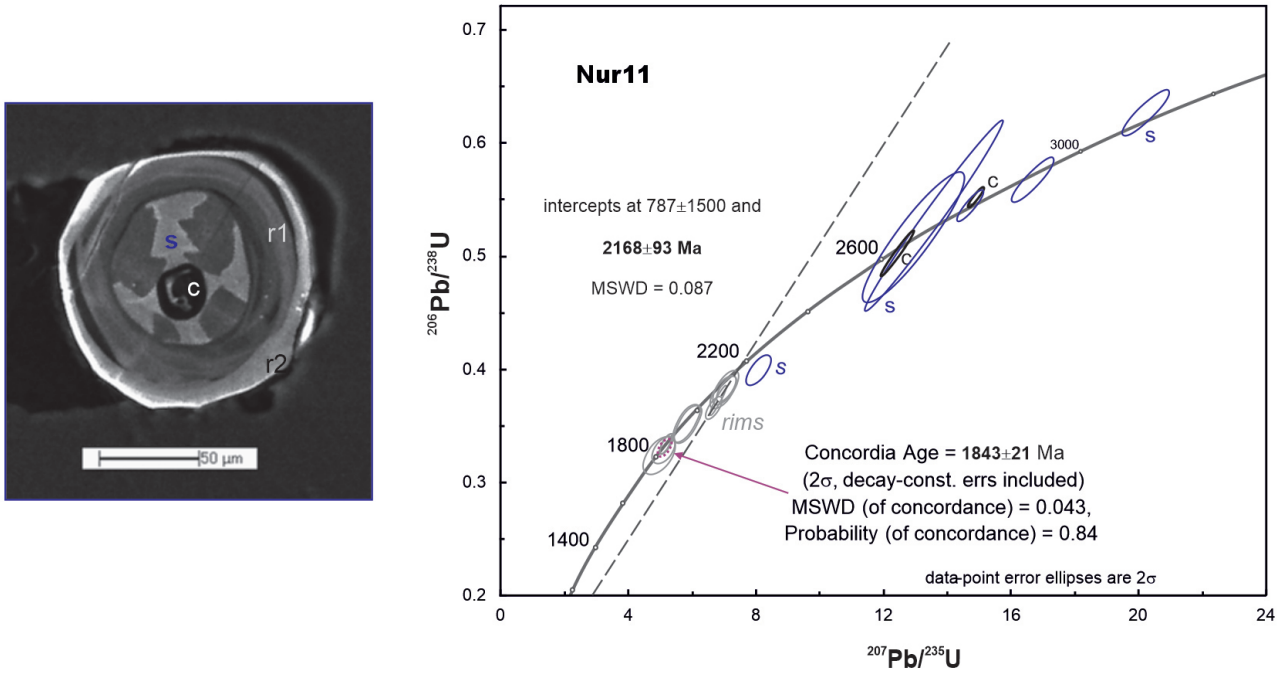
[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, m.koreshkova@spbu.ru
[2] Birkbeck University of London, London, UK
[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[4] Sofia, Bulgaria, Geological Institute “Strashimir Dimitrov”, BAS
[5] Sofia, Bulgaria, Institute of Mineralogy and Crystallography “Acad. Ivan Kostov”, BAS
[6] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[7] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка

Нижняя кора докембрийских областей, в том числе кора Анабарской провинции, сложена преимущественно мафическими гранатовыми гранулитами. Фельзические породы встречаются редко, однако они не менее интересны, поскольку богаче цирконом, а сами зерна циркона обычно сохраняют ранние магматические и метаморфические генерации. В настоящем исследовании представлены новые данные о геохронологии и условиях метаморфизма богатых плагиоклазом ксенолитов из кимберлитовой трубки Нюрбинская, расположенной в центральной части Анабарской провинции. Полученные данные позволяют сопоставить метаморфическую историю мафических и фельзических гранулитов и гнейсов из нижней и средней коры и сделать некоторые выводы о способе образования коры.

Ксенолит Nur11 сложен плагиоклазом, гранатом и, во второстепенных количествах, корундом, кианитом, биотитом и рутилом. Ассоциация в целом не равновесна; наблюдается замещение корунда кианитом и граната биотитом. Моделирование фазовых равновесий дает путь от ~900 °C, 1,2 ГПа до 700 °C, 0,9 ГПа. По составу это высокоглиноземистая, бедная кремнеземом порода с высоким содержанием HREE и положительной Eu-аномалией. Эти особенности, а также присутствие в зернах циркона реликтовых ядер с низким Th/U отношением (0,10) позволяют предположить, что это рестит после высокой степени плавления метаосадочной породы. Как показывают изображения в катодной люминесценции (КЛ) и состав редких элементов, зерна циркона имеют три метаморфические оболочки. Датирование оболочек U-Pb методом (SIMS) показало значения возраста ~3,1 млрд лет, ~2,2 млрд лет и 1843 ± 21 млн лет во внешних каймах (рисунок). Согласно коэффициентам распределения REE средние оболочки со значениями ~2,2 млрд лет были в равновесии с гранатом и, таким образом, датируют данную минеральную ассоциацию. Значение для внешних кайм совпадает с полученными ранее для мафических гранатовых (Grt) гранулитов (Koreshkova et al., 2024). Данный ксенолит свидетельствует о присутствии осадочных пород в нижней коре.

Дополнительно мы исследовали циркон из нижнекорового мафического Grt-гранулита Nur28. Циркон имеет секториальную зональность, как и в изученных ранее ксенолитах. 4 из 7 зерен образуют кластер на Конкордии с возрастом 1845 ± 25 млн лет. Остальные дают значения 2,62–2,42 млрд лет. Конкордантное значение 2,62 млрд лет может соответствовать возрасту образования циркона, тогда как значение 1,85 млрд лет отражает наложенное событие, которое привело к частичной перекристаллизации циркона. Мы полагаем, что таким событием было постколлизионное растяжение коры с подъемом мантийных магм и частичным

© Корешкова М. Ю., Даунс Х., Акимова Е. Ю., Стифеева М. В., Пейчева И., Димитрова Д., Мачева Л., Ларионов А. Н., Сергеев С. А., Лисовский Г. А., Сафонов О. Г.



Зональность в зерне циркона (изображение в КЛ) и диаграмма с Конкордией для ксенолита фельзического Grt-гранулита Nur11:

c – ядра зерен циркона, *s* – оболочки с секториальной зональностью, *r* – каймы зерен.

плавлением коровых пород (Donskaya, 2020) и прогревом нижней коры до условий гранулитовой фации.

Ксенолит Nur35 представляет собой фельзический Grt-гранулит, сложенный андезином, альмандином, кварцем, паргаситом, диопсидом, скаполитом, ильменитом и рутилом. По составу порода соответствует диориту. Условия образования ассоциации – 780–670 °С, 0,9–0,7 ГПа. Зерна циркона имеют магматические ядра с ритмичной зональностью и две метаморфические оболочки. Для ядер получены значения возраста 2,71 млрд лет. Внутренняя оболочка имеет секториальное строение и показывает возраст порядка 2,6 млрд лет. Внешняя оболочка – однородная, яркая в КЛ, с датировкой ~2,3 млрд лет.

Ранее нами были представлены определения возраста циркона для ксенолита амфибол-биотитового плагиогнейса Nur26. Этот ксенолит и подобные ему сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем и второстепенными: амфиболом, биотитом, гранатом и ильменитом. Моделирование фазовых равновесий демонстрирует неравновесность ассоциации: гранат появляется при давлении >0,8 ГПа в ассоциации с рутилом, а амфибол отсутствует. Состав REE в амфиболе также свидетельствует об образовании в отсутствие граната. Многочисленные зерна циркона имеют магматические и метаморфические ядра, состав и структура которых широко варьируют. Это указывает на осадочное происхождение протолита. Все зерна циркона имеют одинаковые метаморфические оболочки: однородные, яркие в КЛ с возрастом 2758±9 млн лет. Состав REE в оболочках показывает, что этот циркон не мог быть в равновесии с гранатом. По-видимому, имели место два этапа метаморфизма. Первый привел к перекристаллизации циркона 2,76 млрд лет назад, тогда как второй привел к появлению граната, но не повлиял на циркон.

Таким образом, в разрезе коры под трубкой Нюрбинская представлены породы с разной термальной историей. Породы нижней коры были прогреты до 800 °С и выше в постколлизионной обстановке 1,88–1,84 млрд лет назад, однако частично сохранили память о ранних

метаморфических событиях. Породы верхних горизонтов не были затронуты этим событием. При этом в гранулите Nur35 ранние этапы метаморфизма сопоставимы с историей нижнекоровых пород, тогда как метаморфическая история гнейса Nur26 отличается существенно. Мы полагаем, что присутствие в разрезе коры пород с разной метаморфической историей обусловлено совмещением тектонических пластин, состоящих из разновозрастных метаморфических комплексов.

Литература

Koreshkova M., *Downes H.*, *Stifeeva M.* et al. Metamorphic history of the Precambrian lower cratonic crust from U-Pb dating of granulite xenoliths (Anabar province, Siberia) // Contrib Mineral Petrol. 2024. V. 179, 74.

Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research 2020. V. 348, 105869.

ПРОБЛЕМА ПЕТРОГЕНЕЗИСА ФОСКОРИТОВ НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ АРБАРАСТАХ И ГОРНОЕ ОЗЕРО (РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)

М. Н. Крук, А. Г. Дорошкевич, И. А. Избродин, И. Р. Прокопьев, Е. А. Зубакова

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

Щелочные карбонатитовые комплексы представляют собой уникальную группу пород, с которыми связаны крупнейшие в мире месторождения редкоземельных и редких элементов, апатита, магнетита и ряда других полезных ископаемых. Наиболее перспективными для разработки являются щелочные карбонатитовые месторождения и рудопроявления, включающие в свой состав фоскориты – породы, преимущественно состоящие из апатита, магнетита и силикатных минералов (форстерита, пироксенов, флогопита и т. д.). В данных породах наблюдаются высокие содержания ряда стратегических элементов (Nb, Ta, Zr, Th, U и др), которые концентрируются в таких минералах как циркон, бадделеит, цирконолит, пирохлор, колумбит и др. На сегодняшний день, вопрос петрогенезиса фоскоритов остается дискуссионным. Существует несколько моделей их образования. Наиболее предпочтительными являются «ликвационная» (например, Giebel et al., 2019) и «метасоматическая» (Vasyukova and Williams-Jones, 2022) модели. На данный момент в мире описано 17 комплексов, в состав которых входят фоскориты, однако, существуют множественные описания пород, которые по минералогическим признакам и пространственной связи с карбонатитами отвечают фоскоритам. На территории южной части Сибирской платформы фоскориты описаны на территории ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов Арбарастах и Горное Озеро.

Комплекс Арбарастах расположен в юго-восточной части России (Республика Саха), в бассейне реки Арбарастах (левый приток реки Идюм). Массив является концентрически-зональной многофазной интрузией, основной объем которой сложен пироксенитами. Более поздними щелочными породами являются ийолиты и нефелиновые сиениты, которые расположены в краевых частях массива и представлены редкими субвертикальными дайками с резкими контактами с пироксенитами, также в центральной части массива находятся дайки ультраосновных лампрофиров айлликитов. На всей площади комплекса распространены субвертикальные дайки различных карбонатитов. К центральной части приурочены дайки апатит-кальцитовых и апатит-доломитовых карбонатитов. На контакте с пироксенитами могут наблюдаться зоны метасоматического изменения, в которой образуются пироксен-флогопит кальцитовые карбонатиты. В некоторых случаях, в контактовой зоне могут образовываться скопления зерен магнетита, кальцита и силикатных минералов (форстерит и флогопит). Эти метасоматические образования практически отвечают по своему минеральному составу фоскоритам, однако содержание в них апатита и редкометальных минералов значительно ниже, чем в других фоскоритах мира. Породы, которые более отвечают фоскоритам располагаются в центральной части комплекса. Размеры и формы тел варьируют от мелких жил до крупных линзообразных тел мощностью до десятков метров. Крупные тела имеют субвертикальное падение. Было выделено три типа фоскоритов, заметно отличающиеся по минеральному составу и минералогическим особенностям, которые были сформированы в ходе фракционной кристаллизации карбонатитового расплава (Kruk et al., 2021,2024).

Ультраосновной щелочной карбонатитовый массив Горное озеро находится возле оз. Горное на территории Алданского щита (Республика Саха). Большая часть площади массива сложена карбонатитами различного состава: от кальцитовых – до анкеритовых. В карбонатитах

© Крук М. Н., Дорошкевич А. Г., Избродин И. А., Прокопьев И. Р., Зубакова Е. А.

можно обнаружить реликты измененных ультрабазитов, ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов. В толщах карбонатитов обнаружены породы, отвечающие по минеральному составу фоскоритам. Также на площади массива распространены различные метасоматические породы, образованные в результате внедрения карбонатных магма в силикатные породы. Данные породы состоят из флогопита, кальцита и оливина и, в меньшей степени, магнетита и апатита.

Как уже было сказано, фоскориты являются крайне перспективными породами для добычи редкометальных элементов, однако механизмы концентрации этих элементов остаются предметом дискуссии. Так, модель образования фоскоритов, предложенная Vasyukova and Williams-Jones (2022) детально описывает появление оливин-магнетит-карбонатных пород при взаимодействии магм доломитового состава с силикатными раскристаллизованными породами. Однако, механизмы накопления апатита и редкометальных минералов в этих породах в данной модели остаются неясными. В модели магматического происхождения фоскоритов (путем ликвации или фракционной кристаллизации последних от карбонатитового расплава) большие концентрации редкометальных минералов объясняются преимущественно коэффициентами распределения высокозарядных элементов между карбонатитовой и силикатной магмами. На территории комплексов Арбарастах и Горное Озеро мы можем наблюдать как фоскориты с большими содержаниями апатита и редкометальных минералов, которые по геологической позиции и минералогическим особенностям вероятнее всего являются магматическими породами, так и фоскоритоподобные породы со значительно меньшими концентрациями вышеуказанных минералов. Последние породы образованы в ходе метасоматического изменения силикатных пород карбонатитовыми магмами. Таким образом, обе модели образования фоскоритов могут быть подтверждены на примере геологических объектов, однако, на наш взгляд, данные породы следует отделять друг от друга. Скорее фоскоритами следует называть породы магматического происхождения, как предложено в работе Красновой и др. (2004), так как именно в них концентрации апатита и редкометальных минералов значительно выше, что и определяет их как перспективными для разработки.

Данные исследования были поддержаны грантом Российского научного фонда № 23-17-00098 https://rscf.ru/project/23-17-00098/

Литература

Giebel R.J., *Marks M.A.W.*, *Gauert C.D.K.*, *Markl G.* A model for the formation of carbonatite–phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // Lithos. 2019. V. 324. P. 89–104.

Krasnova N., *Petrov T.*, *Balaganskaya E.*, *Garcia D.*, *Moutte J.*, *Zaitsev A.*, *Wall F.* Introduction to phoscorites: Occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis / Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province; Wall, F., Zaitev, A.N., Eds.; The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: London, UK. 2004. P. 45–74.

Kruk M.N., *Doroshkevich A.G.*, *Prokopyev I.R.*, *Izbrodin I.A.* Mineralogy of phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // Minerals. 2021. V. 11. P. 556.

Kruk M.N., *Doroshkevich A.G.*, *Prokopyev I.R.*, *Izbrodin I.A.* Chemical evolution of major and minor minerals in rocks of the Arbarastakh Complex (Aldan shield, Republic of Sakha, Yakutia) // Geosystem and Geoenvironment. 2024. V. 3. I. 3. 100271.

Vasyukova O.V., *Williams-Jones A.E.* Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox // Chemical Geology. 2022. V. 602(211).

РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А. А. Крылов[1], И. И. Лиханов[1], А. Д. Ножкин[1], П. С. Козлов[2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск
[2] Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Докембрийские террейны (Исаковский и Предивинский), образованные преимущественно тектонизированными фрагментами офиолитов и островодужных комплексов, аккретированы к окраине Сибирского кратона в венде [Лиханов и др., 2021]. Это событие привело к формированию протяженного Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса (ЕСБП) и существенному наращиванию континентальной коры кратона [Добрецов, 2003]. Предполагается, что аккреционно-коллизионные процессы в неопротерозойской истории этого региона генетически и пространственно связаны со становлением Палеоазиатского океана (ПАО) [Ярмолюк и др., 2006]. Согласно современным представлениям ПАО образовался между Северо-Американским и Сибирским кратонами в результате распада суперконтинента Родиния в период от 1000–900 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя [Cawood et al., 2016]. На Енисейском кряже процессы раскола континентальной коры с открытием океанического бассейна фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитов и внутриплитных базитов с возрастами внедрения 797–792 млн лет [Likhanov, Santosh, 2017].

ПАО понимается как система разновозрастных структур, сформированных в пределах океанической литосферы, и затем в ходе последующих эпох тектогенеза причленялись к Сибирскому кратону. Этот этап отчетливо проявлен вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона. Нами на основании анализа новых данных по геодинамической природе, возрастам формирования и магматическим источникам контрастных пород в составе тектонического меланжа Приенисейской сдвиговой зоны установлена хронологическая последовательность событий, фиксирующая ранние стадии развития ПАО – от формирования фрагментов океанической коры и их аккреции к Сибирскому кратону до стадии растяжения коры и начала каледонского орогенеза. Эти события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической природы в составе докембрийских террейнов [Лиханов и др., 2018].

В Исаковском террейне наиболее древние структуры самого раннего этапа представлены фрагментами океанической коры и островных дуг с возрастом 700–620 млн лет. В конце неопротерозоя (640–620 млн лет) эти базиты субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постсубдукционной стадии глаукофан-содержащие породы подвергались интенсивным синэксгумационным деформациям в шовной зоне с возрастом около 600 млн лет, маркирующим время аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона [Likhanov et al., 2018]. Завершающие события в ранней истории палеоокеана были связаны с образованием позневендских рифтогенных миндалекаменных базальтов (572 ± 6,5 млн лет) и внедрением постколлизионных лейкогранитов Осиновского массива (550–540 млн лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна [Лиханов и др., 2018].

Установленные поздненеопротерозойские рубежи эволюции Исаковского террейна хорошо согласуются с данными П. Кэвуда и др. [Cawood et al., 2016] по эволюции ПАО в южном

© Крылов А. А., Лиханов И. И., Ножкин А. Д., Козлов П. С.

сегменте ЕСБП, опирающихся на датировки детритовых цирконов пород складчатого обрамления юга Сибирского кратона. В глобальном масштабе эти этапы сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие ПАО с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма [Лиханов и др., 2011; Likhanov, 2022; Likhanov et al., 2004, 2019].

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.

Лиханов И.И., *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.*, *Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Лиханов И.И., *Зиновьев С.В.*, *Козлов П.С.* Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Ярмолюк В.В., *Коваленко В.И.*, *Ковач В.П.*, *Рыцк Е.Ю.*, *Козаков И.К.*, *Котов А.Б.*, *Сальникова Е.Б.* Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.

Лиханов И.И., *Ножкин А.Д.*, *Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 201. Т. 52. № 1. С. 28–51. doi: 10.1134/S0016852118010107

Cawood P.A., *Strachan R.A.*, *Pisarevsky S.A.*, *Gladkochub D.P.*, *Murphy J.B.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. 402.

Likhanov I.I., *Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

Likhanov I.I., *Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia / Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., *Polyansky O.P.*, *Reverdatto V.V.*, *Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.

Likhanov I.I., *Régnier J.-L.*, *Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

Reverdatto V.V., *Likhanov I.I.*, *Polyansky O.P.*, *Sheplev V.S.*, *Kolobov V.Y.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ МУРУНТАУ

С.Г. Кряжев[1], С.Г. Соловьев[2]

[1] Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, Москва, S34@mail.ru,
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, serguei07@mail.ru

Месторождение Мурунтау принадлежит к числу крупнейших золоторудных месторождений мира (ресурсы более 6000 тонн Au) и на протяжении долгих лет служит предметом интенсивных всесторонних исследований [1–4 и др., см. ссылки в последней работе]. Опубликованы представительные данные по геологии и минералогии месторождения, геохимии стабильных и радиогенных изотопов, составу и свойствам флюидных включений. Надежно определен радиологический возраст метасоматитов и рудных жил, возраст и петрологические характеристики магматических пород. Совокупность полученных фактических данных позволяет с высокой степенью достоверности определить основные закономерности возникновения и развития рудообразующей системы, эволюция которой завершилась формированием золоторудного гиганта.

Месторождение представляет собой весьма крупный по размерам штокверк, локализованный в метасоматически-измененных углеродисто-терригенных породах ордовика-силура. Руды преимущественно сложены кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Сульфиды (0,5–1,5 %) представлены арсенопиритом, пирротином и пиритом. В значительном количестве присутствует шеелит, в виде распространенной примеси отмечаются минералы висмута. Золото находится в самородной форме.

Магматические породы на месторождении представлены мелкими штоками и многочисленными дайками монцодиоритов-монцонитов, кварцевых монцонит-порфиров и монцогранит-порфиров, монцогаббро-, монцодиорит-порфиров и лампрофиров. Наблюдаемые взаимоотношения свидетельствуют о внутрирудном характере даек. В 15 км от месторождения расположен Сарыктинский массив гранодиоритов-гранитов.

Все перечисленные магматические породы относятся к умеренно-глиноземистым и характеризуются повышенными содержаниями калия, что определяет их принадлежность к высококалиевой известково-щелочной серии. При этом породы основного и кислого состава имеют идентичные изотопные ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7075, $\delta^{18}O$ = +7 ‰, $\delta^{34}S$ = +2,5 ‰) и геохимические характеристики (высокие содержания Ba и Sr при умеренно-повышенных содержаниях Rb, Zr и Nb, Eu/Eu* = 0,7 ± 0,2), что может быть интерпретировано в пользу общности их источника – глубинного дифференцированного магматического очага, имеющего смешанную мантийно-коровую природу. По соотношениям Rb и (Y + Nb) и отсутствию дефицита Ta и Nb все интрузивные породы отвечают производным постколлизионного магматизма, возраст которого в регионе оценивается в 295–280 млн лет.

Время зарождения очага фиксируется по возрасту «антекристов» циркона в породах Сарыктинского плутона и составляет 300 млн лет. Точно такой же модельный возраст имеет рудный свинец, входящий в состав золотоносного арсенопирита и пирита в жилах, датированных Rb/Sr методом в 257 и 230 млн лет ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,31, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,63, возраст по модели Стейси-Крамерса 300 млн лет при U/Pb (μ_2) = 9,84). Наиболее поздние дайки имеют возраст около 250 млн лет. Таким образом, период существования магматического очага в районе месторождения Мурунтау составляет не менее 50 млн лет.

© Кряжев С.Г., Соловьев С.Г.

В указанный период на месторождении проявились три этапа интрузивного магматизма, каждый из которых сопровождался своим комплексом гидротермально-метасоматических изменений с прожилково-вкрапленной минерализацией. Соответственно, выделяются три генерации жильного кварца и сульфидов.

К первому этапу (Rb/Sr возраст кристаллизации пород 286 ± 1 млн лет) относятся монцодиориты-монцониты (штоки и дайки на месторождении), гранодиориты-граниты Сарыктиского штока, а также аляскиты, тела которых вскрыты сверхглубокой скважиной на глубине 4 км непосредственно под месторождением. Последние по изотопным и геохимическим характеристикам имеют анатектическую природу и относятся к периферической фации гранитоидного плутона. Близсинхронно с магматическими породами формировались обширные ореолы калиевых (существенно биотитовых) и пропилитовых (хлорит-амфибол-эпидот-плагиоклаз-кварцевых) метасоматитов, а также небольшие тела автореакционных пироксен-волластонитовых скарнов на глубоких горизонтах. С этим же этапом связано формирование кварцевых жил, некоторые из которых золотоносны, а также золотоносного арсенопирита, датированного Re/Os методом.

Ко второму этапу (273 ± 2 млн лет, Rb/Sr) относятся дайки монцогранит-порфиров и лампрофиров (керсантитов). Синхронно с ними были сформированы обширные объемные ореолы кварц-(карбонат)-калишпатовых метасоматитов (гумбеитов), вмещающих прожилково-вкрапленную сульфидно-кварцевую минерализацию с шеелитом и золотом.

Заключительный этап (256–247 млн лет, K/Ar, Ar/Ar) включает внедрение даек монцодиорит-порфиров и лампрофиров, пересекающих кварц-калишпатовые метасоматиты. На данном этапе были образованы альбит-турмалин-серицит-карбонат-кварцевые метасоматиты и сульфидно-кварцевые прожилки (с арсенопиритом, золотом, минералами Bi и Te), несущие признаки кристаллизации минералов в открытых трещинах.

Следует отметить, что породы первых двух этапов включают кислые и основные разновидности, а в последнем известны только основные. Эта закономерность может отражать последовательность кристаллизации дифференцированного очага от верхней (гранитоидной) его части к нижней с образованием остаточных камер с мафическими магмами и магматогенными флюидами. По мере опускания фронта кристаллизации снижалась температура поступающих в область рудообразования золотоносных флюидов, что отразилось как в составе метасоматитов, так и в температурах захвата флюидных включений (кварц 1: 420–380 °C, кварц 2: 380–290 °C, кварц 3: 300–250 °C). При этом по составу разновозрастные флюиды не различаются. Они представлены «кипящими» магматогенными ($\delta^{18}O = +7$ ‰) щелочно-хлоридными растворами с высокой соленостью (15–40 мас.% NaCl-экв.) и с высоким содержанием углекислоты (с примесью метана). Характерной чертой золотоносных растворов служит изотопная гомогенность сульфидной серы с «магматическими» значениями $\delta^{34}S = +2{,}5 \pm 2$ ‰.

По включениям в период рудообразования фиксируется сильное снижение давления от 1,6 до 0,6 кбар. Исследование включений в глубоких скважинах (около 1,5 км) показало, что градиент давлений в разрезе был близок литостатическому. Эти данные позволяют связать падение давления в первую очередь с денудацией перекрывающей месторождение девон-каменноугольной толщи и снижением глубинности рудообразовании от 6 до 2 км. В меньшей мере снижение давления могло быть обусловлено раскрытием трещин.

Изотопные данные не позволяют предполагать заимствование рудного вещества из вмещающих пород магмами и флюидами. В качестве его источника следует признать долгоживущий очаг мантийно-коровых магм, неоднократно поставлявший золото в руды.

Литература

1. *Костицын Ю.А.* Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. М.: Наука. 1996. № 12. С. 1123–1138.
2. *Кряжев С.Г.* Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. М.: ЦНИГРИ, 2002. 90 с.
3. *Кряжев С.Г.* Источники свинца золоторудных гигантов Средней Азии // XX симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2013. С. 197–200.
4. *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Бортников Н.С.* Длительная эволюция магматогенно-рудной системы месторождения золота Мурунтау (Западный Узбекистан, Тянь-Шань): свидетельство изотопного U–Pb-возраста циркона (метод LA-ICP-MS) из гранитоидов Сардаринского (Сарыктинского) плутона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 29–38.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Н. М. Кудряшов, А. В. Мокрушин

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, n.kudryashov@ksc.ru

Кейвская структура расположена между Мурманским и Кольско-Норвежским блоками архейского возраста, с юго-запада ограничена протерозойским Имандра-Варзугским поясом. Структура имеет явно выраженные и существенные отличия от окружающих ее крупных участков коры. Главными ее особенностями являются: широкое площадное распространение щелочных гранитов; обширные поля осадочно-вулканогенных толщ, представленных кианитовыми, ставролитовыми и гранатовыми сланцами; наличие продуктов базитового магматизма, размещенных преимущественно в краевых частях структуры в виде габбро-анортозитовых массивов. Имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические данные по породным комплексам Кейвской структуры остаются неполными, что порождает множество вопросов, связанных с возрастом отдельных толщ и последовательности формирования структуры в целом.

Первые систематизированные возрастные данные для пород Кейвской структуры были опубликованы в «Каталоге геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита» (Каталог…, 2002). В этом каталоге наиболее ранней датировкой разреза структуры является возраст образования кислых вулканитов лебяжинской свиты Малых Кейв 2871 ± 15 млн лет (Беляев и др., 2001) на которой залегают все остальные, выделяемые в составе разных свит, сланцы (Бельков, 1963, Белолипецкий и др., 1980 и др.). Время формирования метаосадочных толщ основано преимущественно на $^{207}Pb/^{206}Pb$ определениях детритовых цирконов, возраст областей сноса которых указывает на неоархейское время порядка 2,7 млрд лет (Bridgwater et al., 2001). Последующая эволюция Кейвской структуры фиксируется внедрением щелочных гранитов и габбро-анортозитов в промежуток времени 2,76–2,65 млрд лет, указывая на их тесную генетическую связь (Zozulya et al., 2005; Баянова, 2004). В последние годы получены новые изотопногеохронологические данные, которые в одних случаях вошли в противоречия, в других, уточнили имеющиеся возрастные рубежи формирования Кейвской структуры. В работе (Balagansky et al., 2020) было показано, что кристаллизация кислых вулканитов по циркону из образцов пород Больших Кейв, составляет 2678 ± 7 млн лет, что практически на 200 млн лет моложе предыдущего значения для вулканитов лебяжинской свиты. В составе щелочногранитного магматизма, наряду с щелочными гранитами был выделен и определен возраст циркона из даек гранитного состава, щелочных вулканитов и щелочных габбро, время образования которых 2,68–2,66 млрд лет (Ветрин, Родионов, 2009). Эти значения возраста, в пределах аналитической ошибки измерения, оказались практически идентичны ранее полученным. Для габбро-анортозитового магматизма на основе локального анализа кристаллов циркона определен U-Pb (SHRIMP) возраст кристаллизации Цагинского и Ачинского массивов в 2,67–2,66 млрд лет, а также установлено время внедрения субщелочных даек в габбро-анортозиты Цагинского массива с возрастом 2671 ± 2 млн лет (Кудряшов и др., 2025, в печати). Более поздние эпохи в эволюции Кейвской структуры фиксируются палеопротерозоем 1,8–1,7 млрд лет. В приконтактовой зоне щелочных гранитов Западно-Кейвского массива с гнейсами лебяжинской серии, возраст циркона из жил лейкогранитов определен в 1747 ± 16 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). В это же время при тектоно-метаморфических

© Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В.

событиях в Кейвской структуре происходили процессы метасоматоза с формированием тел амазонитовых пегматитов. При изучении метасоматических пород покрова Больших Кейв, возраст метасоматического циркона определен в 1721±15 млн лет (Бушмин и др., 2011). Последние исследования практически неизмененных зон циркона U-Pb (LA ICP-MS) из амазонитовых пегматитов г. Плоской установили их конкордантный возраст в 1713±5 млн лет (Кудряшов и др., 2025, в печати). Несмотря на новые изотопно-геохронологические данные для пород Кейвской структуры, по прежнему остается много вопросов в связи с эволюцией. Как видно из приведенного обзора, отмечается существенный временной разрыв в событиях. После формирования осадочно-вулканогенных толщ, щелочных гранитов и габбро-анортозитов в неоархейское время 2,87–2,66 млрд лет, структура в целом оставалась стабильной на протяжении довольно длительного, порядка 1 млрд лет, промежутка времени до палеопротерозоя 1,8–1,7 млрд лет. Такой временной разрыв, может быть связан как с особенностями автономного развития Кейвской структуры по отношению к сопредельным крупным блокам Кольского региона, так и с недостаточным изотопно-геохронологическим изучением других магматических комплексов, расположенных в пределах этой структуры.

Таким образом, после формирования осадочно-вулканогенных комплексов Кейвской структуры в неоархейское время, с перерывом или сразу же, происходило внедрение габбро-анортозитов и, связанных с ними, субщелочных и щелочных гранитов. Их образование связано с частичным плавлением нижнекоровых базитов за счет андерплейтинга в основании нижней коры. На это указывают Sm-Nd (по породе) и Lu-Hf (по циркону) изотопные данные с модельными возрастами 3,1–2,9 млрд лет назад. Значительное преобладание продуктов кислого магматизма над продуктами основного магматизма в Кейвской структуре определяется уровнем современного эрозионного среза. Габбро-анортозитовые массивы, приуроченные к крупным региональным разломам, вероятно, являются частью значительных объемов базитов, находящихся на глубине. Последующая эволюция связана с палеопротерозойскими событиями на рубеже 1,75–1,71 млрд лет.

Литература

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.

Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.

Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 651–654.

Бушмин С.А. Новые данные о возрасте (SHRIMP-II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // ДАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 237–241.

Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578–600.

Каталог геохронологических данных пол северо-восточной части Балтийского щита Т.Б. Баянова, В.И. Пожиленко, В.Ф. Смолькин и др. Апатиты, 2002. 54 с.

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Удоратина О.В. Мантийные и коровые процессы формирования магматических комплексов Кейвской структуры (Кольский регион) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2025 (в печати).

Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A. et al. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos 380–381 (2021) 105899.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lap-land-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. No. 1. P. 32–37.

Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby N.G. Geology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // Journal of Geology. 2005. V. 113. P. 601–608.

АПАТИТ И ТИТАНИТ ПАЛЕОЗОЙСКИХ АГПАИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО СЫРЬЯ

Ю. Н. Кузнецова[1], А. А. Арзамасцев[2], Б. В. Беляцкий3, А. В. Антонов[3], Е. Н. Лепехина[3], С. А. Сергеев[3]

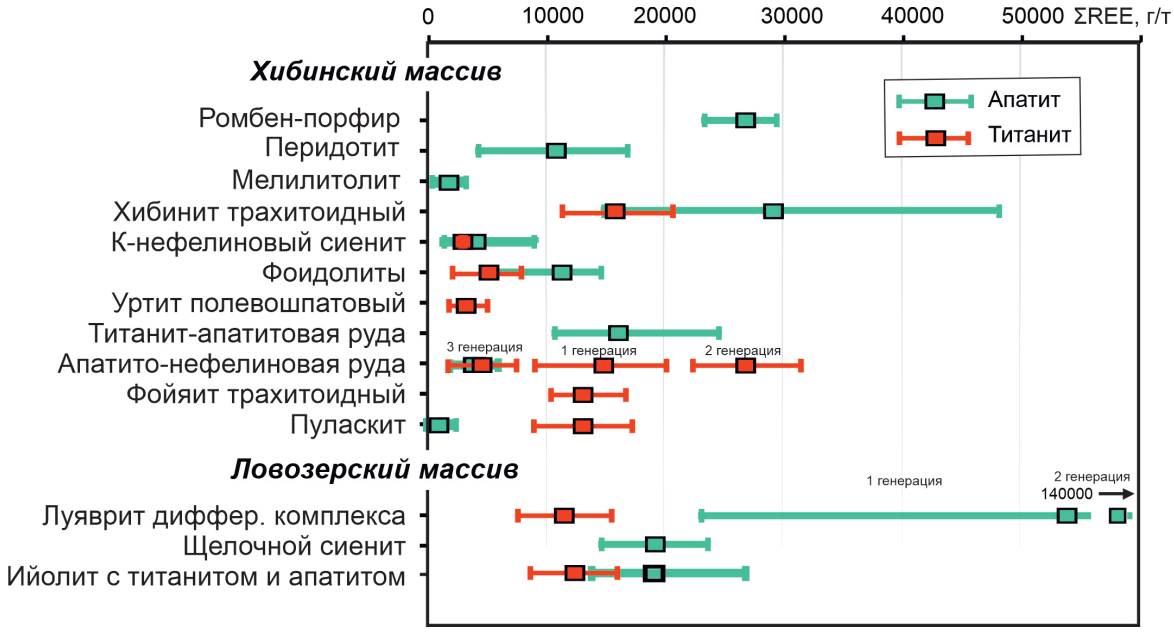
[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

Резко возросший спрос на редкоземельные элементы (REE) способствует поискам их новых источников, поскольку единственным геологическим объектом, в котором добываются эти элементы в России в промышленных масштабах, являются месторождения лопарита Ловозерского массива. Помимо лопарита, одними из главных минералов-концентраторов REE являются апатит и титанит, содержащиеся в промышленных объемах в апатито-нефелиновых и титанито-апатитовых рудах Хибинского массива и служащих сырьем для производства фосфорных удобрений. В луявритах Ловозерского массива апатит и титанит также присутствуют, но их содержание не превышает первых процентов. Содержание REE в апатите и титаните щелочных пород достаточно низкое относительно пород иных массивов, однако их огромные запасы, активная разработка месторождений апатита и титанита и технологически отработанный цикл извлечения из руд полезных компонентов позволяют рассматривать месторождения Хибин и Ловозера как один из наиболее экономически предпочтительных источников комплексного фосфатно-редкоземельного сырья.

Настоящая работа базируется на результатах определений в минералах полного спектра REE локальными методами LA-ICP-MS и SHRIMP-II (ФГБУ «Институт Карпинского»). Для Хибинского и Ловозерского массивов оценено содержание REE в апатите, титаните и других фазах содержащихся в рудах, а также главных породных комплексах.

Хибинский массив. Наиболее высокие содержания редкоземельных элементов (ΣREE) установлены в апатите и титаните трахитоидных хибинитов, формирующих внешнюю зону массива (~29 200 и ~15 800 г/т соответственно). В богатых минералами-концентраторами REE титанит-апатитовой и апатит-нефелиновой рудах значения ΣREE для самом апатите более низкие (~4500 г/т), чем в апатите хибинитов и составляют ~16 100 г/т. Содержание ΣREE в титаните из апатито-нефелиновых руд варьируют в широких пределах (от ~ 4800 до ~27 600 г/т) что связано, по-видимому, с перекристаллизацией минерала с образованием нескольких генераций. К-нефелиновый сиенит также характеризуется пониженным по сравнению с большинством других пород Хибинского массива средним содержанием редкоземельных элементов: в апатите около 4100 г/т, в титаните – 3000 г/т. Наименьшие содержания REE в Хибинском массиве в апатите наблюдаются в мелилитолите и пуласките (~830 г/т и ~700 г/т соответственно), в титаните – в полевошпатовом уртите (~3300 г/т) и К-нефелиновом сиените (~3000 г/т). $(La/Yb)_N$ отношения в породах Хибинского массива для апатита варьируют в исключительно широких пределах: от 7,60 в пуласките до 1959 в К-нефелиновом сиените. Для титанита минимальное и максимальное значение $(La/Yb)_N$ находятся в интервале от 28,7 (уртит полевошпатовый) до 127 (апатит-нефелиновая руда). $(Gd/Yb)_N$ в апатите минимально для пуласкитов (0,55) и максимально для К-нефелиновых сиенитов (48,9). В титаните значения $(Gd/Yb)_N$ изменяются от 3,77 в пуласкитах до 45,7 в апатит-нефелиновых рудах.

© Кузнецова Ю. Н., Арзамасцев А. А., Беляцкий Б. В., Антонов А. В., Лепехина Е. Н., Сергеев С. А.



Средние содержания редкоземельных элементов REE (сумма) в породах Хибинского и Ловозерского массивов с указанием минимальных и максимальных значений ΣREE в апатите и титаните.

Коэффициент сокристаллизации апатит/титанит для пород, в которых был проанализированы титанит и апатит, варьирует в пределах 0,58–3,38. В трахитоидных хибинитах содержания REE в апатите выше, чем в сосуществующем титаните, коэффициент сокристаллизации ΣREE равен 1,84: апатит обогащен легкими REE, а титанит – тяжелыми (коэффициент сокристаллизации по La – 3,42, по Yb – 0,55). Сходные показатели наблюдаются и в К-нефелиновом сиените. Разные генерации титанита в титанит-апатитовой руде обуславливают значительно различающиеся коэффициенты сокристаллизации. В одном из зерен коэффициент сокристаллизации близок к 1 и по сумме REE, и по каждому элементу в отдельности. Титанит второй генерации характеризуется низким коэффициентом сокристаллизации по ΣREE (0,58), при этом коэффициенты сокристаллизации по La и Lu превышают 1,7, а по средним REE наблюдаются наиболее низкие показатели (Gd – 0,27). В результате титанит данной генерации более обогащен средними REE по сравнению с апатитом. В одной из генераций титанита коэффициент сокристаллизации превышает 3 единицы, причем коэффициент сокристаллизации снижается от легких к тяжелым REE. Можно полагать, что данная генерация титанита кристаллизовалась в условиях дефицита REE на последних стадиях формирования пород.

Ловозерский массив. Концентрации редкоземельных элементов в апатите из основных комплексов пород Ловозерского массива почти на порядок превышают содержания ΣREE в апатите большинства пород Хибинского массива. Средние содержания ΣREE в апатите Ловозера варьируют от ~20 000 г/т в титанит-апатитовом ийолите до 138 220 г/т в мезократовых луявритах дифференцированного комплекса. Содержание REE в титаните пород Ловозерского массива составляет 12 000–13 000 г/т. Отношение $(La/Yb)_N$ для апатита из пород Ловозерского массива изменяется от 97,8 до 512, для титанита из дифференцированного комплекса этот показатель варьирует от 27,3 до 69,6 (апатит-титанитовый ийолит в составе комплекса). $(Gd/Yb)_N$ в апатите всех пород массива изменяется в пределах 12,90–23,52.

Коэффициент сокристаллизации апатит/титанит из дифференцированного комплекса Ловозерского массива для одной из генераций апатита максимален и превышает 11 единиц, при этом апатит обогащен легкими REE (коэффициент сокристаллизации по La равен 45,57).

Наименьший коэффициент сокристаллизации в Ловозерском массиве наблюдается в апатит-титанитовом ийолите (ΣREE = 1,53), причем от легких к тяжелым REE коэффициент снижается от 3,56 до 0,5.

Таким образом, апатит отдельных разновидностей пород и руд Хибинского и Ловозерского массивов можно рассматривать как потенциальный источник редкоземельных элементов, в особенности группы легких REE. В условиях совместного нахождения и кристаллизации апатита и титанита наиболее обогащенным редкими землями чаще всего становится апатит, однако в титаните концентрация средних и тяжелых REE более высокая, что может иметь определенный промышленный интерес.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ПОЗДНЕФРАНСКИХ ТУФОВ (РЕЧИЦКИЙ ГОРИЗОНТ, БЕЛАРУСЬ): ДИНАМИКА МАГМАТИЗМА ПРИПЯТСКОГО РИФТА

О. Ф. Кузьменкова[1], А. А. Носова[2], А. Г. Лапцевич[1], Г. Д. Стрельцова[1], А. В. Травин[3], Д. В. Семенова[3]

[1] Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь, kuzmenkovaof@mail.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, ilsanora@mail.ru
[3] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Самая ранняя фаза вулканизма Припятско-Днепровско-Донецкой магматической провинции (ПДОМ) проявилась в начале позднего франа в речицкое (петинское, алатырское) время, что определяется положением вулканогенных пород среди палеонтологически охарактеризованных осадочных толщ. Состав магматических пород варьирует от ультраосновного в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта до основного – на Воронежской антеклизе (1; 3; 6; 7; 10; 4, 5 и др.).

Полученные за последние 20 лет определения изотопного возраста минералов из этих пород можно разделить на три кластера.

Наиболее древний возраст демонстрируют мегакристы циркона из кимберлитов юго-западного борта палеорифта (Приазовье) 397,0 ± 1,0 млн лет (U-Pb датирование) (10) и флогопит из оранжеитов северо-восточного борта палеорифта (Жлобинское поле) 394,2 ± 4,2 млн лет и 386,3 ± 5,9 млн лет (Ar-Ar датирование) (9). Это соответствует эйфельскому веку среднего девона, знаменующему начало герцинского этапа тектогенеза на Восточно-Европейской платформе.

Группа возрастов: 381 ± 2 млн лет амфибола из ксенолита горнблендитов из туфа мелалейцитита Жлобинского поля (Ar-Ar датирование) (8); 384,7 ± 3,9 и 383,3 ± 3,8 млн лет флогопита (Rb-Sr датирование) (7) и 383,6 ± 4,4 млн лет мегакриста циркона (U-Pb датирование) (10) из кимберлитов Приазовья близка границе живетского и франского веков.

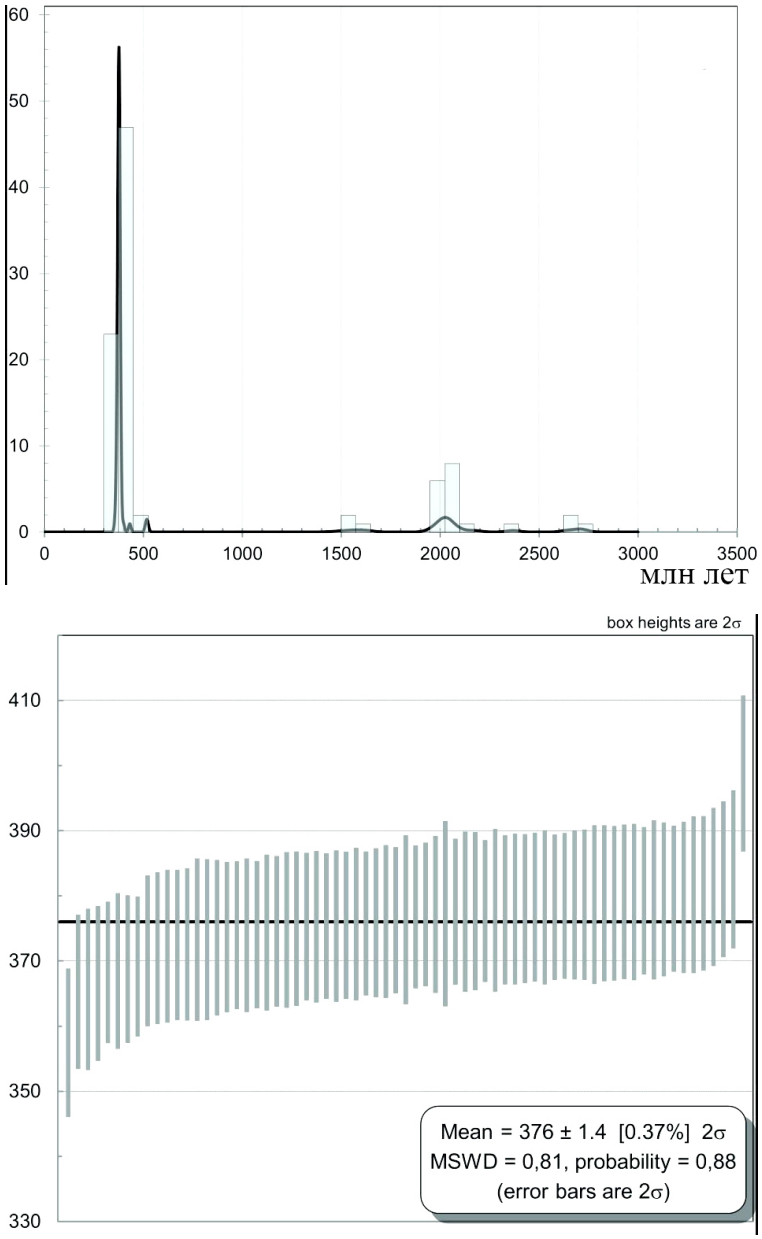
Наиболее молодой возраст имеет амфибол из нижнекоровых ксенолитов из ксенотуфов мелалейцититов северо-восточного борта палеорифта (Жлобинское и Северо-Уваровичское поля) 372,8 ± 4,6 млн лет и 372,4 ± 4,6 млн лет (Ar-Ar датирование) (9).

Нами проведено U-Pb датирование детритовых цирконов методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН (Новосибирск) из образца туфов из параметрической скважины Приволье, пробуренной в 2020 году на востоке Припятского прогиба (Беларусь). Здесь в основании речицкого горизонта распространены лито- и витрокластические псаммо-алевритовые, алевро-пелитовые туфы ультраосновного-основного состава (содержание SiO_2 в пределах 33–50 вес.%), постепенно сменяющиеся вверх по разрезу туфомергелями и далее – морскими карбонатно-терригенными отложениями речицкой свиты. Туфы несогласно залегают на закарстованной поверхности доломитов семилукского горизонта среднего франа и отнесены к михальковской свите (2; 6).

Из 100 проанализированных зерен циркона третья часть имеет архейский и раннепротерозойский возраст и разделяется по меньшей мере на четыре кластера (рисунок, *а*).

Наиболее многочисленная популяция зерен «цирконового» типа с удлиненно-призматическим габитусом и с хорошей осцилляторной зональностью, имеет девонский возраст (358–399 млн лет), среднее значение которого составляет 376 ± 1 млн лет (рисунок, *б*).

© Кузьменкова О. Ф., Носова А. А., Лапцевич А. Г., Стрельцова Г. Д., Травин А. В., Семенова Д. В.



U-Pb датирование детритовых цирконов из образца туфа, скважина Приволье, глубина 542,7–544,8 м.

а – диаграмма распределения возрастов детритовых цирконов; *б* – средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст детритовых цирконов девонского возраста

Полученная датировка соответствует стратиграфическому возрасту отложений и в совокупности с данными по амфиболу из туфов мелалейцититов с учетом аналитической ошибки (9) определяет время первого этапа магматизма ПДОМ, сопряженного с заложением Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта на рубеже среднего и позднего франа.

Возрастные кластеры около 386–397 млн лет и 381–383 млн лет фиксируют раннегерцинские тектоно-термальные события, сопровождаемые метасоматозом литосферной мантии на западе ВЕП.

Литература

Быков И. Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1975. 134 с.

Гулис Л. Ф., Стрельцова Г. Д., Гулис В. В. Соотношение отложений семилукского и речицкого горизонтов в центральной нефтеперспективной зоне Припятского прогиба. Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь. Ч. I. Гомель, 2004. С. 80–85.

Кручек С. А., Обуховская Т. Г. О возрасте вулканитов девонских диатрем территории Беларуси по биостратиграфическим данным. Проблемы осадочной геологии. Санкт-Петербург, 1998. С. 102–104.

Кузьменкова О. Ф., Лапцевич А. Г. Разрез позднедевонских магматических пород параметрической скважины Приволье (Северо-Припятское плечо, Беларусь). Материалы Международной научно-практической конференции «Актуальные проблемы наук о земле: использование природных ресурсов и сохранение окружающей среды». Брест, 2021. С. 72–75.

Кузьменкова О. Ф., Лапцевич А. Г., Носова А. А. Верхнедевонские магматические комплексы юго-восточной Беларуси // Доклады НАНБ. 2020. Т. 64. № 5. С. 599–608.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / под. ред. С. А. Кручек. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.

Юткина Е. В., Кононова В. А., Козарь Н. А., Князьков А. П. Sr-Nd-изотопия и ICP-MS-геохимия кимберлитов восточного Приазовья, их возраст и природа литосферного источника // ДАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 108–111.

Markwick A., Downes H. and *Veretennikov N.* The lower crust of S. E. Belarus: Petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics. 2001. № 339. P. 215–237.

Nosova A. A., Kuzmenkova O. F., Kargin A. V., Sazonova L. V., Travin A. V. and *Yudind D. S.* New Data on the Age of Magmatism of the Pripyat–Dnieper-Donets Paleo-Rift (Belarus). Doklady Rossiiskoi Akademii Nauk. Nauki o Zemle, 2025. Vol. 522.

Shumlyanskyy L. V., Kamenetsky V. S., Tsymbal S. M., Wilde S. A., Nemchin A. A., Ernst R. E., Shumlianska L. O. Zircon megacrysts from Devonian kimberlites of the Azov Domain, Eastern part of the Ukrainian Shield: Implications for the origin and evolution of kimberlite melts. Lithos. 2021. 406–407. 106528.

ПЛУТОНИЧЕСКОЕ ГАББРО ПОЛЯРНОГО УРАЛА: Sm-Nd ДАННЫЕ

К. В. Куликова[1], В. М. Саватенков[2]

[1] Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, fopolina1@yandex.ru

В современном строении Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала наблюдается смена с запада на восток гипербазитов и пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса массива Сыумкеу (самого северного офиолитового массива Урала) амфиболитами, габброидами и палеоостроводужными вулканогенно-осадочными формациями. Согласно итогам геологической съемки 1 : 1 000 000 масштаба (лист Q-42 – Салехард) большая часть плутонических пород основного состава, развитых к востоку от гипербазитов, выделяется в малыкский ($\nu'O_3m$) и харампэйско-масловский габбро-норитовый (νS_1hm) комплексы (Зылева и др., 2014). Уже накопилось достаточно данных о том, что габброиды неоднородны по своему составу и структуре (Ефимов и др., 1994) и формировались в разных геодинамических обстановках (Куликова, Кузнецов, 2008).

Габброиды малыкского комплекса тяготеют к тренду фракционирования толеитовой серии, суммарные концентрации РЗЭ варьируют от 4 до 17 г/т, характерно преобладание тяжелых РЗЭ над легкими. Геодинамическая обстановка формирования соответствовала зоне задугового спрединга. Породы харампэйского масловского комплекса относятся к известково-щелочной серии, имеют слабо фракционированные спектры распределения РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, суммы РЗЭ составляют от 29 до 65 г/т. Образование происходило в островодужной обстановке. Данный комплекс соотносится с комплесами урало-аляскинского типа.

Для пород обоих комплексов величины La/Sm и Nb/Y, нормированные на составы примитивной мантии (pm), являются низкими. Для габброидов малыкского комплекса (La/Sm)pm составляет 0,18–0,59, (Nb/Y)pm – 0,06–0,11, харампэйского масловского комплекса (La/Sm) pm – 1,06, (Nb/Y)pm – 0,6. Такие значения свидетельствуют о деплетированном мантийном источнике (Туркина, 2022).

Выборочно для пород малыкского и харампэйско-масловского комплексов выполнены исследования изотопного состава Sm и Nd (см. таблицу). Исследования проведены в ИГГД РАН, Санкт-Петербург. Изотопно-геохимические данные пород обоих комплексов обнаруживают мантийные характеристики: $^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2$ варьирует от 0,512979 до 0,513197. Величина

№ п/п	Проба	143/144Nd	±2σ	[Sm], мкг/г	[Nd], мкг/г	147Sm/144Nd	εNd(0)	εNd(t),	$T_{DM}2$
1	ХБ-37	0,512979	8	0,30	0,99	0,1802	6,7	7,7	587
2	13/94	0,513197	7	1,54	3,73	0,2503	10,9	7,6	589
3	Xd-2	0,512960	3	3,06	11,09	0,1668	6,3	7,8	511
4	Xd-3	0,512984	3	2,22	7,37	0,1819	6,7	7,5	537
5	Xd-4	0,513096	4	4,41	11,92	0,2236	8,9	7,6	532
6	Xd-5	0,512922	5	2,96	11,30	0,1585	5,5	7,5	538
7	Xd-7	0,512903	5	3,60	14,37	0,1514	5,2	7,5	539

© Куликова К. В., Саватенков В. М.

εNd(t) имеет положительные значения от 7,5 до 7,8, что указывает на деплетированный мантийный источник. Модельный возраст мантийного источника составляет 587–589 млн лет для габброидов малыкского комплекса и 511–539 для габброидов харампэйско-масловского комплекса.

Для группы, представляющих харампэйско-масловского комплекс (островная дуга урало-аляскинского типа (номера 3–7 в таблице)) измеренные величины дают возраст 402+/–40 млн лет (СКВО = 1,1). Для группы малыксокго комплекса (задуговый бассейн (номера 1 и 2 в таблице)) измеренные величины дают возраст 476+/–47 млн лет, что коррелируется с конкордантным возрастом пород малыкского комплекса по цирконам, выделенным из лейкократовых габбро, составляет 447 ± 5 млн лет (СКВО = 1,2; Prob. = 0,27) (Зылева и др., 2014).

Таким образом, отдельные блоки габброидов Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала были образованы из деплетированной мантии, но в разных условиях и лишь позднее совмещены тектонически. Выявление их соотношений имеет большое значение для геологических исследований и постановки поисковых задач в изучаемом регионе.

Литература

Ефимов А. А., Потапова Т. А., Маегов В. И., Берлимбле Д. Г. О гетерогенности габбрового фундамента Щучьинского синклинория на Полярном Урале // Ежегодник-1993 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 71–72.

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

Куликова К. В., Кузнецов Н. Б. Комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала. Статья 2. Типизация габброидов и природа их метаморфических преобразований // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. Геол., 2008. Т. 83, вып. 4. С. 13–25.

Туркина О. М. Анализ характера мантийных источников базитовых ассоиаций на осное геохимических и изотонных Nd-данных // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 148–151

ГЕОХИМИЯ ОЛИВИНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБОК им. В. ГРИБА И ПИОНЕРСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Н. М. Лебедева[1], А. В. Каргин[1], Л. В. Сазонова[1, 2], А. А. Носова[1], К. Г. Ерофеева[1, 3], О. И. Окина[3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва
[3] Геологический институт РАН, Москва

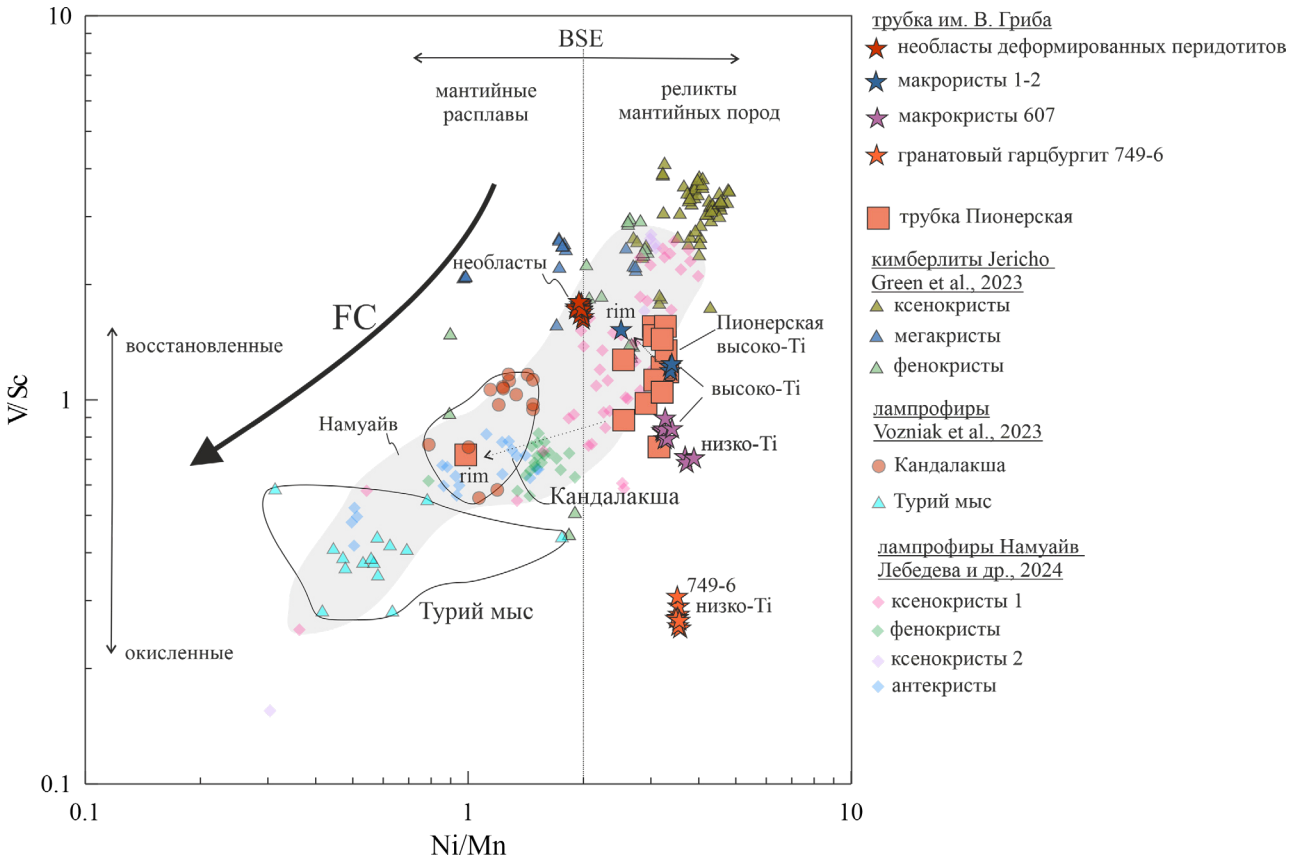
Оливин самая распространенная фаза в свежих кимберлитах и одна из самых распространенных в ультрамафических лампрофирах. Составы оливина используют в качестве индикатора магматической эволюции расплава и характеристики источника. Распределение Zr, Al, Mn, Sc, V в оливин зависит от температуры, редокс-условий и фации глубинности ксенолитов перидотитов (de Hoog et al., 2010). Для изучения эволюции кимберлитовых расплавов в мантийных условиях, Подъеме и кристаллизации, а также процессов взаимодействия этих расплавов с веществом литосферной мантии была изучена геохимия оливина из алмазоносной трубки им. В. Гриба и трубки Пионерская. Микроэлементный состав был измерен в ГИН РАН методом LA-ICP-MS.

По макрокомпонентному составу и петрографической позиции оливин был разделен на несколько групп (Сазонова и др., 2015, Носова и др., 2017): необласты оливина из деформированного перидотита, оливины из гранатовых гарцбургитов и макрокристы, различающие по содержанию Ti.

Оливины из трубки им. В. Гриба имеют широкие вариации состава: необласты оливина из деформированного перидотита характеризуются самым высоким среди изученных оливинов отношением V/Sc 1,6–1,8, Cu/Zn 0,05–0,09 и отношением Ni/Mn близким к 2. В остальных изученных оливинах трубки им. В. Гриба отношение V/Sc уменьшается на фоне роста отношения Ni/Mn. Так, в высоко-Ti макрокристах V/Sc 0,68–0,71, Cu/Zn 0,01–0,08, Ni/Mn 3,7–3,9, в низко-Ti макрокристах оливина более широкие вариации V/Sc отношения 0,79–1,52, Cu/Zn $<0{,}01$, Ni/Mn 2,5–3,4. В оливинах из гранатовых гарцбургитов низкие V/Sc 0,25–0,31 и Cu/Zn $<0{,}01$ отношения и высокие Ni/Mn 3,5–3,6. Макрокристы оливина из кимберлитов трубки Пионерская относятся к высоко-Ti генерации и имеют в основном близкие значения содержания Ni и широкие вариации V/Sc 0,7–1,6, Cu/Zn 0,02–6,18 отношений, Ni/Mn 1,0–3,3.

Оливины из кимберлитов трубки им. В. Гриба и Пионерская имеют характеры распределения микроэлементов, сходные с оливинами в других кимберлитовых полях (Bussweiler et al., 2015, Green et al., 2023). Во всех изученных зернах относительно PM (McDonough and Sun, 1995) наблюдается положительная аномалия Sc, относительно V и Cu. В необластах оливина деформированного перидотита наблюдается положительная аномалия P, Zn и отрицательная аномалия Nb. В части оливинов Пионерской также наблюдается отрицательная аномалия Nb и положительная Li, Zn. Похожие аномалии наблюдаются в мегакристах (Green et al., 2023). Значения V/Sc, Ni/Mn в необластах оливина из трубки им. В. Гриба близки с мегакристами и фенокристами кимберлитов. Оливины трубки Пионерская по соотношению V/Sc и Ni/Mn частично совпадают с ксенокристам оливина из лампрофиров (рисунок). Края оливинов из кимберлитов отличаются по составу от центральных частей зерен и близки к составам фенокристов из лампрофиров Намуайва, Кандалакши и частично Турьего мыса, которые образуются за счет фракционной кристаллизации (Vozniak et al., 2023, Лебедева и др., 2024).

© Лебедева Н. М., Каргин А. В., Сазонова Л. В., Носова А. А., Ерофеева К. Г., Окина О. И.



V/Sc – Ni/Mn; (BSE имеет значение Ni/Mn = 2 (McDonough and Sun, 1995). Оливины с отношением Ni/Mn <2 имеют магматическое происхождение, в то время как оливины ксенолитов имеют Ni/Mn >2 и представляют реликты мантийных ксенокристов или наиболее ранних магматических фенокристов оливина с высокими концентрациями Ni. FC- фракционная кристаллизация при подъеме щелочно-ультраосновного расплава к поверхности

Оливины из кимберлитов образовались преимущественно за счет метасоматических преобразований мантийных пород с последующей ассимиляцией ортопироксена в ходе подъема и окисления расплава.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 25-27-00189

Литература

Лебедева Н.М. и др. Оливин в трубке взрыва Намуайв, как индикатор эволюции ультрамафических расплавов. Физико-химические факторы эндогенного петро- и рудогенеза: новые рубежи. Москва, 15–17 октября 2024 г.

Носова А.А. и др. Геохимия и изотопный состав кислорода оливинов из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): вклад мантийного метасоматоза // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 135–167.

Сазонова Л.В. и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3.

Bussweiler Y. et al. The olivine macrocryst problem: new insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada // Lithos. 2015. Т. 220. С. 238–252.

De Hoog J.C.M. et al. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // Chemical Geology. 2010. V. 270. № 1–4. P. 196–215.

Greene S. et al. Olivine evidence for an ultramafic silicate precursor melt for the Jericho kimberlite (Slave Craton, Canada) // Lithos. 2023. V. 438. 106996.

McDonough W.F., Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol. 120, 223–253

Vozniak A.A. et al. Olivine in lamprophyres of the Kola Alkaline Province and the magmatic evolution of olivine in carbonate melts // Lithos. 2023. 448–449.

РАЗНООБРАЗИЕ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ АЙЛИКИТОВ БРЕКЧИИ ТРУБКИ ВЗРЫВА г. НАМУАЙВ (ХИБИНСКИЙ МАССИВ)

Н. М. Лебедева[1], А. В. Каргин[1], Л. В. Сазонова[1, 2], А. А. Носова[1], Д. Р. Шайхутдинова[1, 2], К. Г. Ерофеева[1, 3], О. И. Окина[3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва
[3] Геологический институт РАН, Москва

В лампрофирах клинопироксен может быть породообразующим минералом, в отличии от кимберлитов, и представлен фенокристами и микролитами (Tappe et al., 2006, Ubide et al., 2014), а также встречается в виде обломков мантийных пород, в том числе стенок метасоматизированного канала, по которому происходил подъем расплава (Tappe et al., 2006, Kargin et al., 2017). Состав клинопироксена из лампрофиров может быть использован для расшифровки эволюции состава расплава, а также реконструкции состава и строения литосферной мантии.

Трубка взрыва Намуайв прорывает Хибинский массив в Кольской щелочной провинции, представлена лампрофировыми брекчиями, содержащими магмакласты айликитов, ксенолиты мантийных пород и ксенокристы, различного состава, погруженными в мончикитовый или натролит-карбонатный матрикс. Были изучены несколько разновидностей клинопироксена, встречающихся в различных петрографических позициях: (1) клинопироксен-оливиновые ксенолиты и их фрагменты, (2) клинопироксен-флогопитовые ксенолиты и их фрагменты и (3) крупные кристаллы клинопироксена. Для макрокристов и клинопироксена из ксенолитов был изучен микроэлементный состав методом LA-ICP-MS.

Состав клинопироксена в ксенолитах с оливином изменяется в зависимости от того, с оливином какого состава он находится в равновесии. С наиболее высоко-Mg# (0,91) оливинами клинопироксены Cpx1 в центральной части зерна имеют Mg# 0,92–0,93, Na_2O 0,96–1,15 мас. %, Al_2O_3 3,13–3,51 мас. %, Cr_2O_3 1,46–1,73 мас. % и в краевой части меньшая Mg# 0,79–0,88, содержание Na_2O 0,40–0,73 мас. %, Cr_2O_3 0,04–0,93 мас. % и Al_2O_3 3,57–6,26 мас. %. Клинопироксен Cpx2, обрастает наименее Mg# (0,86) оливин, имеет Mg# 0,88–0,89, Na_2O 0,64–0,85 мас. %, Al_2O_3 3,28–4,98 мас. %, Cr_2O_3 0,72–1,05 мас. %. Cpx3 из клинопироскен-флогопитовыех ксенолитов характеризуется Mg# 0,84–0,91, $Cr_2O_3 < 0,42$ мас. %, Na_2O 0,36–0,9 мас. %, Al_2O_3 0,42–4,74 мас. %. Макрокристы Cpx4 имеют широкие вариации состава: Mg# 0,81–0,93, $Cr_2O_3 < 0,40$ мас. %, Na_2O 0,33–0,81 мас. %, Al_2O_3 0,58–5,92 мас. %.

По степени обогащения тяжелыми РЗЭ, Sr, Ti, Zr, Hf клинопироксены можно разделить на две группы: центральные зоны Cpx1 и все остальные клинопироксены. В центральных зонах Cpx1 высокие значения $(La/Sm)_{PM}$ = 0,96–0,99, $(Zr/Hf)_{PM}$ = 0,77–0,92, (Sr/Nd) PM = 0,53 и (Eu/Ti)PM = 18–20. В краевых зонах Cpx1 увеличиваются отрицательные аномалии Ti, Zr и Hf: $(Zr/Hf)_{PM}$ = 0,48–0,50, $(Eu/Ti)_{PM}$ = 1,4–1,5, $(Sr/Nd)_{PM}$ = 0,35–0,40. Cpx2 имеет (La/Sm)PM = 0,93–1,04, $(Zr/Hf)_{PM}$ = 0,48–0,57 отношения и $(Sr/Nd)_{PM}$ = 0,62–0,72, (Eu/Ti)PM = 1,6–1,9. Cpx3 характеризуется $(La/Sm)_{PM}$ = 0,65–1,47, $(Zr/Hf)_{PM}$ = 0,43–0,69, (Sr/Nd) PM = 0,66–0,93 и $(Eu/Ti)_{PM}$ = 1,2–2,0. Cpx4 обеднены в области тяжелых РЗЭ имеют широкие вариации состава по $(La/Sm)_{PM}$ = 0,64–1,76, $(Zr/Hf)_{PM}$ = 0,34–0,92, $(Sr/Nd)_{PM}$ = 0,45–1,27 и $(Eu/Ti)_{PM}$ = 0,8–4,0.

Обсуждение. Состав центральных зон Cpx1 близок к клинопироксенам высоко-Ti гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2016) за счет высокой Mg#, концентраций Cr_2O_3, Na_2O, TiO_2, характера распределения легких РЗЭ и отрицательных

© Лебедева Н. М., Каргин А. В., Сазонова Л. В., Носова А. А., Шайхутдинова Д. Р., Ерофеева К. Г., Окина О. И.

аномалий Nb, Zr, Hf и Ti. Наличие отрицательной аномалии Sr в Cpx1, Cpx2 и Cpx3 совпадает с клинопироксенами низко-Ti гранатовых перидотитов той же трубки (Kargin et al., 2016) и клинопироксенами из ксенолитов типа MARID (Fitzpayne et al., 2018). Краевые зоны Cpx1 близки по характеру распределения, $(La/Sr)_{PM}$ и $(Zr/Hf)_{PM}$ отношениям к клинопироксену 2 из лампрофиров Кольской провинции (Arzamastsev et al., 2009) и щелочных лампрофиров (Ubide et al., 2014).

Отрицательные аномалии Zr, Ti в Cpx1 также могут отражать равновесие расплава с гранатом и ильменитом (Kargin et al., 2017) и, хотя в изученных ксенолитах нами не найдены гранаты, но возможно они присутствовали в источнике. Возможно, это уменьшение Zr/Hf отношения к краевым зонах Cpx1 связано с коэффициентами распределения: Hf предпочтительнее входит в клинопироксен, чем в лампрофировый расплав, в отличие от Zr (Arzamastsev et al., 2009, Ubide et al., 2014).

Таким образом, мы можем заключить, что клинопироксены из айликитов трубки взрыва Намуайв можно разделить на 4 группы по петрографическому положению и составу. Cpx1 в сростках с оливинами, наиболее редкая группа, по составу похожи на клинопироксены из гранатовых перидотитов из кимберлитов и представляют собой обломки метасоматизированной мантии под трубкой взрыва Намуайв, что также подтверждается составом оливинов. Cpx2 по макрокомпонентному составу занимают промежуточное положение между центральными зонами Cpx1 и Cpx3,4. Cpx3 по составу частично пересекаются с клинопироксенами лампрофиров (Tappe et al., 2006, Arzamastsev et al., 2009). По распределению элементов примесей Cpx2 и Cpx3 схожи между собой и равновесны с айликитовым расплавом, который взаимодействовал с окружающими мантийными породами в ходе подъема к поверхности. Cpx4 – наиболее распространенная группа, в которую входят в основном поздние клинопироксены, находящиеся в равновесии с поздними порциями айликитового расплава.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 23-77-01052.

Литература

Arzamastsev A.A. et al. Trace elements in minerals as indicators of the evolution of alkaline ultrabasic dike series: LA-ICP-MS data for the magmatic provinces of northeastern Fennoscandia and Germany // Petrology. 2009. T. 17. C. 46–72.

Fitzpayne A. et al. New geochemical constraints on the origins of MARID and PIC rocks: Implications for mantle metasomatism and mantle-derived potassic magmatism //Lithos. 2018. T. 318. C. 478–493.

Kargin A.V. et al. Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // Lithos. 2016. T. 262. C. 442–455.

Kargin A.V. et al. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 34–48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018.

Tappe S., et al. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1261–1315. https://doi.org/10.1093/petrology/egl008.

Ubide T. et al. Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): a record of magma history and a window to mineral-melt partitioning //Lithos. 2014. T. 184. C. 225–242.

ДЕЛЯНКИРСКИЙ ФОИДОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ СИСТЕМА, НОВЫЕ ДАННЫЕ

О. Ю. Лебедева[1], Ю. А. Маланин[1], Е. В. Наркевский[1], К. В. Тарасов[1], Е. К. Иванов[2]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра петрографии, Санкт-Петербург

Палеогеновый щелочно ультраосновой и щелочно основной магматизм Северо-Востока Якутии является индикатором проявлений рифтогенеза, выраженного неотектоническими активными разломами Момской рифтовой системы.

Тела фоидитов были обнаружены в 1964 году на Нерском плоскогорье на правобережье реки Делянкир (Оймяконский район Республики Саха (Якутия)), при поисково-съемочных работах геологами Право-Делянкирской партии Верхне-Индигирской геологоразведочной экспедиции под руководством К. Ф. Колотилина. Повторно они были закартированы работами Улахан-Нагаинской партии той же экспедиции в 1974–78 гг. В 2024 году нами были изучены и опробованы уже известные тела, а также обнаружены новые. Делянкирский комплекс под собственным названием впервые выделен А. К. Тепловым и Л. Н. Поповым в 1989 г. [9], авторы относят породы комплекса к мончикитам и анкаратритам формации щелочных базальтоидов и выделяют как наиболее поздние магматические образования Яно-Индигирской зоны. До настоящего времени комплекс изучен недостаточно, тела комплекса трудно доступны, имеют малые размеры, в статьях и фондовых отчетах породы штоков относятся к разным породам, существует путаница в названиях штоков, не приводится петрогеохимическая характеристика пород обнаруженных тел. Так, К. Ф. Колотилин, относит породы штоков правобережья р. Делянкир к щелочным базальтам; В. П. Клочков – к мел-палеогеновым оливиновым меланефелинитам; В. Н. Никонов и А. А. Сурнин к мончикитам [6; 8]. Выполненные в 1978 году в ЦЛ ЗСГУ (Новосибирск) K-Ar датировки трех проб по некку Мелянкир показали возраст в интервале 34–45 млн лет [6]. В работах А. А. Сурнина приводятся датировки геохронологического возраста, определенного тем же методом, соответствующие 35–38 млн лет [8]. На геологических картах второго и третьего поколения часть тел были потеряны, собственно делянкирский комплекс не выделялся, оставшееся одно тело включалось в состав позднемелового хуламринского трахидолерит-монцодиоритового комплекса, объединяющего массивы, штоки и дайки, расположенные также в пределах Иньяли-Дебинском террейна, но резко отличающиеся от делянкирских пород по вещественному составу и геодинамической позиции. В Верхояно-Колымской и Яно-Индигирской серийных легендах комплекс также не присутствует.

В настоящее время в комплекс предлагается включить пять известных тел.

Некк Мелянкир расположен на пологом склоне долины ручья Берег, правого притока реки Мелянкир. Некк Мелянкир имеет вид правильного конуса с диаметром в 50 м и высотой 20 м. В центральной части конуса наблюдаются массивные фоидиты. В ручье Меленкир обнаружено маломощное дайковое тело фоидитов. Второй некк, на водоразделе в междуречье Надежда – Колхозница, который ранее не имел своего собственного названия, предлагается назвать Надежда. Размеры некка 4 × 3 м, высота скального останца – 1 м. Тело имеет вертикальное падение, четкие интрузивные контакты с вмещающими песчаниками мередуйской свиты средней юры. В 1500 м западнее штока Надежда расположен третий аналогичный некк Пирамида, с размерами 5 × 8 м и высотой 6 м. В 2009 г В. В. Акининым на правобережье руч. Сергей, притока р. Малый Тарын было опробовано субвулканическое

© Лебедева О. Ю., Маланин Ю. А., Наркевский Е. В., Тарасов К. В., Иванов Е. К.

тело базанитов «прорыв Рудича» [1], определен изотопный возраст методом Ar-Ar, составляющий 36,65 ± 0,16 млн.лет [4, 5, 8].

Фоидиты рассматриваемых некков плотные, ржаво-коричневые на выветрелой поверхности и темно-серые на свежем сколе, миндалекаменные, порфировые. Во всех фоидитах присутствуют ксенолиты мантийных лерцолитов более светлого зеленовато-желтого цвета.

Петрографические исследования позволили отнести породы рассмотренных некков к оливиновым меланефелинитам. Структура породы порфировая, структура основной массы микролитовая, микропойкилитовая. Порфировые вкрапленники (1–6 мм) представлены нефелином, оливином, диопсидом. Основная масса породы сложена микролитами диопсида, краевые части которых соответствуют эгирин-авгиту и эгирину (35–55 %), микролитами оливина (5 %), пойкилокристаллами нефелина (15–40 %), включающего микролиты оливина и пироксена, чешуйками биотита (3–4 %), зернами магнетита, титаномагнетита (5 %), пирита, гематита (10–12 %). Вторичные минералы (8–10 %), представлены иддингситом, агрегатом сидерита, хлорита, анальцима и окислов-гидроокислов железа, замещающим вулканическое стекло. Анальцим в основной массе ксеноморфный, заполняет пустоты, в некоторых случаях замещает первичный нефелин. Порода пересечена тонкими трещинами, выполненными кальцитом или анальцимом. Породы содержат ксенолиты оливин-энстатит-шпинелевого состава и ксенокристы шпинели, энстатита и оливина (до 3 % в шлифе). Петрохимический состав соответствует меланефелинитам. По сравнению с примитивной мантией они обогащены литофильными элементами и легкими редкоземельными элементами, отмечается относительно высокие нормализованные содержания Th, U, Nb, Ta и K и пониженные тяжелых редкоземельных элементов, приближающихся к характерным значениям для примитивной мантии, Nb-Ta отрицательная аномалия отсутствует. Петрогеохимические характеристики рассматриваемых фоидитов характерны для пород континентальных рифтовых систем, что подтверждается расположением тел делянкирского комплекса в пределах структур Момской рифтовой зоны, практически в области тройного сочленения Евроазиатской, Северо-Американской и Охотоморской плит [7].

Литература

Акинин В. В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол-мин наук. Москва, 2012.

Акинин В. В., *Миллер Э. Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.

Зайцев А. И., *Сурнин А. А.*, *Мохначевский Г. В.* Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов С-В России // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 64–69.

Лейнер П., *Парфенов Л. М.*, *Сурнин А. А. Тимофеев В. Ф.* Первые ^{40}Ar-^{39}Ar – определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.

Никонов В. Н. Рудоносность магматических образований северной части Верхнеиндигирского района / В сб.: Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 72–80.

Округин А.В, *Мохначевский Г. В.* Состав и источники магм кайнозойских внутриконтанентальных вулканов Северо-Востока России. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2014. Р. 335–340.

Сурнин А. А., *Округин А. В.*, *Зайцев А. И.* Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998, № 6. С. 44–48.

Теплов А. К., *Попов Л. Н.* Стратиграфия и магматизм бассейна верхнего течения Индигирки. / В сб.: Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 4–18.

Tschegg C., *Bizimis M.*, *Schneider D.*, *Akinin V. V.*, Ntaflos Th. Magmatism at the Eurasian – North American modern plate boundary: Constraints from alkaline volcanism in the Chersky Belt (Yakutia) // Lithos. 2011. V. 125. No. 1–2. P. 825–835

ФАКТОРЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ СИБИРСКОГО И ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО КРАТОНОВ, ПАМИРА, В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

В. И. Левицкий, И. В. Левицкий

Институт геохимии СО РАН, vlevit@igc.rk.ru, ilevit@igc.rk.ru

Формирование месторождений полезных ископаемых в континентальной коре определяется комплексом факторов. Они отражают: механизм их становления при проявлении метаморфических, магматических, метасоматических процессов; приуроченность к структурам континентальной коры – гранулит-гнейсовым или гранит – зеленокаменным областям (ГГО, ГЗО), шовным зонам (ШЗ), как в подвижных поясах фундамента (ППФ), так и в их складчатом обрамлении (ППСОФ), зонах глубинных разломов (ЗГР); тектонический режим проявления динамической обстановки сжатия или растяжения; состав субстрата; термодинамические условия петрогенезиса.

По P–T параметрам выделены породы ультраметаморфического (1–2 высокотемпературные подклассы – ВТПК) и постультраметаморфического (1–3 среднетемпературные – СРТПК; 1–2 низкотемпературные подклассы – НТПК) этапов.

По генетической природе обособляются месторождения метаморфического, ультраметаморфического, постультраметаморфического этапов и в связи с магматическими породами. Метаморфогенный тип характеризуется сохранением геохимических параметров протолитов осадочных и магматических пород. Ультраметаморфические месторождения являются наложенными, их геохимическая специфика определяется как субстратом и направленностью преобразований. Месторождения в связи с процессами постмагматических и постультраметаморфических преобразований широко представлены – лазурит, офикальцит, тальк, хлорит, флогопит.

Приуроченность месторождений к геоструктурным элементам очевидна. В ГГО – шарыжалгайский (Ю.-З. Прибайкалье), кольский (С.-З. России), китойский (Ю.-В. Присаянье) комплексы присутствуют метаморфогенные месторождения магнетитовых руд, силлиманита, кварцитов. В ГЗО – Онотский, Таргазойский (Ю.-В. Присаянье) пояса широко распространены месторождения магнетитовых и гематитовых кварцитов, магнезитов, редкометальных пегматитов, дистена, сульфидных руд, редко, золота. В ППФ Присаянья и Прибайкалья присутствуют палеопротерозойские гранитоиды шумихинского и приморского комплексов с Pb, Mo, Zn, W, Cu, Sn, Be, Li, Ta, Nb оруденением. В Прибайкалье ППСОФ (слюдянский, ольхонский, святоносский комплексы) процессы метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза проявлены в широком интервале P–T параметров. Известны метаморфогенные месторождения кальцитовых и доломитовых мраморов, апатита, магнетита, марганцевых кварцитов; ультраметаморфические – волластонита, диопсида; магматические – титаномагнетита; постультраметаморфические – флогопита, лазурита, волластонита. В зонах глубинных разломов (Лапландский, Предивинский, Саянский, Алагнино-Холомхинский) процессы петрогенезиса осуществлялись в условиях от гранулитовой фации повышенных давлений до зеленосланцевой. Им присущи месторождения талька, граната, сульфидных руд (с Ni, Co, Au), постультраметаморфические метасоматиты с Zr, TR, Be, Sn, W, Ta, Nb, F.

Динамическая обстановка формирования месторождений определяет направленность и условия преобразований. В обстановке растяжения преобладают месторождения, в которых

© Левицкий В. И., Левицкий И. В.

сохраняются особенности исходного субстрата – магнетитовые кварциты (шарыжалгайский и кольский комплексы; Онотский ЗП), магнезитовые мраморы (Онотский ЗП), силлиманита (китойский комплекс). В ППФ в обстановке растяжения развиты керамические пегматиты, апатит–стронциевое, редкоземельное и вольфрамовое оруденение. В связи с гранитами-рапакиви в Фенноскандинавском кратоне отмечаются магнетитовые, флюоритовые, полиметаллические (Zn, Pb, Cu), редкометальные (Sn, W, Be, Ta, Bi) месторождения. В динамической обстановке сжатия в ГЗО образуются месторождения дистена, пирита; в ШЗ – рубина, корунда, сапфира, лазурита, граната, шпинели, мусковита, энстатита, форстерита, талька; в ЗГР – талька, офикальцита, известны месторождения – U, Zr, Nb, Ta, TR.

Субстрат отражает влияние литологического фактора и для многих типов месторождений он определяющий. При формировании ряда месторождений (рубин, сапфир, лазурит, флогопит, сапфирин) наблюдается приуроченность к контактам разнородных сред – мраморов с основными и кислыми породами, метагипербазитов с гнейсами. Существенным фактором рудообразования является обогащение теми или иными элементами отдельных структур: Sn – свекофеннском поясе; Pd, Ag, Pt – беломорском комплексе и кольской серии; Au и Ag – ваханском и музкольском комплексах; Au – канском комплексе.

Термодинамические условия – главные и определяющие факторы масштабов оруденения. Это отражено в выделении температурных и барических подклассов. В ассоциациях пород метаморфического этапа температурные условия определяют становление или гематитовых (Онотский пояс) или магнетитовых (шарыжалгайский, кольский комплексы) кварцитов. Формирование промышленных месторождений шпинели происходит как при перекристаллизации шпинели магнезиальных скарнов ультраметаморфического этапа в 1–2 СРТПК постультраметаморфического, так и за счет мелкозернистых пород со слюдами, корундом, рубином в 1–3 СРТПК постультраметаморфического этапа.

Направленность преобразований при проявлении метаморфических, ультраметаморфических, постультраметаморфических процессов отражает закономерности поведения элементов при формировании континентальной коры. В породах метаморфического этапа во всех структурах не выявлено привноса элементов – изохимический метаморфизм. На ультраметаморфическом этапе в обстановках как растяжения, так и сжатия отмечается привнос из мантийных источников K, Ba, Pb, Zr, Ce, Nd, La, а на постультраметаморфическом – F, B, Cl, S. Кроме того, в обстановке растяжения отмечается обогащение K и Si, а в обстановке сжатия – Na и Al.

Типы оруденения определяются их генетической природой. На Онотском месторождении маложелезистого талька, крупнейшем в России, руды высокого качества образовались по магнезитам и апомагнезитовым энстатитовым скарнам. Корундовая минерализация присутствует во всех докембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах, но промышленными являются аполатеритные корунд-мусковитовые породы В. Памира. Шпинель присутствует в метасоматитах на контактах доломитовых (шарыжалгайский, ваханский, слюдянский комплексы) и магнезитовых мраморов (ваханский комплекс). Промышленные залежи шпинели на месторождении Кухи-Лал Ю.-З. Памира образуются при перекристаллизации апомагнезитовых шпинель-форстеритовых скарнов ультраметаморфического этапа. Лазуритовые месторождения отмечаются в динамической обстановке сжатия в ППСОФ (слюдянский комплекс) и ШЗ (ваханский). Лазурит приурочен к контактовым зонам будин алюмосиликатных пород (гранитов) разной формы и размеров только в доломитовых мраморах. Высококачественный лазурит всегда развит по нефелиновым породы, в меньшей – плагиоклазитам. Офикальцит – доломитовые мраморы с серпентином разных оттенков добывается в Онотском ЗП. Скаполит присутствует в Кукуртском самоцветном узле на В Памире. Месторождения W, Sn, Pb, Zn, Mo, Be, Bi, флюорита приурочены к апомагнезиальным известковым скарнам в Салминском массиве.

Региональные структурно-геологические факторы становления промышленных тел проявлены на всех месторождениях. На месторождении Кухи-Лал Ю.-З. Памира благоприятными структурами для формирования месторождений являются изоклинальные складки. Месторождения лазурита приурочены к будинаж – структурам, талька – Онотское и Кухи-Лал наблюдается в контактах гранитоидов с магнезитами.

Формирование месторождений в комплексах Сибирского, Фенноскандинавского кратонов, Памира, в поясах их обрамления является многофакторным полигенным и полихронным процессом, сочетающим благоприятное для каждого вида промышленных руд развитие метаморфизма, метасоматоза, ультраметаморфизма, магматизма. Именно поэтому, формирование значимых промышленных месторождений это редчайшее в Природе явление.

Исследование выполнено по государственному заданию Проекта № 0284-2021-0007 с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований».

САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ, АМОРФНЫЕ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ФАЗЫ В ПОРОДАХ БОБРУЙСКОГО ВЫСТУПА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

И. В. Левицкий, В. И. Левицкий, О. Ю. Белозерова

Институт геохимии СО РАН, ilevit@igc.rk.ru, vlevit@igc.rk.ru, belozerovao@inbox.ru

В гранитоидах и габброидах Бобруйского погребенного выступа (БПВ) Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона (ВЕК) встречены редчайшие в природе соединения. Среди них самородные, интерметаллические минеральные виды, редкие окислы, силикаты, алюмосиликаты. Они содержат K, Na, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, Cu, Pb, Co, Ni, Sn, Zn, Al, Ce, Nd, La, Pr, Sm, Y, Yb, Hf, W, Mo, Zr, Cr, V, Ag, Ti, Si, As, P, Bi O. H, F, Cl, S, Se. C, B, N (Левицкий и др., 2021). Здесь обнаружены неизвестные в природе аморфные металлы (металлические стекла). Среди самородных соединений распространены графит, Fe, присутствуют – Cu, Pb, Sn, Zn, Nb, Al, встречены единичные зерна – Mo, W, Zr, Cr, Ti, Si, Ni, Co. Все они отмечены в породах кристаллического фундамента, габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой, дайковой формаций, метасоматитах. EBSD методом установлено присутствие аморфного железа и углерода. Аморфные металлы (металлические стекла) не имеют линий Кикучи (EBSD метод). Среди них наиболее широко распространены $Fe_{73–90}Mn_{11–21}Cr_{0,4–3,5}$, $Fe_{42–91}Cr_{5–22,4}Mn_{0,6–1,4}$, $Fe_{45–68}Cr_{28–44}Mo_{2,6–5,0}$. Возможно присутствие как обычных аморфных фаз, так и аморфных металлом широкого круга составов.

Самородные соединения присутствуют в виде: 1 – отдельных крупных (0,4–8 мм) обособлений; 2 – ксеноморфных и изометричных ультрадисперсных зерен в минералах, аморфных и самородных металлах и их срастаниях. Первые – представлены пластинчатыми (самородные Fe и Al, до 1 мм), проволочковидными (самородные Cu, 0,1–8 мм), отдельными изометричными и ксеноморфными (Pb, Zn, Sn) выделениями. В краях зерен последних присутствуют природная бронза и латунь составов PbCuZnSn. Она крайне неоднородна, размер зерен – 0,01–0,2 мм. В центральной части обособлений обычно присутствуют доминирующие фазы Cu, Pb, Zn, Sn. Вторые встречаются в виде изометричных шариков (Fe, графит, аморфный углерод), изометричных обособлений (W), ксеноморфных зерен и реакционных каемок в аморфных металлах и самородном железе (Nb). Мономинеральные отдельные округлые выделения («шарики») сложены или самородным железом, одним вюститом, вюститом и железом (иногда полые, до 0,2 мм); или аморфным углеродом (до 0,1 мм). В аморфных металлах составов $Fe_{73–90}Mn_{11–21}Cr_{0,4–3,5}$, $Fe_{42–91}Cr_{5–22,4}Mn_{0,6–1,4}$ распространены как отдельные ультрадисперсные выделения самородных (W, Mo, Zr, Nb), так и их каемки с карбидами и нитридами вокруг зерен корунда. Они образуют крупно-, средне-, мелкозернистые выделения, имеют неправильную форму и, часто, зазубренные края. В аморфных металлах обнаружены зерна кристаллического и аморфного железа, отмечено присутствие графита, аморфного углерода в цзифенгите и тонгбаите. Одной из характерных черт наложенных образований является развитие вюстита, эсколаита, окислов и гидроокислов Fe, Al, Mg по раним минеральным ассоциациям с самородным Fe, размером до 0,5–10 мм. Им присуще микроколломорфное строение с корродированными реликтами самородного Fe, аморфных металлов. Самородные и интерметаллические фазы с аморфными металлами встречены в микросрастаниях с редкими и обычными минералами в породах риодацит-риолитовой, габбро-долеритовой, дайковой формаций, метасоматитах. Преобладают ультрадисперсные (нитевидной, ксеноморфной, округлой

© Левицкий И. В., Левицкий В. И., Белозерова О. Ю.

и неправильной формы) зерна. Часто присутствуют в виде тонко- и ультрадисперсной «сыпи» (<0,01 мм), слагая мельчайшие мономинеральные зерна разных фаз иногда с крайне маломощной, силикатной «рубашкой» вокруг зерен аморфных металлов.

Обособления с редкими самородными, интерметаллическими, аморфными фазами по отношению к вмещающим породам являются наложенными. Восстановительные условия их формирования подтверждаются обилием самородных и интерметаллических фаз, а также аваруита, цзифенгита, карбидов, нитридов, а высокобарические и высокотемпературные параметры – муассанита, синоита. Последний устойчив при давлении 28 гп, температуре 1400–1600 °К в аморфной среде. Известно, что карбиды и нитриды железа, ниобия, молибдена, титана, кристаллизуются в интервале 1600–3900 °С (Лидин и др., 2008).

На геотектонической схеме (рисунок) кружком зеленого цвета показано нахождение пород БКС. Она расположена вблизи Слободского тектоно-геодинамического узла в зоне сочленения Фенноскандии, Сарматии, Волго-Уралии (Гарецкий, Каратаев, 2019). Эти авторы характеризуют эту структуру как аномальную зону мантии, залегающей выше ее верхней границы.

Присутствие аморфных металлов является одним из критериев их принадлежности к образованиям глубинных зон Земли. Карбиды и нитриды иногда находятся в них в виде ультрадисперсных включений. Аморфные металлы пока не обнаружены на Земле. В промышленности

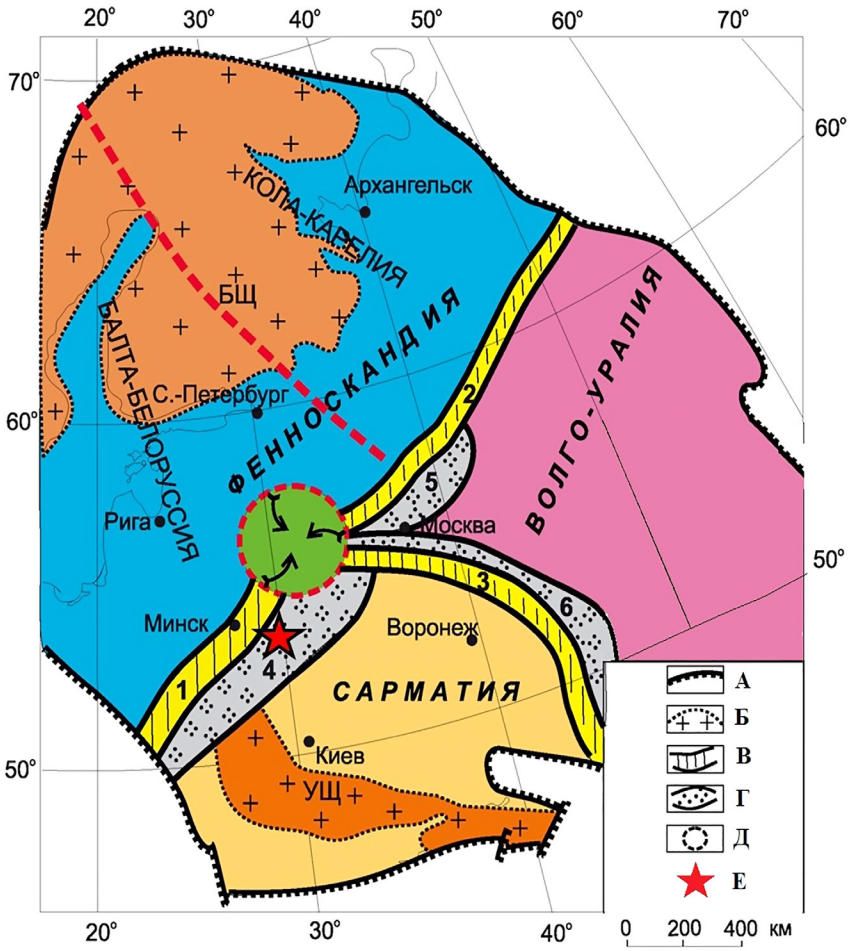


Схема зоны сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (Гарецкий, Каратаев, 2019).

А – границы кратона; **Б** – щиты: БЩ – Балтийский и УЩ – Украинский; **В** – шовные зоны: *1* – Центральнобелорусская, *2* – Центральнорусская, *3* – Рязано-Саратовская; **Г** – вулкано-плутонические пояса: *4* – Осницко -Микашевичский, *5* – Серпуховский, *6* –Рязанский; **Д** – Слободской тектоно-магматический узел. **Е** – Бобруйский погребенный выступ.

их синтезируют в виде тонких пленок при резком (мгновенном) охлаждении на холодной подложке. Метастабильное состояние системы подтверждается присутствием в зерне с матрицей аморфного металла аморфного и кристаллического железа в парагенезисе с карбидами ниобия и самородным ниобием.

Полученные данные указывают на то, что проявление минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями, редкими минералами, аморфными металлами обусловлено импактным (мгновенным, взрывным) процессом взаимодействия метеорита (или крупного космического тела) с глубинными слоями, возможно D и, даже, C. Возникшие при взаимодействии метеорита с этими слоями флюиды при подъеме в верхние этажи взаимодействовали с породами трех разных по составу разновозрастных палеопротерозойских комплексов Бобруйского погребенного выступа. В каждом из них присутствуют как вмещающие породы кристаллических комплексов, так и явно как метеоритные, так и мантийные фазы. Минерализация является уникальной, не имеющей аналогов в Мире, как по размерам (почти 9000 кв^2), так по обилию широко круга ультрадисперсных фаз, необычайно широкого состава. Среди них впервые обнаруженные в Природе аморфные металлы, к которым приурочены самородные минеральные виды.

Работа выполнена в рамках государственного задания по базовому проекту № 0284-2021-0007 и с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований».

Литература

Левицкий В. И., Левицкий И. В., Павлова Л. А., Лукашова М. В. Петрология. 2023. 31. 4. 436–460 с.

Лидин Р. А., Молочко В. А., Андреева Л. Л. Справочник по общей и неорганической химии: справочное издание. Химические свойства неорганических веществ. М.: Колос, 2008. 690 с.

Мохов А. В., Горностаева Т. А., Карташов П. М., Богатиков О. А. Доклады АН, 2016. 469, 6, 721–723 с.

Sekine T., He H., Kobayashi T., Shibata K. Amer. Mineral. 2006, 91. P. 463–466.

ТИПИЗАЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА РАННЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА, СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Г. В. Леднева, С. Г. Сколотнев, К. Г. Ерофеева, О. И. Окина

Геологический институт РАН, Москва

Меловые континентальные внутриплитные вулканиты поднятия Альфа-Менделеева относят к проявлениям магматизма крупной магматической провинции высокоширотной Арктики (HALIP), в которую объединяют тектонически разобщенные при раскрытии впадин Евразийского и Амеразийского бассейнов ареалы Центрально-Арктических поднятий, островов архипелагов Де-Лонга, Арктической Канады, Земли Франца-Иосифа, шельфа Баренцева моря и острова Шпицберген. Степень изученности этих ареалов заметно различается ввиду разных детальности опробования и использованных аналитических методов. Составы меловых вулканитов поднятия Альфа-Менделеева охарактеризованы немногочисленными образцами экспедиций CESAR (Van Wagoner et al., 1986) и «Арктика-2012» (Морозов и др., 2013; Кременецкий и др., 2015), что определяет значимость проведенных исследований. Нами были изучены петрография, минералогия, геохимия и изотопный состав Sr, Nd и Pb вулканитов раннемелового возраста поднятия Менделеева (Сколотнев и др., 2023), которые являются частью коллекции, собранной в экспедициях научно-исследовательской подводной лодки 2014 и 2016 годов.

Эти вулканиты представлены *Opx-Cpx-Pl* и *Cpx-Pl* андезибазальтами, *Ilm-TiMag-Cpx-Pl* и *Ol*(*Fo*15)*-Pl* андезитами, *Pl-Ol* трахибазальтами и *Hbl-Pl* трахиандезитом. Все они обнаруживают признаки взаимодействия порода–морская вода, проявленные в полном замещении стекла палагонитом, а также в заполнении миндалин филлосиликатами, частичном и полном замещении оливинов нонтронитом и сапонитом, плагиоклаза (в трахиандезите) – глинистыми минералами.

Пироксеновые разновидности вулканитов. Зональность и составы пироксенов и плагиоклазов вкрапленников указывают на сложный механизм формирования пород при участии смешения порций магм разной степени дифференцированности и их дегазации на разных этапах коровой эволюции. Авгиты из срастаний с ортопироксеном в *Opx-Cpx-Pl* андезибазальте (генерация *Aug*1) и из большинства мономинеральных вкрапленников из *Cpx-Pl* и *Ilm-TiMag-Cpx-Pl* вулканитов (генерация *Aug*2) кристаллизовались из разных расплавов (1 и 2), различающихся главным образом по уровню обогащения средних РЗЭ относительно тяжелых. Составы этих расплавов, оцененные по геохимии авгитов вкрапленников с учетом условий их кристаллизации (T = 1150–1090 °C при P = 3,9–6,6 кбар для *Aug*1 и 1090–995 °C при P = 2,7–5,2 кбар для *Aug*2 (Wang et al., 2021; Putirka et al., 2008)), близки к контаминированным слабо и умеренно обогащенным внутриплитным магмам, типичным для областей с континентальной корой. Судя по геохимии вкрапленников *Aug*2 с обратной зональностью, перемешивания расплавов 1 и 2 не происходило. Авгиты обеих генераций по составу сопоставимы с авгитами вулканитов толеитовой серии.

Основная масса этих вулканитов сложена ассоциацией *Aug, Pig, Pl, Ilm* и *TiMag*, отличающейся от ассоциаций минералов во вкрапленниках. При этом различия составов авгитов и плагиоклазов во вкрапленниках и в основной массе, по-видимому, указывают либо на их кристаллизацию из магм разного состава, либо на различия в условиях их кристаллизации, прежде всего в степени ее окисления и содержаний воды.

© Леднева Г. В., Сколотнев С. Г., Ерофеева К. Г., Окина О. И.

Валовая геохимия двупироксенового и клинопироксеновых разновидностей вулканитов в целом согласуется с данными по геохимии авгитов вкрапленников, а изотопный состав Sr, Nd и Pb этих пород позволяет предполагать участие терригенных осадков в их генезисе.

Феррогортонолитовые андезиты. Их отличительной чертой является присутствие как во вкрапленниках, так и в основной массе крайне железистого оливина – феррогортонолита (*Fo*14–16) или продуктов его замещения. Существенно, что феррогортонолит обнаружен также и в виде включений во вкрапленниках андезина–лабрадора (*An*46,1–53,3). Такой высокожелезистый оливин известен в кислых вулканитах и кристаллизуется из магм с высокими содержаниями воды при низкой фугитивностью кислорода, в то время как включающий его плагиоклаз характерен для вулканитов основного и среднего составов. Это позволяет предполагать формирование андезитов, как и пироксеновых вулканитов, в результате смешения отдельных порций магм разной степени дифференцированности, хотя на данном этапе исследования это требует дополнительной аргументации. По геохимии и изотопному составу Sr, Nd и Pb эти андезиты похожи на клинопироксеновые вулканиты.

Оливиновые трахибазальты (сходные с трахибазальтами г. Трукшина из коллекции «Арктика-2012») – умеренно дифференцированные породы, образованные при низкобарическом фракционировании оливина и хромшпинели без плагиоклаза. Эти породы не обнаруживают признаков коровой контаминации в процессе кристаллизации магмы. Они богаты P, имеют промежуточный состав между E-MORB и OIB, а их изотопный состав Sr, Nd и Pb позволяет отнести их к EM типу и указывает на присутствие в мантийном источнике рециклированного корового материала. Псевдоморфозы по оливину содержат включения первичной хромшпинели с Cr# = 0,14 при Mg# = 0,70, которая обычно кристаллизуется из магм, образующихся при низких степенях частичного плавления мантийных перидотитов, что характерно для плавления пород субконтинентальной мантии.

Роговообманковый трахиандезит – наиболее сильно обогащенная контаминированная порода, похожая по ее геохимии, а также по геохимии первичной роговой обманки, на OIB.

Таким образом, выделенные типы вулканитов – генетически не связанные породы. Различия минеральных ассоциаций вкрапленников и геохимии вулканитов обусловлены не только особенностями их коровой эволюции, но и различиями глубин генерации расплавов и степеней частичного плавления. В источниках расплавов *Hbl-Pl* трахиандезита и, вероятно, *Pl-Ol* трахибазальта присутствовал гранат, а пироксеновые и феррогортонолитовые вулканиты кристаллизовались из расплавов, образованных при плавлении источника мантии преимущественно или только в шпинелевой фации перидотитов. Преобладание магм, контаминированных в процессе кристаллизации коровым материалом (терригенными осадками), свидетельствует о наличии мощной коры, что типично для вулканитов, образованных во внутриплитной континентальной обстановке.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН.

Литература

Кременецкий А. А., Костицын Ю. А., Морозов А. Ф., Рекант П. В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. № 6. С. 487–501.

Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П., Кашубин С. Н., Кременецкий А. А., Шкатов М. Ю., Каминский В. Д., Гусев Е. А., Грикуров Г. Э., Рекант П. В., Шевченко С. С., Сергеев С. А., Шатов В. В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Сколотнев С. Г., Федонкин М. А., Корнийчук А. В. Новые данные о возрасте магматических пород понятия Альфа-Менделеева (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования зерен циркона // Докл. Акад. наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 26–32.

Putirka K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.

Van Wagoner N. A., Robinson P. T. Petrography and geochemistry of the CESAR “Hard Rock”. Implications for the origin of the Alpha Ridge / Initial geological data report on CESAR, Canadian expedition to study the Alpha Ridge. Jackson H. R., Mudie P. J., Blasco S. M. (eds.), Geol. Surv. Can. 1985. Pap. 84–22: 47–57.

Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // Eur. J. Mineral. V. 2021. V. 33. P. 621–637.

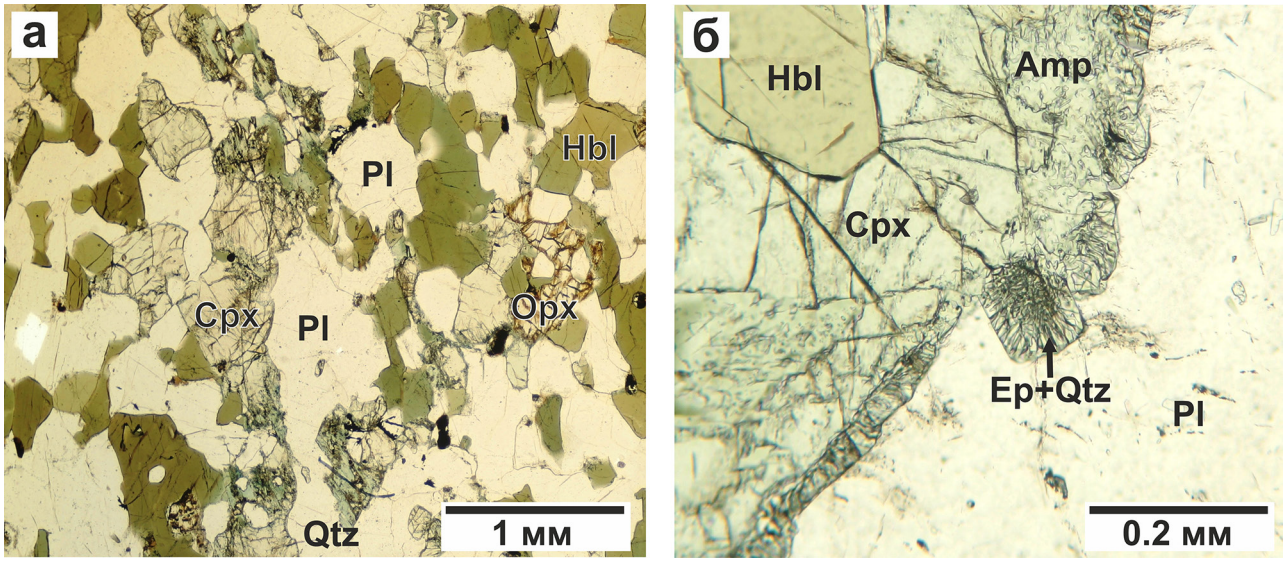
P-T ПАРАМЕТРЫ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ВОКНАВОЛОКСКОГО КОМПЛЕКСА (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

А. М. Лезжов, О. С. Сибелев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, Arsenylez@gmail.com

Вокнаволокский гранулит-эндербитовый комплекс располагается в северной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита и сложен преимущественно неоархейскими породами: гранитоидами (в том числе эндербитами), гнейсами различного состава и амфиболитами (Горьковец, Шаров, 2015; Коншин, 1987; Король, 2005). В эндербитах встречаются тела и ксенолиты исходно мафических роговообманковых и пироксен-роговообманковых пород, в том числе – гранулитов. Изотопный возраст метаморфизма определен по клинопироксеновым амфиболитам и составляет 2704±9 млн лет (Слабунов и др., 2023). По времени формирования часть исследователей считала гранулиты реликтами наиболее древних комплексов пород, преобразованных в условиях амфиболитовой фации (Свириденко, 1974). Другие исследователи предполагали их более позднее образование по ранним амфиболитам (Кожевников, Лазарев, 1973).

Проведенные петрографические и термобарометрические исследования мафических пород в районе озера Верхнее Куйто Вокнаволокского комплекса позволили выявить прогрессивную направленность протекавших здесь метаморфических процессов с кристаллизацией более высокотемпературных пироксенсодержащих парагенезисов. Ранние амфиболиты состоят из зеленовато-бурой роговой обманки и плагиоклаза, кварц обычно отсутствует. Появление в них клинопироксена характерно для зон изменения амфиболитов. Эти зоны проявлены как в виде секущих жилок (до 2 мм) с преобладанием клинопироксена (x_{Mg} = 0,65–0,71) и появлением кварца, так и в новообразованных лейкосомах с кварцем, плагиоклазом,



Петрографические особенности пироксеносдержащих пород:

а – двупироксеновый амфиболит; *б* – реакционные кварц-эпидот-амфиболовые каймы на контакте клинопироксена и плагиоклаза. Сокращения минералов по (Warr, 2021).

© Лезжов А. М., Сибелев О. С.

роговой обманкой ($Na+K_A$ до 0,8, Al^{IV} до 1,25, x_{Mg} = 0,65–0,71) и иногда – с ортопироксеном (x_{Mg} = 0,49–0,53) (рисунок, *а*). В некоторых случаях в пироксеновых амфиболитах наблюдаются зональные короны. Внутренняя кайма, развивающаяся по клинопироксену, состоит из актинолита (Al^{IV} = 0,1–0,4, x_{Mg} = 0,54–0,60), внешняя, на границе с плагиоклазом, выполнена кварц-эпидотовым симплектитовым агрегатом (рисунок, *б*). Предварительные результаты расчета P-T условий формирования пироксенсодержащих пород получены с использованием методов «классической» термобарометрии в программе PTQuick (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009). По Hbl-Pl (Holland & Blundy,1994) термометру и Hbl-Pl барометру (Bhadra & Bhattacharya, 2007) условия образования клинопироксеновых амфиболитов соответствуют T = 690–700 °C и при P = 4–5 кбар. По Opx-Cpx термометру (Wood & Banno, 1973) и Hbl-Pl барометру (Bhadra & Bhattacharya, 2007) условия образования двупироксеновых амфиболитов составляет T = 780–860 °C и P = 8–10 кбар. Таким образом, в породах основного состава Вокнаволокского гранулит-эндербитового комплекса установлена последовательность метаморфических преобразований: 1 – прогрессивная ветвь метаморфизма, маркируемая кристаллизацией клинопироксена (+Qtz), а затем и ортопироксена по амфиболитам; 2 – «пик» метаморфизма, фиксируемый по двупироксеновым парагенезисам и достигающий T = 860 °C, при умеренных давлениях (8–10 кбар); 3 – регрессивная стадия с формированием реакционных кайм по клинопироксену.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

Литература

Горьковец В.Я., *Шаров Н.В.* Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2015. 322 с.

Кожевников В.Н., *Лазарев Ю.И.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Коншин В.А. Геология и метаморфизм района оз. Верхнее Куйто – Тоухтуринъярви (Вокнаволокский блок, Западная Карелия) // Ранний докембрий Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. С. 70–89.

Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Выпуск. 8. КарНЦ РАН, 2005. С. 18–28.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.

Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа PTQuick. Версия 1.4. 2009. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick

Слабунов А.И., *Максимов О.А.*, *Сибелев О.С.* Неоархейская надсубдукционная система (на примере Костомукшского зеленокаменного и Вокнаволокского гранулитового комплекса Карелии) // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики, материалы IV конференции, посвященной 90-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука. 2023. С. 47–47.

Кожевников В.Н., *Лазарев Ю.И.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Bhadra S., *Bhattacharya A.* The barometer tremolite+tschermakite+2 albite = 2 pargasite+8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages // American Mineralogist. 2007. V. 92(4). P. 491–502. DOI:10.2138/am.2007.2067

Holland T., *Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116(4). P. 433–447.

Warr L. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. 2021. P. 1–35. 10.1180/mgm.2021.43

Wood B.J., *Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 42(2). P. 109–124.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ КОНТАЙСКОЙ МОНЦОГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОЙ ИНТРУЗИИ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ

Г. В. Липенков, М. С. Мащак, М. В. Наумов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Gleb_Lipenkov@karpinskyinstitute.ru

По северной периферии Сибирской платформы выявлены интрузивные массивы, по внутреннему строению и составу отличающиеся от типичных для Среднесибирской магматической области. Одним из таких массивов является Контайская интрузия, выявленная в 2002 г. при заверке бурением геофизической аномалии в 130 км юго-западнее пос. Хатанга, в среднем течении р. Контай-Балаганнах под базальными конгломератами юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба мощностью 215 м [Лопатин, Калашник 2004]. По материалам интерпретации геолого-геофизических данных, интрузия прорывает нижнетриасовую вулканогенную толщу, имеет лакколитообразную в разрезе и изометричную в плане форму, с горизонтальными размерами порядка 8×15 км и мощностью около 2,5 км [Кушнир, 2005].

Первые петрографо-геохимические исследования интрузии, проводившиеся по ограниченному набору образцов, позволили предположить ее дифференцированном строении, определить минеральный и химический состав, выявить повышенные содержания ЭПГ и золота [Лопатин, Калашник, 2004]. По результатам Rb/Sr изохронных построений высказано предположение о ее ордовикском возрасте [Зайцев и др., 2018].

Проведенное нами комплексное петрографо-минералогическое, петро-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение Контайской интрузии в рамках составления ГГК-1000/3 листа R-47 (Хета) позволило детально охарактеризовать и типизировать этот объект, существенно отличающийся от остальных, весьма разнообразных, магматических образований Маймеча-Котуйского района.

Интрузия изучена в единственном разрезе (скв. Г-32) мощностью более 1200 м; нижняя ее кромка не вскрыта. Верхняя часть интрузии (до глубины ~850 м) представлена мелко- и среднезернистыми монцодиоритами, кварцевыми и кварцсодержащими монцонитами с порфировой и гипидиоморфнозернистой структурой. В минеральный состав входят (%): андезин – 35–50, кварц и микропегматит – 10–15, калиевый полевой шпат – 13–18, темноцветные минералы (биотит, авгит, роговая обманка) – 7–12 и рудные минералы 3–5, также присутствуют хлорит, апатит, циркон. С глубины ~370 м монцониты и монцодиориты сменяются среднекристаллическими кварцсодержащими монцодиорит-порфирами, содержащих до 20–25 % содержание темноцветных минералов, среди которых доминируют биотит и авгит. Часто встречаются хлорит, апатит и кальцит.

С гл. ~720 м наблюдается постепенный переход (через шлировидные обособления) к габброидам. Ниже ~850 м разрез интрузии представлен преимущественно кварцсодержащими габбродолеритами и монцогаббро, характерной особенностью которых является высокие содержания Fe-Ti окисных минералов (ильменита и титаномагнетита – до 12–15 %), биотита (3–5 %) и апатита (1–2 %).

С глубины 1185 м и до забоя (1321 м) интрузия сложена средне-крупнокристаллическими долеритами, оливинсодержащими габбро и габброноритами. Все они также отличаются высокими содержаниями железо-титановых окисных фаз (12–20 %), часто формирующих

© Липенков Г. В., Мащак М. С., Наумов М. В.

сидеронитовую структуру. в габбродолеритах, вскрытых на забое скважины Г-32, содержание рудной фазы снижается до 4–6 %.

В петрохимическом отношении интрузия представлена непрерывным рядом дифференциатов от умереннощелочных и щелочных ультраосновного и основного составов, умеренно- и низкомагнезиальной и умеренно- и высококалиевых серий до умереннощелочных пород среднего и кислого составов низкомагнезиальной и высококалиевых серий. Все дифференциаты отличаются высокими содержаниями титана (до 10 % TiO_2). Спектры РЗЭ характеризуются отсутствием выраженной Eu аномалии, а для габброидов нижней части интрузии – появлением положительных значений Eu*.

Вновь проведенные определения содержаний ЭПГ, золота и серебра не выявили значимых концентраций этих элементов в Контайской интрузии.

В верхней части разреза (на глубинах 552–556 м и 575–585 м) монцонитоиды инъецированы жилами и дайками мелко-скрытокристаллических палагонитовых долеритов и метасоматически изменены в экзоконтактах. Эти долериты сложены плагиоклазом $An_{43–52}$ – 45–50 об.% и высокоизвестковистым авгитом с весьма изменчивым содержанием ферросилитового компонента ($En_{28–39}Wo_{37–49}Fs_{25–49}$) – 25–30 %. Интерстиции плагиоклаза выполнены палагонитом (20–25 %), содержание FeO в котором иногда достигает 20 %. В отличие от пород Контайской интрузии, они являются нормально-щелочными и низкокалиевыми и относятся, скорее всего, к далдыканскому комплексу.

Таким образом, Контайская интрузия представляет собой расслоенный массив с дифференциацией от умереннощелочных габбродолеритов, габброноритов и монцогаббро (в нижней части массива) до диоритов и монцодиоритов (в прикровлевой части). Она существенно отличаются по химизму от известных интрузивных комплексов Маймеча-Котуйской СФЗ, характеризуясь повышенной щелочностью по сравнению с массивами карамского и катангского комплексов, но пониженной – относительно пород маймеча-котуйского йолит-карбонатитового комплекса. В то же время близкие по химизму образования авамского комплекса менее дифференцированы, а каменский сиенит-меланефелинитовый комплекс отличается преобладанием натриевого типа щелочности.

Полученные U-Pb конкордатные датировки цирконов из двух проб кварцевых монцодиоритов (248,5 ± 2,6; 246,5 ± 2,6 млн лет) и одной пробы рудного габбродолерита (249,9 ± 5,2 млн лет) указывают на раннетриасовый возраст Контайской интрузии.

По результатам Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований пород Контайского комплекса (5 проб), измеренные отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ варьируют от 0,11783 до 0,1400, а $^{143}Nd/^{144}Nd$ – от 0,512459 до 0,512659, что указывает на умеренно обогащенный источник этих пород или коровую контаминацию, что коррелирует с высокими отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,08154–0,60645) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704499–0,708217). Для секущих Контайскую интрузию долеритов эти отношения выше – $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1596–0,1624, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512873–0,512899) что может указывать на их деплетированную мантийную природу, а вариации измеренных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,00324–0,03602) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704617–0,704931) – на отсутствие коровой контаминации.

По широкому развитию умереннощелочных пород среднего состава, особенностях химизма (высокая титанистость, калиевый тип щелочности, повышенные содержания Nb, Y, La, Ce, Ba, Zr), закономерностям дифференциации и возрасту, Контайская интрузия сопоставима с массивами Дюмталей и Лонгтохото, занимающими схожую геотектоническую позицию [Проскурнин и др. 2010]. Соответственно, они, возможно, фиксируют проявление отдельного импульса рифтогенного магматизма трахиандезитового состава в пределах Норильско-Дельканского прогиба.

Литература

Зайцев В.А., *Елизаров Д.В.*, *Бычкова Я.В.* и др. Первые данные о геохимии и возрасте Контайской интрузии, Полярная Сибирь // Геохимия. 2018. № 3. С. 16–29.

Кушнир Д.Г. Геологическое строение зоны сочленения Енисей-Хатангского регионального прогиба с Сибирской платформой в междуречье Хеты и Котуя по геофизическим данным: Дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.10 Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2005. 154 с.

Лопатин Г.Г., *Калашник Н.Н.* Новый источник платиноидов в Маймеча-Котуйской провинции / Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 154–156.

Проскурнин В.Ф., *Петров О.В.*, *Гавриш А.В.* и др. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102.

О НЕУСТОЙЧИВОСТИ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ

И. И. Лиханов

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

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах; при росте давления он сменяется кианитом, а при повышении температуры они оба замещаются силлиманитом, что приводит к формированию зональных метаморфических комплексов или фациальных серий низких и умеренных давлений. «Тройная точка», соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5, – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров [Reverdatto et al., 2019]. В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с «тройной точкой», к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятий Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико [Likhanov, Santosh, 2020]. Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при *P-T* параметрах «тройной точки». Это, так называемый «тип Айдахо» [Hietanen, 1967]. Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава [Pattison, 2001]. Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме. Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Енисейского кряжа, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %) [Лиханов и др., 2011]. Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам [Лиханов и др., 2021; Likhanov, 2022]. По результатам исследований были выделены два проградных этапа в их развитии. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа с гренвильским возрастом (~1050–950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH = 25–35ºC/км [Likhanov, 2019]. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky ± Sil [Likhanov et al., 2015]. В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения *P-T* параметров свойственны метапелитам чапского участка (P = 5,8–8,4 кбар, T = 630–710 °C; dT/dH = 12–14 °C/км), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических

© Лиханов И. И.

зонах. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привносом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов [Likhanov et al., 2004]. Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами [Likhanov, Santosh, 2020].

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, *P-T* условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5, связанным со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя *P-T* тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через «тройную точку». Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов «тройной точки», в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых *P-T* условиях, и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т. е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки *P-T* параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и кинетику протекания реакции и образования центров кристаллизации, а не термодинамику полиморфных превращений.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Лиханов И.И., *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.*, *Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Лиханов И.И., *Зиновьев С.В.*, *Козлов П.С.* Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // Journal of Geology. 1967. V. 75. P. 187–214.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115. doi:10.1144/SP478.11

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. 402.

Likhanov I.I., *Santosh M.* The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // Geological Journal. 2020. V. 55. No. 6. P. 4772–4789.

Likhanov I.I., *Polyansky O.P.*, *Reverdatto V.V.*, *Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.

Likhanov I.I., *Reverdatto V.V.*, *Kozlov P.S.*, *Khiller V.V.*, *Sukhorukov V.P.* P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 391–410.

Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1414–1422.

Reverdatto V.V., *Likhanov I.I.*, *Polyansky O.P.*, *Sheplev V.S.*, *Kolobov V.Y.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

P-T-t ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЗМА КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК АКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

И. И. Лиханов

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

Реконструкция и анализ *P-T-t* трендов эволюции пород широко применяются при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления регионального LP/HT и UHT гранулитового метаморфизма, коллизионного MP/HT и HP/LT метаморфизма, связанных с надвигами и субдукцией, и стресс-метаморфизма при деформациях пород.

Здесь на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH = 25–35 °C/км [Likhanov et al., 2019]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky ± Sil [Likhanov, Santosh, 2020]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [Likhanov et al., 2004]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [Лиханов, 2023].

Низкий метаморфический градиент от 7 до 14 °C/км обусловлен утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород при скоростях процессов около 1–10 мм/год [Лиханов и др., 2011]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов («по часовой стрелке» – CW), или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры («против движения часовой стрелки» (CCW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12$ °C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды, что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [Likhanov, Santosh, 2017, 2019]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция *P-T* параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до 200 °C/кбар, указывающая на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000 °C с последующим субизобарическим остыванием. Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) [Лиханов и др., 2016]. Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования UHT гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита [Ножкин и др., 2019].

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов [Likhanov et al., 2018]. Полихронный динамометаморфизм происходил

© Лиханов И. И.

с повышением давления на 1,5–3 кбар при низком $dT/dH < 10$ °С/км в сравнении с фоновыми значениями регионального метаморфизма, что вероятно было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °С при более высоком градиенте dT/dH = 15–20 °С/км установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями. Такие превышения *P-T* параметров связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [Лиханов, 2020].

P-T-t тренды эволюции пород являются эффективным инструментом для исследования тектонотермальных процессов, а их интерпретация с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков имеет хорошие перспективы для корректного решения геодинамических задач [Reverdatto et al., 2019].

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

Лиханов И.И., *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.*, *Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Лиханов И.И., *Ножкин А.Д.*, *Ревердатто В.В.*, *Крылов А.А.*, *Козлов П.С.*, *Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

Ножкин А.Д., *Лиханов И.И.*, *Савко К.А.*, *Крылов А.А.*, *Серов П.А.* Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts. Geol. Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I., *Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

Likhanov I.I., *Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., *Santosh M.* The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // Geological Journal. 2020. V. 55. No. 6. P. 4772–4789.

Likhanov I.I., *Polyansky O.P.*, *Reverdatto V.V.*, *Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.

Likhanov I.I., Régnier J. – L., *Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307.

Reverdatto V.V., *Likhanov I.I.*, *Polyansky O.P.*, *Sheplev V.S.*, *Kolobov V.Y.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ПОРОДАХ ПОРЬЕГУБСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

О. А. Максимов[1], А. В. Самсонов[2], К. Г. Ерофеева[2], А. В. Степанова[1]

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Формирование палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) Фенноскандинавского щита остается важной и остро дискуссионной темой для многих исследователей (Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019). Особое внимание уделяется расшифровке состава протолита и реконструкции полиметаморфической истории преобразования, слагающих орогенархейских и протерозойских пород, что вносит ценный вклад в понимание корообразующих процессов на ранних этапах становления Земли. Особенностью ЛКО является интенсивная структурно-тектоническая переработка пород и широкое развитие пологих надвигов, которые формировались на коллизионной стадии (Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019). В ядре ЛКО установлена зона Порьегубского тектонического меланжа, сформированная в зоне сочленения Умбинского и Колвицкого блоков, палеопротерозойских комплексов орогена и смежных архейских континентальных блоков (Daly et al., 2006). В составе Порьегубского меланжа встречаются разнообразные по составу и возрасту вулканогенно-осадочные и плутонические породы, которые испытали неоднократные метаморфические изменения в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. В породах Порьегубского меланжа выделяют метаморфический и метасоматический этапы преобразования пород. В центральной части меланжа выделены два этапа метаморфизма: первый этап метаморфизма при T = 820–900 °C и P = 5,4–6 кбар, второй этап при T = 765–782 °C и P = 8,6–9,5 кбар. Метасоматические изменения протекали синхронно со вторым метаморфизмом при T = 836–925 °C и P = 9,2–11 кбар (Лебедева и др., 2012). В зоне сочленения меланжа с Умбинским блоком (м. Шомбач) установлен ранний этап метаморфизма при T = 890–900 °C, P = 9,5–10 кбар и второй этап при T = 670–800 °C, P = 6,5–8 кбар (Азимов, Бушмин, 2009). Метаморфизм пород Колвицкого блока преимущественно исследован по реакционным каймам в интрузивных мафических породах, что влечет за собой высокие погрешности в оценке PT-параметров. Результаты P-T расчетов указывают на ранний метаморфизм гранулитовой фации при T = 946–752 °C, P = 9,3–10,9 кбар и ретроградный амфиболитовый метаморфизм при T = 673 °C, P = 6,8 кбар (Глебовицкий и др., 1997).

В работе рассматриваются гранатсодержащие гранулиты основного состава, исследованные на о. Озерчанка (Порьегубский меланж) и о. Кривой (Колвицкий блок).

На о. Озерчанка опробованы дайкообразные тела (0,5–3 м) массивных среднезернистых мафических гранулитов с Bt-Opx-Cpx-Hbl±Grt минеральной ассоциацией. Соотношения минералов указывают на несколько генераций ортопироксена: крупные зерна (0,5–1 мм), каймы обрастания вокруг клинопироксена и радиальнорасходящиеся от граната червеобразные агрегаты (симплектиты) с содержанием Al_2O_3 1–5 мас. %. Магнезиальная роговая обманка, гастингсит и паргасит встречаются в срастаниях с пироксенами. Клинопироксен представлен диопсидом с содержанием эгеринового компонента 1–3 мас. %. Зерна граната незональны и, в некоторых случаях, содержат включения Bt, Cpx, Opx, Pl и Qz, среднее содержание пиропа – 30 %, альмандина – 50 %, гроссуляра – 15 %, спессартина и андрадита – 5 %. Плагиоклаз представлен андезином, лабрадором и битовнитом. По установленным парагенетичным с ортопироксеном

© Максимов О. А., Самсонов А. В., Ерофеева К. Г., Степанова А. В.

минералам методом мультиравновесной термобарометрии установлены два этапа преобразования пород. Первый этап метаморфизма соответствует образованию *Grt* + *Opx* + *Pl* + *Qz* + *Bt* парагенезиса при *T* = 780–820 °C и *P* = 8,6–9,4 кбар. Второй этап метаморфизма пород связан с формированием на границе зерен граната *Opx-Pl* симплектитовых агрегатов, отражающих ретроградные изменения. Формирование позднего *Grt* + *Opx* + *Pl* + *Qz* + *Bt* парагенезиса происходило при *T* = 640–650 °C и *P* = 6,7–7,3 кбар.

Общий *P-T* тренд метаморфизма для пород о.Озерчанка хорошо согласуется с полученными ранее *P-T* оценками для пород Порьегубского меланжа, Умбинского и Колвицкого блоков (Азимов, Бушмин, 2009; Глебовицкий и др., 1997, 2009).

U-Th-Pb возраст метаморфических преобразований в мафических гранулитах о. Озерчанка оценивается около 1,9 млрд лет (Samsonov et al., 2025). Это метаморфическое событие отмечается и для других раннедокембрийских комплексов района Порьей губы.

На о.Кривой отобраны пробы из дайкообразных тел (до 4 м) мафических гранулитов с преобладающей Grt-Opx-Cpx-Hbl минеральной ассоциацией. Коронарные реакционные каймы в породе не обнаружены. Ортопироксен не равновесен с гранатом и, вероятно, представляет реликты магматической минеральной ассоциации в породе. Он встречается в виде гипидиоморфных отдельных зерен с содержанием Al_2O_3 0,8–1,6 мас. %, которые часто имеют зоны обрастания из клинопироксена и амфибола. Амфибол по составу отвечает паргаситу и гастингситу. Клинопироксен представлен диопсидом с содержанием эгиринового компонента 0,5–2,8 мас. %. Гранат незональный с незначительными вариациями состава: пиропа – 14–20 %, гроссуляра – 17–19 %, спессартина и андрадита – 4–5 %. Среди зерен плагиоклаза наиболее распространен андезин, реже встречается олигоклаз. Наиболее раннему метаморфическому минеральному парагенезису в породе соответствует Grt + Cpx + + Hbl + Qz + Pl ± Ttn, Rt, сформированный в условиях гранулитовой фации метаморфизма при *T* = 770–800 °C и *P* = 7,6–8 кбар. Ретроградные изменения характеризуются поздней амфиболизацией породы при снижении P-T условий до амфиболитовой фации метаморфизма 650–750 °C и 5,5–6,5 кбар.

Таким образом, рассмотренные породы Порьегубского меланжа и Колвицкого блоков имеют некоторые различия барического режима, с несколько более высокими значениями в породах Колвицкого блока, при относительно близких значениях температур. Вместе с тем, изученные породы обладают близкими *P-T* траекториями метаморфических преобразований, что может свидетельствовать об их общей истории преобразований во время лапландско-кольского орогенеза.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Литература

Азимов П.Я., Бушмин С.А. P-T история высокотемпературного/высокобарного (HT/HP) гранулитового метаморфизма, сопряженного с надвигообразованием в зоне сочленения Порьегубского и Умбинского блоков Лапландского гранулитового пояса (северо-восток Балтийского щита) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 3. С. 367–371.

Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структур и *P-T* режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Записки РМО. 1997. № 2. С. 1–22.

Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Кузьмина Е.В. Термодинамический режим Свекофеннского (1.9 млрд лет) метаморфизма умбинского покрова Лапландского коллизионного орогена // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 355–377.

Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J. et al. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Eds. D. C. Gee, R. A. Stephenson. European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.

Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precam. Res. 2019. V. 330. P. 1–19.

Samsonov A. V., Erofeeva K. G., Maksimov O. A., Stepanova A. V., Larionova Yu. O. Archean Block in the Core of the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen: New Data on the Composition and Age of Rocks from the Poriya Guba Islands // Petrology. 2025. V. 33. P. 163–179.

ХИМИЧЕСКИЙ И Cu-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАРБОНАТИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

К. Н. Малич[1], Г. В. Липенков[2], Д. А. Озорнин[1], М. В. Наумов[2], И. Ю. Баданина[1], В. А. Булатов[1], А. А. Войтин[1], Н. Г. Солошенко[1]

[1] Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

С Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы ассоциируют комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпные месторождения [Малич, 1999; Сазонов и др., 2001]. В отличие от платиноидной минерализации, генетически связанной с ультраосновными породами, вопрос о коренном источнике золота остается дикуссионным.

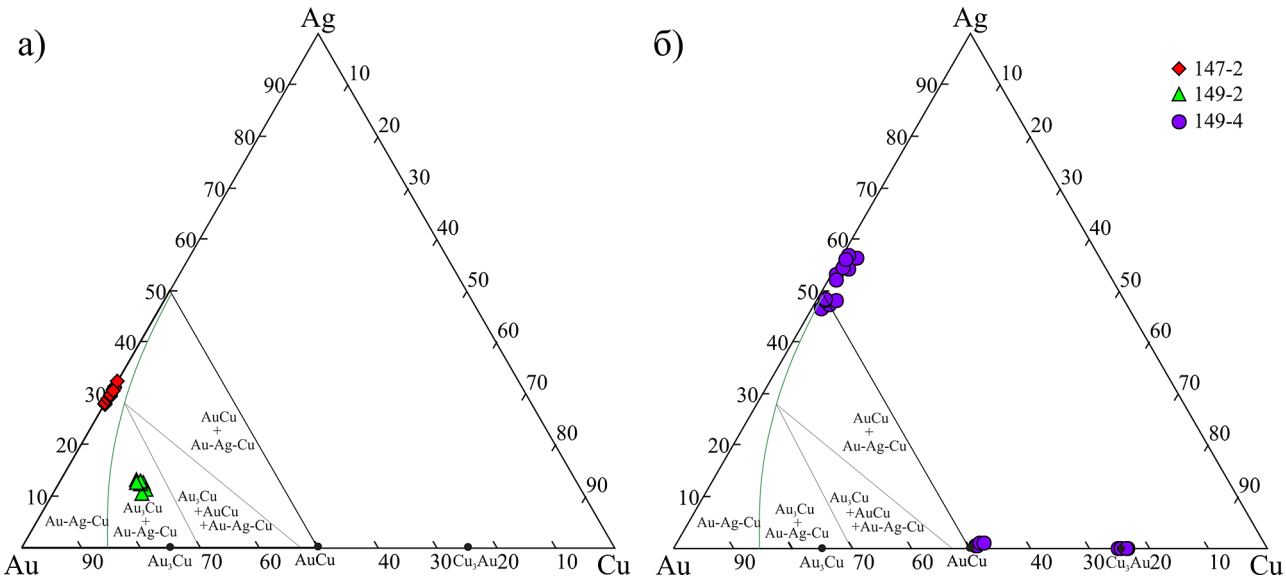
Неотъемлемой частью исследований при выявлении условий образования благороднометальной минерализации является выявление статистических и индивидуальных особенностей морфологии, химического и изотопного состава, внутреннего строения минералов платиновой группы и минералов золота, включая наличие и состав микровключений [Малич и др., 2024; Малич, Войтин, 2024]. В настоящем сообщении приводятся результаты изучения химического и изотопного состава минералов золота из кальцит-доломитовых карбонатитов, являющихся наиболее поздними образованиями Гулинского массива.

Минералы золота были выделены из двух крупнообъемных проб кальцит-доломитовых карбонатитов весом около 60 кг каждая, которые были отобраны из естественных коренных выходов Южного карбонатитового штока, обнажающегося в правом борту долины р. Гулэ. Химический состав минералов золота и минеральных включений изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализа при помощи CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами. Методика определения изотопного состава меди включала в себя селективное хроматографическое выделение Cu из раствора исследуемого образца золота с последующим определением изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu$ на многоколлекторном масс-спектрометре ThermoFisher Neptune Plus. Детальное описание методики представлено в работе [Okuneva et al., 2022].

По составу подавляющее большинство изученных зерен золота (6 из 8) соответствуют Au-Ag сплавам (69,64–88,57 мас. % Au, 11,73–30,83 мас. % Ag и <0,18 мас. % Cu), пробность золота варьирует в диапазоне от 693±14 до 888±6 (2SD). Другие образцы представлены природными сплавами системы Au-Ag-Cu (рисунок): образец 149-2 характеризуется содержаниями Au, Ag и Cu (86,85±0,84, 7,93±0,47, 5,26±0,36 мас. %, соответственно), что в формульном выражении соответствует $Au_{0,74}Cu_{0,14}Ag_{0,12}$; обр. 149-4 образован Au-Ag-Cu сплавом ($Ag_{0,51}Au_{0,47}Cu_{0,02}$) в срастании с тетрааурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu_3Au), являющихся продуктами распада твердого раствора. Для минералов золота характерны полифазные и монофазные включения сульфидов, которые представлены Co-содержащим пентландитом, троилитом, халькопиритом и галенитом.

Первые результаты по изотопному составу меди для минералов золота из карбонатитов Гулинского массива выявили идентичные в пределах погрешности значения $\delta^{65}Cu$. Действительно, гомогенный по составу электрум (обр. 147-2, рисунок, *а*), природный сплав $Au_{0,74}Cu_{0,14}Ag_{0,12}$ (обр. 149-2, рис. 1а) и полиминеральная ассоциация электрума, тетрааурикуприда и аурикуприда (обр. 149-4, рисунок, *б*), характеризуются значениями $\delta^{65}Cu$,

© Малич К. Н., Липенков Г. В., Озорнин Д. А., Наумов М. В., Баданина И. Ю., Булатов В. А., Войтин А. А., Солошенко Н. Г.



Составы минералов золота из карбонатитов Гулинского массива, для которых был изучен изотопный состав меди; фазовая диаграмма Au-Ag-Cu в богатой Au области, по [Онищенко и др., 2024]. Точки на оси абсцисс соответствуют стехиометрическим соединениям Au_3Cu, AuCu и Cu_3Au.

равными –0,41±0,14, –0,50±0,14 и –0,56±0,14, соответственно. Cu-изотопные данные для минералов золота карбонатитов свидетельствуют в пользу примитивного источника рудного вещества.

Выявленные особенности химического и изотопного состава золота кальцит-доломитовых карбонатитов Гулинского массива указывают на их сходство с таковыми из россыпных отложений рек Гулэ и Дунитовая, расположенных в непосредственной близости от Южного карбонатитового штока [Сазонов и др., 2001; Малич, Войтин, 2024].

Совокупность полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Сходство минералов золота по химическому и Cu-изотопному составу, а также минеральных ассоциаций в золоте из кальцит-доломитовых карбонатитов с таковыми для минералов золота из россыпей Гулинского массива свидетельствует о том, что в золотом рудообразовании значительная роль принадлежала производным поздних фаз ийолит-карбонатитового магматизма.

2. Новые минералогические и изотопные признаки золотого типа оруденения карбонатитов необходимо учитывать при постановке поисковых работ на золото, так как они могут повысить эффективность оценки подобных объектов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-17-00116, https://rscf.ru/project/25-17-00116/

Литература

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Малич К.Н., *Войтин А.А.* Морфология и состав самородного золота из россыпи реки Дунитовой (Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Записки Российского минералогического общества. 2024. Т. 153. № 6. С. 3–27.

Малич К.Н., *Пухтель И.С.*, *Баданина И.Ю.*, *Вотяков С.Л.*, *Солошенко Н.Г.*, *Белоусова Е.А.*, *Веливецкая Т.А.*, *Игнатьев А.В.* Источники рудного вещества платинометалльных месторождений 4 Полярной Сибири

и Среднего Урала по данным радиогенных (Re-Os, Pt-Os) и стабильных (Cu, S) изотопных систем // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 3. С. 401–426.

Сазонов А. М., *Звягина Е. А.*, *Леонтьев С. И.*, *Гертнер И. Ф.*, *Краснова Т. С.*, *Колмаков Ю. В.*, *Панина Л. И.*, *Чернышов А. И.*, *Макеев С. М.* Платиноносносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.

Okuneva T. G., *Karpova S. V.*, *Streletskaya M. V.*, *Soloshenko N. G.*, *Kiseleva D. V.* The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13 (2s). 0615, doi: 10.5800/GT-2022-13-2s-0615.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ им. XXIII СЪЕЗДА КПСС

В. Г. Мальковец, А. С. Шевелев, А. А. Гибшер, М. В. Милаушкин, И. В. Яковлев

АК «АЛРОСА» (ПАО)

В работе представлены результаты детального изучения вертикального разреза кимберлитовой трубки им. XXIII съезда КПСС с интервала 200 м до поверхности методами оптической микроскопии и сканирующей электронной микроскопии. Фотографии изученных пород представлены на рисунке.

Кимберлитовые породы с глубины 200 м до поверхности претерпевают постепенные переходы от порфирового кимберлита до, так называемых, «автолитовых» или «магмакластовых» кимберлитов. Кимберлиты на глубине 200 м имеют однородное строение и равномерное распределение обломков осадочных пород и измененных вкрапленников оливина (рисунок, *а*). В интервале 190 м наблюдается разделение кимберлита на две цветовые характеристики – темно-серые и более светлые с повышенным содержанием карбонатной компоненты. Граница между этими участками нечеткая, диффузная, амебовидная. Распределение обломков и вкрапленников равномерное. Вокруг обломков осадочных пород и вкрапленников отмечается образование кайм с преимущественно силикатным составом, контуры кайм не сформированы; такие каймы отсутствуют в существенно карбонатной части (рисунок, *б*).

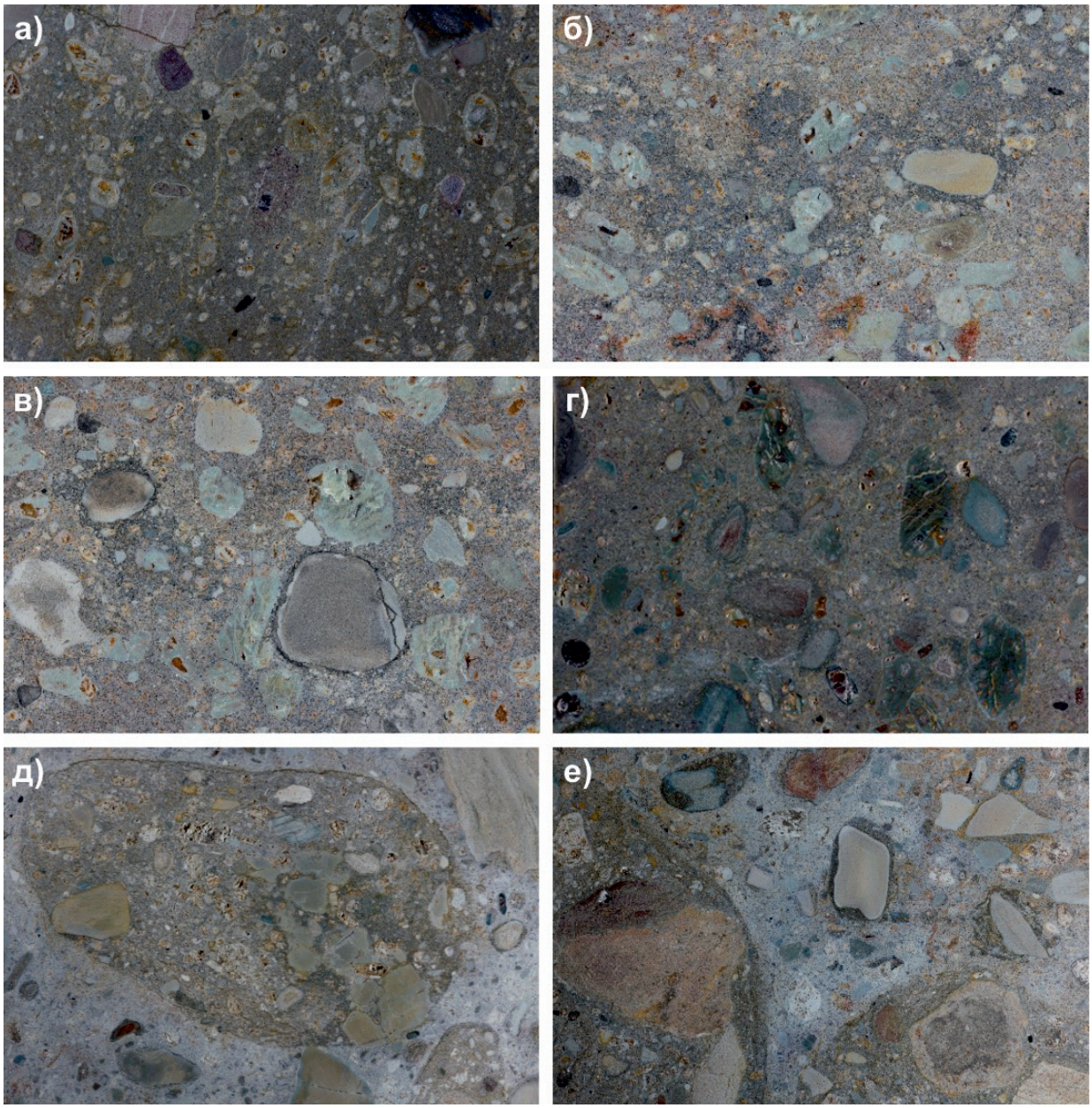
На глубине 180 м (рисунок, *в*) отмечается похожая картина, но наличие силикатных кайм отмечается для большего количества обломков и вкрапленников. Контуры таких силикатных кайм приобретают округлые очертания с нечеткими границами. В кимберлите на глубине 100 м отмечается наличие кайм вокруг большинства обломков и вкрапленников. Контуры кайм так же имеют округлые очертания с нечеткими границами. В интервале 60–80 м (рисунок, *г*) продолжается разделение на существенно карбонатную и существенно силикатную части. Основная часть породы имеет существенно карбонатный состав. Силикатная составляющая отмечается вокруг обломков осадочных пород и вкрапленников оливина, а также в виде амебовидных существенно силикатных участков. Контуры кайм все так же имеют округлые очертания с нечеткими границами.

В интервале 40–60 м происходит полное разделение на существенно силикатную и существенно карбонатную части. Порода состоит преимущественно из существенно карбонатной составляющей, в которую погружены существенно силикатные сегрегации разного размера с четкими внешними краями (рисунок, *д*). В интервале 0–20 м в существенно карбонатной составляющей появляются карбонатные сегрегации, представленные обломками осадочных пород с карбонатной каймой, с четкой внешней границей (рисунок, *е*).

На основании проведенных исследований петрографическая эволюция кимберлитов в верхней части диатремы трубки им. XXIII съезда КПСС лучше всего объясняется сегрегационной моделью и не согласуется с традиционной вулканологической моделью (вулканические «лапилли» или «магмакласты»). Разнообразие текстурных разновидности кимберлитовых пород, описанные в трубке им. XXIII съезда КПСС, определяется как минимум, двумя факторами:

Различной в пределах диатремы и в целом увеличивающейся степенью разделения магмы на карбонатную и силикатную части, контрастные как по физическим свойствам (плотность, вязкость, температура плавления/затвердевания, теплоемкость, теплопроводность и т. д.), так и по характеру химического взаимодействия с различными компонентами магмы;

© Мальковец В. Г., Шевелев А. С., Гибшер А. А., Милаушкин М. В., Яковлев И. В.



а–в – «порфировый» кимберлит, гл. 200, 190 и 180 м; *г–е* – «автолитовый» кимберлит, гл. 80–60, 60–40 и 20–0 м.

Параметрами движения потока магмы и ее отдельных составляющих непосредственно перед и во время консолидации.

Таким образом, в трубке им. XXIII съезда КПСС в пределах одной фазы внедрения кимберлитовой магмы сформировались различные текстурные разновидности пород – порфировый кимберлит и «автолитовый» кимберлит. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел с увеличивающейся степенью «карбонатизации», ранее также отмеченная предшествующими исследователями, имеет важное поисковое значение, особенно в пределах севера Сибирской платформы. Данные исследования требуют серьезного переосмысления в практике петрографических исследований кимберлитов в ГРК АК «АЛРОСА».

АНОМАЛИЯ СООТНОШЕНИЯ Y/Ho В АПАТИТЕ СЛЮДЯНКИ (СИБИРЬ): ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА С ПОМОЩЬЮ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ С ПОЛНЫМ ВНЕШНИМ ОТРАЖЕНИЕМ, МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ И МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА

А. С. Мальцев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Слюдянский кристаллический комплекс охватывает наиболее метаморфизованную (гранулитовая фация) часть Хамар-Дабанского террейна Центрально-Азиатского орогенного пояса, непосредственно примыкающую к югу Сибирского кратона (Васильев и др., 1981). Из Слюдянского комплекса было отобрано около 80 образцов апатита для последующей характеристики с помощью современных аналитических методов. Для элементного анализа использовались два аналитических метода: рентгенофлуоресцентный анализ с полным внешним отражением (TXRF) для характеристики всего набора образцов и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) для набора представительных образцов. Статистические методы, такие как анализ главных компонент (PCA) и кластерный анализ методом k-средних (k-средних CA), использовались для классификации образцов апатита по химическому составу. В исследовании показано, что метаморфический прожилковый апатит метафосфоритов представляет собой апатит с высокими концентрациями U и Pb, низкими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ), Sr, Th и аномально высоким содержанием Y, что приводит к надхондритовому отношению Y/Ho. Массивный метаморфический апатит силикатно-карбонатных пород характеризуется высоким содержанием РЗЭ. Гидротермально-метасоматический, часто ювелирного качества апатит имеет высокие концентрации Sr, Th и As, а также промежуточные концентрации РЗЭ. Две последние группы апатита имеют хондритовое отношение Y/Ho. Предполагается, что метаморфический апатит заимствовал аномально высокие отношения Y/Ho из морских фосфоритсодержащих осадков, в которых он образовался в результате метаморфизма.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/. Измерения выполнены на оборудовании Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

© Мальцев А. С.

ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ НА ПРИМЕРЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА, ТАДЖИКИСТАН

Ю. Мамаджанов[1], Дж. Х. Аминов[2], Дж. Ш. Егибеков[3]

[1] Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии Национальной академии наук Таджикистана, Душанбе, Республика Таджикистан, petrology@mail.ru
[2] Назарбаев университет, Астана, Республика Казахстан, jovid.aminov@nu.edu.kz
[3] Синьцзянский институт экологии и географии Китайской академии наук, Урумчи, Китайская Народная Республика, jovidyogibekov@mail.ru

Ультракалиевые риолиты ($K_2O > 7{,}00\,\%$) и связанные с ним кислые вулканогенные породы являются характерными магматическими образованиями поздних этапов развития магматизма подвижных поясов, сопровождающегося полиметаллической, вольфрамовой, молибденовой, оловянной, золото-серебряной и ураново-рудной минерализацией. Важной особенностью геологии формации ультракалиевых риолитов – это проявление их в виде самостоятельных вулканических свит и комплексов, слагающих покровы, экструзивы, а также пояса и рои даек.

Эти в петрологическом отношении интересные и весьма редкие кислые вулканические породы проявились в фанерозойских орогенических поясах: Центрально-Азиатском, Монголо-Охотском, Альпийско-Гималайском и в кайнозойских активных зонах Циркум-Тихоокеанского магматического (металлогенического) пояса. Ультракалиевые риолиты также проявились и в докембрийских щитах: Аравийско-Нубийском (северо-восток Африканского континента, Египет–Израиль), в неопротерозойском изверженном провинции Малани северо-западной части Индийского щита (Раджастан) и Воронежском кристаллическом массиве.

Срединный Тянь-Шань. Чаткало-Кураминская тектоническая зона Срединного Тянь-Шаня – восточная, обнаженная часть Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса, сформировавшегося в позднем палеозое (C_2–P_1) на южной (в современных координатах) активной окраине Казахстанского палеоконтинента в связи с субдукцией океанической коры Туркестанского палеобассейна. Зона отличается широким развитием известково-щелочных, субщелочных и щелочных магматических серии, связанных с субдукционно-коллизионным и постколлизионным этапами тектонического развития активной континентальной окраины. В Чаткало-Кураминской зоне ультракалиевые риолиты выделены в составе кызылнуринской свиты (P_1ar) и развиты в Адрасманском и Ташкескен-Самгарском вулканических структурах. U-Pb возраст цирконов из ультракалиевых риолитов и кварцевых порфиров составляют 289–286 млн лет, что указывают на время их формирования в артинской эпохе ранней перми.

В Адрасманской вулканоструктуре ультракалиевые риолиты слагают сарытайпанскую, канимансурскую, курбантаускую и тарыэканскую толщи в пределах Тавакской резургентной кальдеры, представляющие собой эрозионно сохранившиеся фрагменты лавового покрова, некогда полностью заполнявшего кальдеру в артинском веке ранней перми. В составе сарытайпанской толщи выделены туфогенно-осадочная и лавовая (ультракалиевые риолиты) горизонты. Риолиты характеризуются флюидальной и сферолитовой текстурой, низким содержанием фенокристов (2,0–5,0 %) и сложены девитрифицированным вулканическим стеклом с микролитами полевых шпатов и кварца. Минеральный состав включает плагиоклаз-альбит, калиевый полевой шпат, кварц и биотит, среди акцессорных минералов – апатит, циркон

© Мамаджанов Ю., Аминов Дж. Х., Егибеков Дж. Ш.

и рудные. Ультракалиевые риолиты в пределах Ташкескен-Самгарской мульды обнажаются в районе горы Ташкескен (ташкескенская лавовая толща), представляющую собой покровную фацию многоуровневого Самгарского кальдеры. С ультракалиевыми риолитами генетически связаны высококалиевые риолиты – кварцевые порфиры (Самгарская экструзия), граносиенит- и гранит-порфиры (жерловая фация) и плутонические аляскиты (Октябрьский интрузив), что отражает переход от эффузивной к плутонической фации магматизма внутри крупной вулканической структуры. Ультракалиевые риолиты – это светло-розовые, плотные, тонкозернистые туфовые породы с редкими табличками (1,0–3,0 %) калишпата. Структура основной массы – микрофельзитовая, развиты также сферолитовые разности риолитов.

Ультракалиевые риолиты Чаткало-Кураминской зоны характеризуются ультракислым составом. Количество SiO_2 в породах колеблется в пределах 71,86–77,10 %, в среднем 74,52 %. Сумма K_2O+Na_2O варьируют от 8,27 до 11,12 % (в среднем 9,40 %). В ультракалиевых риолитах количество Na_2O – 0,13–1,07 %, K_2O – 8,37–10,37 %. Отношение K_2O/Na_2O в породах весьма высокое и составляет: 8,60–45,6. Они агпаитовые, высокоглиноземистые и железистые кислые магматические породы с пониженными содержаниями CaO, Mg O. На TAS диаграмме их составы соответствуют щелочным и субщелочным риолитам. Ультракалиевые риолиты характеризуются насыщенностью Rb, Zr, Nb, REE (92,64–194,28 г/т), Sn, Th и U. Особенности петрогеохимического состава, включая изотопные показатели ($^{87}Sr/^{86}Sr$, εNd, εHf), указывают на смешанное мантийно-коровое происхождение родоначальной кислой магмы.

Памир. Ультракалиевые риолиты палеогенового (?) возраста (40 млн лет, K-Ar метод) проявились в пределах Памирского сегмента Альпийско-Гималайского пояса. Они локально развиты среди триасовых базальтов в верховье реки Гумбезкол северный – в восточной части Пшартского блока Рушанско-Пшартской зоны Памира и сложены лавово-пирокластическими вулканическими породами. Рушанско-Пшартская шовная зона представляет собой остаток поглощенного океана Рушан-Пшарт или океанического бассейна Мезотетис.

Ультракалиевые риолиты здесь слагают Гумбезкольский вулканический некк вытянутой формы (1,3 × 0,6 км) и дайковые тела, суммарной площадью 1,0 км². Петрографически риолиты представлены флюидальными (покровная фация), порфировыми (жерловая фация) породами соответственно с фельзитовой и микрогранитовой основной массой. Вкрапленники включают кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) и биотит, иногда замещенный мусковитом. Структурные признаки – микроплойчатость и включения ксенолитов боковых пород свидетельствуют о вязком и взрывном характере извержения обогащенной калием ультракислой риолитовой магмы. Дайки, ассоциированные с вулканическим некком, имеют 0,5–1,8 м мощности, сложены от ультракалиевых риолитов до гранит-порфиров, различающихся степенью кристаллизации.

Ультракалиевые риолиты Рушанско-Пшартской тектонической зоны – это ультракислые породы: SiO_2 = 73,72–75,61 %, в среднем 74,56 %. Сумма K_2O+Na_2O в породах – 8,41–9,19 %. В риолитах количество Na_2O составляет 0,33–0,43 %, K_2O – 8,08–8,84 %, а отношение K_2O/Na_2O высокое и колеблется в пределах от 19,67 до 25,39. Они являются высокоглиноземистыми и железистыми магматическими образованиями. В отличие от тянь-шаньских ультракалиевых риолитов, памирские аналоги более магнезиальные породы (MgO-0,12–0,27 % против 0,02–0,22 %). На классификационной TAS диаграмме их составы занимают поле трахириолитов. Ультракалиевым риолитам присущи повышенные концентрации Rb, Cs, Y, Ta, пониженные Sr, Zr, Nb, Hf, Th, U и других редких элементов, а также REE. Сумма редкоземельных элементов в ультракалиевых риолитах Рушанско-Пшартской зоны Памира составляет 75,53–84,41 г/т.

Ультракалиевые риолиты образовались из богатого калием кислого магматического расплава в результате смешения мантийного и корового вещества. Имеют чисто магматическое

происхождение, нежели метасоматическое, как считают некоторые исследователи. В генезисе этих весьма редких пород большая роль отводится мантийным флюидам, богатым K, Cl, F и CO_2, в переносе компонентов, способствующих ультракалиевости родоначальной магмы. Формирование ультракалиевых риолитов связано с относительно окислительными условиями, что поддерживает стабильность калиевого полевого шпата и биотита на поздних стадиях кристаллизации обогащенного K_2O кислого – риолитового расплава. Геохимические отличия ультракалиевых риолитов различных регионов, например, Срединного Тянь-Шаня и Памира, по всей вероятности, обусловлено особенностями состава литосферы, мантийных флюидов, а также протолитов, участвовавших в образования богатого калием магматического расплава, породивших эти редкие кислые субщелочные вулканические породы.

Формирование ультракалиевых риолитов связано с поздними этапами тектонического развития орогенных областей. В этом контексте ультракалиевые риолиты могут быть явно коллизионными или постколлизионными магматическими образованиями орогенных поясов.

ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЯДАБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АЗЕРБАЙДЖАН)

С. М. Мамедов[1], Н. А. Имамвердиев[2]

[1] Компания «Азербайджан Интернейшнл Майнинг Компания Лимитед», Баку, Азербайджанская Республика, sabuhi.mammadov@aimc.az
[2] Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджанская Республика, inazim17@yahoo.com

Геологическое строение месторождения. Основные характеристики геологического строения месторождения Гядабей обусловлены его расположением в пределах сложной вулкано-плутонической структуры центрального типа Гядабей-Карадаг (Баба-заде и др., 2003). Этот район, входящий в Шамкирское поднятие структурно-формационной зоны Лок-Карабах Малого Кавказа, отличается высокой геологической сложностью, включая разнообразные магматические процессы.

В среднеюрское время в районе активно происходил магматизм, представленный тремя основными фазами: байосской, батской и верхнеюрской. Байосская фаза подразделяется на два этапа: нижний байос, включающий пирокластические вулканические породы основного и среднего состава, и верхний байос, представленный преимущественно кислыми магматическими породами. Эти породы широко распространены в районе Гядабея, присутствуя в различных фациях (рис. 1).

Два основных типа гидротермальных изменений, выявленных на месторождении Гядабей, – это пропилитовое и кварцевое изменение с возможным присутствием адуляра и пирита. Помимо этого, присутствуют серицитовое, аргиллитовые изменения. Также есть зона окисления (Valiyev et al., 2013, Hemon, 2013).

Пропилитовое изменение наблюдается в андезитовой туфовой формации, расположенной во внешней части месторождения. Основным фактором, определяющим эти изменения, является проницаемость слоев туфа (рис. 2, *a*).

Наиболее распространенные минералы, формирующиеся в процессе этого изменения, – хлорит и эпидот. Хлорит преимущественно замещает обломки, в то время как эпидот вместе с хлоритом рассеян в матрице (рис. 2, *b*). Однако в некоторых случаях наблюдается преимущественное замещение пород эпидотом (рис. 2, *a*). Микроскопические исследования также выявили локальное замещение матрицы магнетитом (рис. 2, *c*).

Кварц ± адуляр ± пиритовое изменение. Основными рудовмещающими породами являются метасоматизированные риолит порфириты – кварц-порфировые тела (QPB), представленные фенокристаллами кварца (до 1 см) в мелкозернистой (афанитовой) матрице. Анализ шлифов из QPB подтверждает наличие этой порфировой текстуры (рис. 2, *d*). В зависимости от местоположения внутри тела QPB такая текстура может быть либо с бедной минерализацией (рис. 2, *e*), либо ассоциироваться с рассеянным пиритом (рис. 2, *f*, *g*). Поскольку QPB пространственно связано с рудоносными зонами, они являются ключевым элементом для понимания генезиса данного месторождения.

Исследования с использованием сканирующей электронной микроскопии (SEM) выявили наличие микрокристаллического калиевого полевого шпата в сочетании с микрокристаллическим кварцем (рис. 2, *f*). На основании анализа содержания металлов, подтверждающего эпитермальный характер минерализации, K-полевой шпат идентифицирован как адуляр. В составе минерализации также присутствуют тонкозернистая серицитовая и баритовая фазы, встречающиеся в ассоциации с кварцем и адуляром (например, барит, рис. 2, *f*).

© Мамедов С. М., Имамвердиев Н. А.

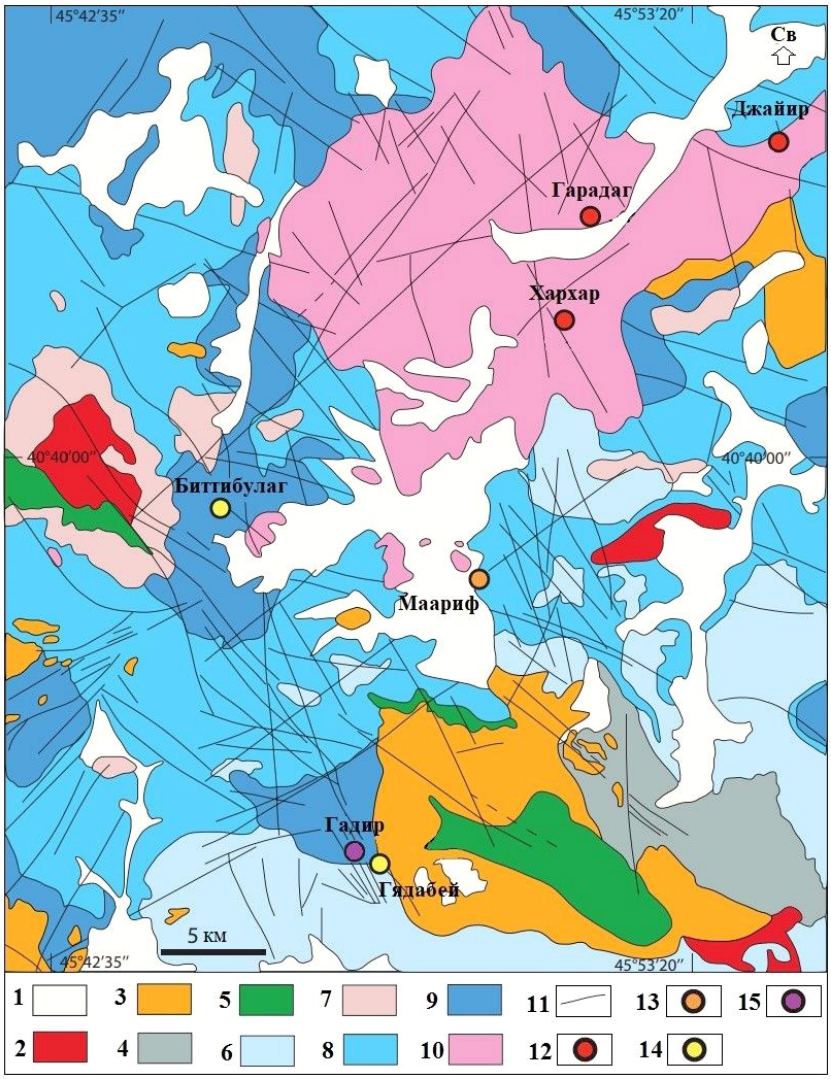


Рис. 1. Литолого-структурная карта района Гядабейского рудного поля:

1 – Осадочные породы четвертичного периода; *2* – Кварцовый диорит и диоритовый интрузивный комплекс киммерийского возраста; *3* – Гранодиорит и кварцовый диоритовый интрузивный комплекс киммерийского возраста; *4* – Пирокластические породы келловейско-оксфордского возраста; *5* – Габброиды; *6* – Вулканогенные и пирокластические породы андезитов батского возраста; *7* – Субвулканические риолиты, дациты и риодациты байосского возраста; *8* – Риодациты, риодацитовые туфы и туфовые брекчии позднего байосского возраста; *9* – Андезитовые порфириты и их туфы, туфовые брекчии раннего байосского возраста; *10* – Плагиграниты раннего байосского возраста; *11* – Разломы; *12* – Месторождения типа медь-порфирит; *13* – Проявления медь-порфиритового типа; *14* – Месторождения высокосульфидного эпитермального типа; *15* – Месторождения низкосульфидного эпитермального типа.

Адуляр в наибольшем количестве встречается в зонах, содержащих рассеянный пирит (рис. 2, *g*). В образцах, лишенных пирита, содержание адуляра ниже (рис. 2, *e*), однако не во всех образцах кварц-порфирового тела он присутствует. Это указывает на неоднородное распределение как адуляра, так и пирита в пределах QPB. Кварц ± адуляр ± пирит также отмечается в дайках, пересекающих пропилитизированные туфы, что свидетельствует о ее предпочтительном развитии в определенных зонах.

Серицитовое и аргиллитовые изменения пространственно связаны с разломами, ориентированными примерно с востока на запад. Эти изменения ясно пересекают кварц-порфировые тела (QPB), а также несколько магматических даек.

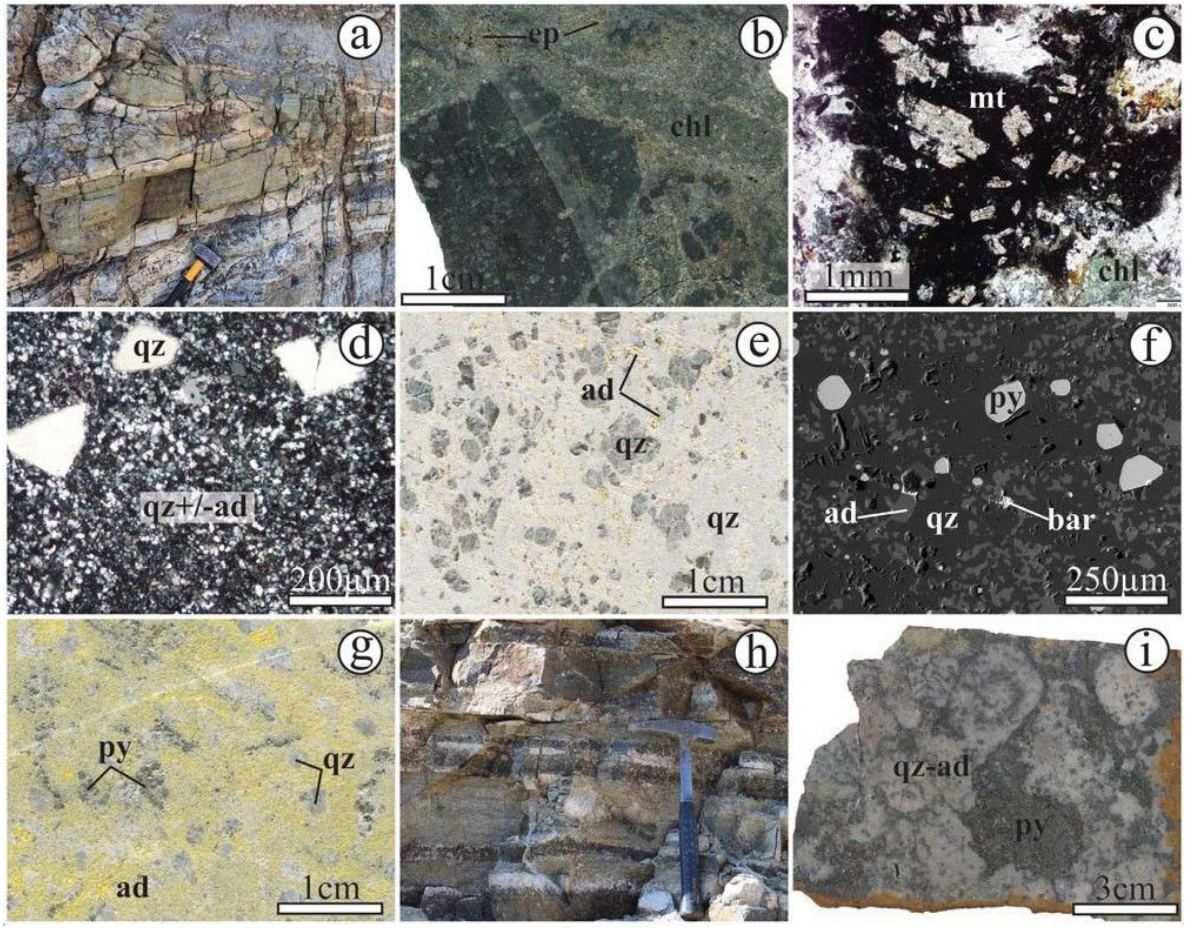


Рис. 2. Фотомикрографии основных типов гидротермальных изменений в Гядабее:

a – Эпидот, предпочтительно заменяющий слои туфа; *b* – Вулканокластическая порода с хлоритом, заменяющим обломки, и эпидот с хлоритом в матрице; *c* – Присутствие магнетита в матрице пропилитизированных слоев туфа; *d* – Шлиф QPB с фенокристаллами кварца в микрокристаллической матрице кварц ± адуляр ± пирит; *e* – Обазец K полевого шпата из QPB, не содержащего минералов; *f* – кварц-адуляр-пирит; *g* – Обазец K полевого шпата из QPB содержащий пирит; *h* – кварц ± адуляр ± пирит вдоль отдельных слоев туфа (темный слой = более измененный, светлый слой = менее измененный); *i* – QPB с обломками в матрице из пирита.

Сокращения: ad = адуляр; bar = барит; chl = хлорит; ep = эпидот; mt = магнетит; py = пирит; qz = кварц.

Гидротермальное изменения проявляется в вертикальном развитии и включает массивные блоки, которые по своим характеристикам схожи с QPB (рис. 3, *a*).

Были проведен рентгеновский дифрактометрический анализ, который показал различную интенсивность изменении:

1. Менее измененный образец состоит из кварца, клинохлора (хлорита) и слюд (серицита). Такая минерализация типична для серицитовой альтерации. Наблюдения в шлифах не позволяют точно определить, является ли эта минерализация переходом от общей кварц-адуляр-пиритовой к более кислому изменению в центральной части месторождения, или, если этот серицитовый состав является результатом более позднего процесса, замещающего адуляр (K-полевой шпат) из QPB, согласно следующей реакции:

$$1{,}5\ KAlSi_3O_8 + H^+ <=> 0{,}5\ KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3\ SiO_2 + K^+.$$

В любом случае, для объяснения этой минерализации в центральной части месторождения необходимо наличие более высокоактивных флюидов (с большей кислотностью).

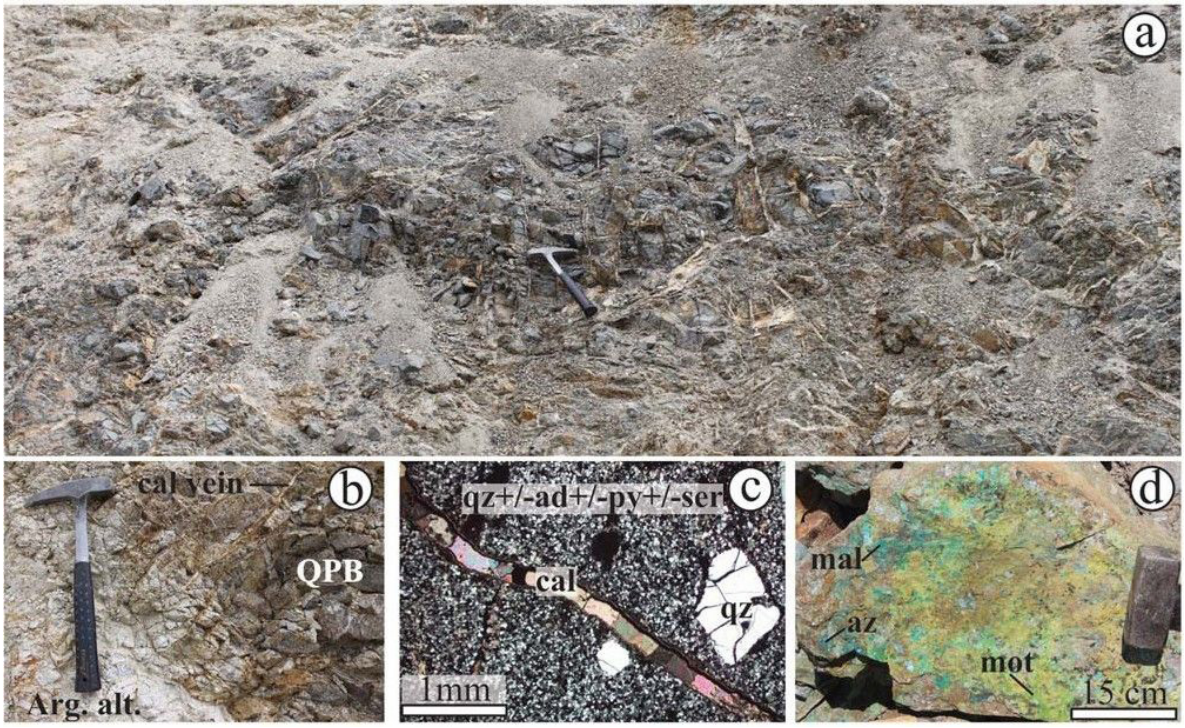


Рис. 3. Серицит и аргиллитовое изменение следующее за пропилитовой и кварц ± адуляр ± пирит

a – Хаотичный вид аргиллитовой альтерации, пересекающей QPB; *b* – Переход от аргиллитовой альтерации к блокам QPB; *c* – Карбонатные жилы, пересекающие QPB; *d* – Окисленная зона, характеризующаяся присутствием азурита, малахита и моттрамита, последний из которых местные геологи называют «Вольборитом».
Сокращения: ad = адуляр; Arg. alt. = аргиллитовая альтерация; az = азурит; cal = кальцит; mal = малахит; mot = моттрамит; py = пирит; QPB = кварц-порфировое тело; qz = кварц; ser = серицит.

2. Второй образец с более высокой интенсивностью изменений показал присутствие дикита, клинохлора и каолинита. Образование каолинита и дикита можно объяснить следующей реакцией:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + H^+ + 1{,}5\ H_2O = 1{,}5\ Al_2Si_2O_5(OH)_4 + K^+$$

Зона окисления является последним событием и не связана с развитием гидротермальной системы, однако имеет большое значение для разработки руд. Окисленные зоны кварц-порфирового тела (QPB) являются более рудными из-за более мягкой породы, что облегчает ее измельчение. Характеризуются присутствием железных оксидов, что придает породам коричнево-красный цвет. Для анализа оксидов был проведен рентгеновский дифрактометрический анализ (рис. 3, *d*). Результаты показали наличие минерализации азуритом, малахитом.

Литература

Баба-заде В. М., *Мусаев Ш. Д.*, *Насибов Т. Н.* и др. Золото Азербайджана. Баку: Азербайджан Энсиклопедисиясы, 2003, 424 с.

Valiyev A., *Bayramov A.*, *Mursalov S.* Geology, resource, and future ore perspective of the Gedabek gold deposit, Azerbaijan // Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Lesser Caucasus. Tbilisi, Georgia. 2013. P. 23.

Hemon, Pierre The Gedabekquartz-adularia-pyritealtered, Cu-Au-Ag epithermal deposit, Western Azerbaijan; Lesser-Caucasus: Geology, alteration, mineralization, fluid evolution and genetic model: MScThesis / Geneva, 2013. 87 p.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА: СОСТАВ, ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

С. А. Медведева

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
medvedeva @itig.as.khb.ru

Буреинский осадочный бассейн находится на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива (ЦХБ). На востоке он граничит с Чегдомынским выступом ЦХБ (Анойкин, 2003). Разрез представлен верхнетриасовыми-верхнеюрскими морскими отложениями и прибрежно-морскими и континентальными отложениями верхней юры и нижнего мела. В разрезе междуречья Солони-Ургал (депоцентр бассейна) преобладают тонкозернистые породы (песчанистые алевролиты, алевролиты, аргиллиты). Песчаники занимают значительное место в разрезе. Присутствуют также конгломераты, гравелиты, туфогенные и известковистые разности терригенных пород, лавы и пепловые туфы кислого состава, в верхней юре–нижнем мелу – линзы угля. При удалении от депоцентра (наиболее глубокой части бассейна) практически во всех свитах увеличивается количество песчаников. Возраст отложений обоснован определениями ископаемых фаунистических и флористических остатков (Атлас, 2004; Дзюба, 2024; Красилов, 1973).

Опробованы коренные выходы пород вдоль железнодорожной Байкало-Амурской магистрали (р. Солони), в выемках и карьерах автомобильных дорог по правобережьям рек Чегдомын, Эльганджа и Умальта, по левобережью р. Солони.

Содержания породообразующих оксидов определялись рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан, аналитики Т. Д. Борходоева, В. И. Мануилова). Определение концентраций РЗЭ проводилось методом ICP-MS на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН (аналитики Д. В. Авдеев, В. Е. Зазулина, Л. С. Боковенко).

По петрографической классификации (Шутов, 1967) типы песчаников – полевошпатовые граувакки, кварцевые граувакки, реже аркозы. В составе обломков кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, слюды, обломки пород. Для классификационных целей соотношение обломков было пересчитано на 100 % и составило (%): кварц – 12–50, полевые шпаты – 13–58, обломки пород – 8–74. Кварц, полевые шпаты, слюды свидетельствуют о денудации гранитоидов и, возможно, гранито-гнейсов. Породный состав обломочного материала песчаников представлен мелкозернистыми гранитами, вулканическими стеклами, дацитами, кварцитами, редко осадочными породами. В целом, области сноса были сложены породами кислого, средне-кислого и, частично, основного состава.

В некарбонатных песчаниках оксиды содержатся в следующих количествах (здесь и далее масс. %): SiO_2 62,4–78,2, TiO_2 0,17–0,88, Al_2O_3 11–15,8, Fe_2O_3 1,0–7,0, MgO 0,08–3,37, CaO 0,1–3,7, Na_2O 1,32–4,9, K_2O 1,45–5,0. В алевролитах породах содержится: SiO_2 57,9–67,5, TiO_2 0,50–0,78, Al_2O_3 13,5–18,4, Fe_2O_3 1,9–6,1, MgO 0,34–4,1, CaO 0,22–4,2, Na_2O 0,44–3,3, K_2O 1,47–3,9. По литохимической классификации (Хиррон, 1988) песчаники соответствуют грауваккам, и частично аркозам, алевролиты – глинистым сланцам. На факторной диаграмме FI – FII по методике (Roser, 1988) фигуративные точки песчаников находятся в поле кислых пород, точки алевролитов – в поле кислых и средних пород. Это объясняется тем, что

© Медведева С. А.

по составу изученные песчаники соответствуют ряду гранита-риолита, а алевролиты – ряду гранодиорита-дацита. Можно заключить, что состав материнских пород был кислым.

По литохимическому «Стандарту ЮК» (Юдович, Кетрис, 2000) песчаники относятся к типу силиты, поскольку значения основного классификационного гидролизатного модуля ГМ = $(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$ от 0,17 до 0,3 (меньше 0,3), алевролиты – к типу сиаллиты (ГМ от 0,31 до 0,36), почти все к подтипу истинных силитов и сиаллитов (содержания MgO меньше 3%). Анализ ряда модулей «Стандарта ЮК» позволил сделать вывод о незрелости нижне-среднеюрских песчаников. Это высокие в основном значения практически универсального гидролизатного модуля (ГМ), который является количественной мерой процесса гипергенной дифференциации вещества, а также алюмокремниевого (АМ = Al_2O_3/SiO_2), натриевого (НМ = Na_2O/AI_2O), щелочного (ЩМ = Na_2O/K_2O) модулей. Более молодые верхнеюрско-нижнемеловые породы относительно более зрелые, они испытали бóльшее выветривание. Расчет значений индексов химического выветривания CIW и CIA (Harnois, 1988; Nesbitt 1982) в алевролитах показал аналогичную ситуацию, и позволил реконструировать теплый климат в позднеюрское время (CIW 83-90, CIA 69-81), а в другие временные отрезки – умеренно холодный (CIW 51-75, CIA 46-64).

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в песчаниках (от 87–106 г/т до 297–390 г/т) немного ниже, чем в более тонкозернистых породах, алевролитах, от 108 до 267 г/т). Причем в песчаниках сильнее проявлена неоднородность распределения РЗЭ в отдельных пробах. Отношение суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых РЗЭ больше 8 и хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* = $EuN/(SmN*GdN)^{1/2,}$ значения которой редко выше 0,6, также показывают кислый состав материнских пород (Тейлор, 1988). Резкой разницы в содержаниях РЗЭ между песчаниками и алевролитами нет, что говорит, в целом, о слабой зрелости пород и о тектонически активной складчатой области сноса.

Выводы. Состав материнских пород был преимущественно кислым. Физическое выветривание преобладало над химическим выветриванием. Реконструируется гумидный умеренно холодный климат, лишь в позднеюрское время он был гумидным теплым. Рельеф прилегающей суши горный, расчлененный.

Литература

Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Буреинская. Лист M-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.+2 вкл.

Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Зонова, Е.А. Калачева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

Дзюба О.С., *Урман О.С.*, *Шурыгин Б.Н.*, *Горячева А.А.*, *Шамонин Е.С.* Стратиграфия среднеюрских отложений Буреинского прогиба по новым палеонтологическим данным из разреза Солони (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 6. С. 24–41. DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-6-24-41

Красилов В.А. Палеоэкологический метод корреляции континентальных толщ // Бюллетень Моск. о-ва исп. природы, отд. геологии. 1973. Т. XLVIII (4). С. 37–50.

Тейлор С.Р., *Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Перевод с анг. М.: Мир, 1988. 384 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Юдович Я.Э., *Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 55. 1988. P. 319–322.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sand and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. V. 58. № 5. 1988. P. 820–829.

Nesbitt H.W., *Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from maior element chemistry of luties // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Roser B.P., *Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАНЮРЕР-ЗОЛОТОГОРСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА

С. В. Межеловская[1], Е. В. Ватрушкина[1], Е. П. Исаева[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Mezhelsofya@gmail.com
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

Вопрос о значении магматизма и тектоники в образовании порфировых рудномагматических систем остается актуальным как в фундаментальных исследованиях, так и при изучении конкретных рудных районов. Эти процессы рассматриваются в тесной взаимосвязи, поскольку именно их сочетание создает уникальные условия для формирования промышленных скоплений меди, молибдена и золота.

Танюрерский золото-меднорудный район расположен в северной части хребта Пекульней.

Пекульнейский сегмент Корякско-Камчатской складчатой области рассматривается как фрагмент одноименной палеодуги [4], или трансформная зона, на южной границе Чукотского континента [5]. В геологическом строении Танюрерского района участвуют вулканогенно-терригенные отложения титон-валанжинского возраста (грунтовская толща) прорванные интрузиями танюрер-золотогорского (мургальского) плутонического комплекса позднего альба [2]. Плутонический габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовый комплекс объединяет целый ряд интрузивных массивов суммарной площадью до 900 км^2. На происхождение и формационную принадлежность танюрер-золотогорского комплекса существует несколько взглядов: Сурмилова Е. П. [6] и Малышева Г. М. [3] относят его к интрузивным образованиям энсиматических островных дуг. О. Л. Морозов [4], считает, что комплекс сформировался в результате метаморфогенно-анатектического процесса, связанного с раннемеловой коллизией микроконтинентальных масс. Комплекс нарушен протяженной сдвиговой зоной, состоящей из серии сопряженных прямолинейных, дугообразных и кулисообразных разрывных нарушений (Амгуэмская зона). Верхнеюрско-нижнемеловые образования перекрыты вулканитами амгеньской толщи Охотско-Чукотского вулканического пояса, и прорываются телами-сателлитами позднемеловых экитыкинского и леурваамского комплексов. В работе рассмотрены дифференцированные интрузии танюрерского массива с диорит-порфировыми образованиями, с которыми связана потенциальная Cu-Mo минерализация рудопроявлений Базовое и Моренное. Объекты характеризуются типичными для медно-порфировых систем чертами: штокверковым типом оруденения; развитием кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов; наличием сульфидной минерализации (халькопирит, борнит, пирит). Согласно современным представлениям [10], такие рудно-магматические системы формируются в надсубдукционных и постколлизионных обстановках. Установление геодинамической природы плутонического комплекса является актуальной задачей в связи с его потенциальной рудоносностью. Танюрерский массив, предшественниками относится к танюрер-золотогорскому комплексу с определенной долей условности, на основании состава основных фаз внедрения и взаимоотношении с вмещающими и перекрывающими породами. Становление массива происходило в три фазы, образуя гомодромную последовательность от габбро-диоритов до плагиогранитов. Петрографический состав первой фазы позволяет отнести породы к амфиболовым габбро, габбродиоритам с типичной полнокристаллической габбровой структурой. Породы сложены основным плагиоклазом (55%) обыкновенной роговой обманкой (35%), в подчиненном количестве находится биотит и кварц до 10%. Вторичные

© Межеловская С. В., Ватрушкина Е. В., Исаева Е. П.

изменения проявлены в хлоритизации биотита и амфибола, соссюритизации ядерных частей плагиоклаза. Породы являются умеренно титанистыми, умеренно железистыми, нормально магнезиальными MgO до 6% (MgO# – 0,6–0,7). Габбро обладают слабо фракционированным спектром распределения РЗЭ, La_N/Yb_N ~2,6, характеризуются положительной Eu/Eu* ~1,6 аномалией, указывающей на фракционирование плагиоклаза. Вторая фаза по минеральному и химическому составу отвечает диоритам, гранодиоритам, с порфировидной структурой, наблюдаются крупные выделения плагиоклаза с прямой зональностью, центральные части которых замещены агрегатом соссюрита и эпидота. Основная масса состоит из мелкого кварца, плагиоклаза и новообразованных минералов группы карбоната, серицита и гидрослюд. Незначительные метасоматические изменения проявлены в образовании хлорита первой и второй «генераций», который образует псевдоморфозы по биотиту и амфиболам. Более поздние преобразования привели к формированию систем тонкого прожилкования, которые заполнены карбонатом. Породы относятся как к метаглиноземистым (ASI < 1), так и перглиноземистым разностям, в основе своей являются умеренно- и среднемагнезиальными (MgO# = 0,6–0,9), принадлежат к известковой, известково-щелочной и щелочно-известковой сериям; они обогащены натрием (Na_2O до 6,2 мас. %) при подчиненном содержании калия (K_2O 0,8–3 мас. %), Na_2O/ K_2O – 3–5. Породы содержат повышенные концентрации Cr до 61 г/т и V до 131 г/т, обладают высоко дифференцированными спектрами распределения РЗЭ (La_N/Yb_N = 6,45–12,91) с обогащением легкими РЗЭ (La_N/Sm_N = 1,8–3,1), спайдерграммы имеют отрицательные аномалии Nb и Ti, и положительную аномалию по Sr. Третья фаза представлена гранитами, тоналитами, плагиогранитами и субщелочными граносиенитами и монцонитами. Граниты и тоналиты обладают полнокристаллической, равномернозернистой структурой, состоят из кварца 50%, зонального плагиоклаза 38%, калиевого полевого шпата содержания которого варьируют от 5 до 20%, в подчиненном количестве развит хлоритизированных биотит, из акцессорных минералов наблюдается циркон, сфен и рутил. Породы принадлежат известково-щелочной высококалиевой и щелочно-известковой сериям, являются среднемагнезиальными (MgO# = 0,6–0,9), преобладают перглиноземистые разности (ASI~0,9–1,3). Характер распределения РЗЭ аналогичен диоритам. На диаграммах Харкера для всех фаз внедрения наблюдается отчетливая линейная зависимость содержаний петрогенных оксидов от SiO_2, что свидетельствует о принадлежности пород к единому магматическому комплексу. Геохимические особенности гранитоидов, выраженные в низких содержаниях K_2O 0,8-2,5, Th 1-2,2, Rb 40-73, Y 4-12 и высоком содержании Sr 379-574, указывает на адакитовые характеристики пород. На дискриминантной диаграмме Y+Nb-Rb [9], точки составов гранитоидов попадают в область гранитов вулканических дуг, для отличия надсубдукционных магматических пород островных дуг и активных окраин от трансформных окраин континентов нами были использованы тройные диаграммы $TiO_2 \times 10$–Fe_2O_{3Tot}–MgO и Nb-La-Yb [8], все точки составов гранитоидов лежат в области трансформных окраин. На парных диаграммах Y+Nb-Nb/Y, Nb+Y-Gd/Yb, Nb+Y-Sm/Yb, Gd/Yb-La/Yb, Sm/Yb-La/Sm, Sr/Y-La/Yb [11] большинство точек второй и третьей фаз внедрения располагаются в поле гранитоидов деструкции слэба (slab-failure).Учитывая петрогеохимические особенности изученных пород танюрер-золотогорского плутонического комплекса, расположенного в северной части хребта Пекульней, наиболее вероятная обстановка его формирования представляется как постсубдукционная синсдвиговая, в условиях трансформной окраины, что позволяет отнести рассматриваемый комплекс к альб-сеноманской магматической провинции Тихоокеанской Азии [7].

Работа выполнена в рамках темы № FMMG-2024-0001 госзадания ГИН РАН.

© Межеловская С.В., Ватрушкина Е.В., Исаева Е.П.

Литература

1. *Гребенников А. В.*, *Ханчук А. И.* Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы / Тихоокеан. геология. 40 (1). 2021. С. 3–24.
2. *Исаева Е. П.*, *Звизда Т. В.*, *Ушакова Д. Д.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь: объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 341 с.
3. *Малышева Г. М.*, *Малышев Ю. Е.* Легенда Корякской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Чукотский ТГФ, 1999.
4. *Морозов О. Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки (Тр. ГИН РАН; Вып. 523). М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
5. *Некрасов Г. Е.* Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозоид // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 4. С. 388–392.
6. *Сурмилова Е. П.*, *Степина Т. С.* Легенда Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). ФГУНПП «Аэрогеология», М., 2002.
7. *Ханчук А. И.*, *Гребенников А. В.*, *Иванов В. В.* Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
8. *Grebennikov A. V.*, *Khanchuk A. I.* Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams. Int. Geol. Rev. 2021. 63. 601–629.
9. *Pearce J. A.*, *Harris N. W.*, *Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
10. *Sillitoe R. H.* 2010: Porphyry Copper Systems. Economic Geology. 105. 3–41.
11. *Whalen J. B.*, *Hildebrand R. S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. P. 105179.

ГЕНЕРАЦИИ ТЕФРЫ В ОЗЕРНЫХ ОСАДКАХ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

П. С. Минюк, Д. К. Пожидаева, О. Т. Соцкая

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан, minyuk@neisri.ru

Прослои тефры являются важнейшими хроностратиграфическими маркерами при изучении четвертичных отложений. Широкое латеральное распространение тефры на Северо-Востоке России позволяет использовать ее для корреляции разногенетических отложений, включая озерные осадки, определение возраста которых затруднено из-за недостатка органического материала. Тефра обнаружена в осадках многочисленных озер, расположенных в Магаданской области и в республике Саха (Якутия). Исследованные озера расположены в горных районах и прибрежных Охотоморских впадинах – Ланковской и Кава-Тауйской. Расстояние между крайними точками исследований составляет более 700 км. В результате исследований установлено две генерации тефры разного возраста (Минюк и др., 2022, 2025), что обуславливает важность поисков геохимических, петромагнитных и магнито-минералогических критериев для их идентификации.

В северном Приохотье, в горных районах Колымы наиболее часто встречается тефра извержения, образовавшего кальдеру Курильского озера на Камчатке около 7600 лет назад (Ponomareva et al., 2004). Эта тефра (КО, нижняя тефра) присутствует в осадках большинства озер. Мощность прослоя тефры сильно варьирует в разрезах скважин от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. В осадках некоторых озер (Сапог, Форель, Уи) отмечены лишь отдельные скопления вулканических стекол, диагностируемые под микроскопом в прозрачных слайдах. Видимые прослои тефры легко определяются в разрезах по характерному белому цвету. Как правило, они имеют четкие верхнюю и нижнюю границу. Однако границы бывают нарушены биотурбацией, мерзлотными процессами. Тефра представляет неконсолидированный материал, который при высыхании керна рассыпается.

По геохимическому составу относится к риолитам. Содержание SiO_2 составляет в среднем 75,95 мас. % по результатам рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и 75,6 мас. % по данным энерго-дисперсионной спектроскопии (ЭДС). Сумма K_2O и Na_2O равна 6,65 мас. % (РФА) и 6,73 мас. % (ЭДС). Геохимический состав тефры постоянный во всех озерах и в локациях вне озер.

Тефра слабомагнитная. Средние значения магнитной восприимчивости по всем валовым пробам (не расситованным) варьируют в пределах $(0{,}01–0{,}57)\times10^{-6}$ кг/м^3 (среднее 0,15). Судя по отношениям Jrs/Js, Bcr/Bc в тефре преобладают псевдооднодоменные магнитные частицы. Коэрцитивные силы невысокие, близкие к магнетитовым и титаномагнетитовым (Bc = 9,8–20,8 мТл, Bcr = 24,4–41,4 мТл).

В магнитной фракции преобладают титаномагнетиты со средними содержаниями титана в пределах ~3,6–6,5 мас.%. По результатам термокаппаметрии в тефре установлено несколько магнитных фаз, отличающихся по стабильности к температурам и точкам Кюри. Основная фаза имеет точки Кюри 565–581 °C. Вторая, неустойчивая фаза, имеет предположительные точки Кюри (точки фазовых переходов) в пределах 492–527 °C. В процессе нагрева отчетливо проявляется фаза с Tc = 370–380 °C. Гранулометрический состав тефры и магнитные характеристики неоднородные. В тефре доминируют частицы размером менее 40 мкм. Магнитная восприимчивость тефры для большинства образцов возрастает от грубых фракций к тонким.

© Минюк П. С., Пожидаева Д. К., Соцкая О. Т.

Вторая генерация тефры имеет позднеголоценовый возраст (верхняя тефра) и обнаружена только в озерах, расположенных вблизи побережья Охотского моря – Чистое, ЛБ-1, ЛБ-2, Лесное, Подкова, Чукча, Безымянка. В озерах ЛБ-1, ЛБ-2, Лесное (Ле), Подкова (По) она находится в виде прослоев белого цвета с четкими нижней и верхней границами. Мощность прослоев составляет ~0,5 см. Контактовые зоны, мощностью до нескольких мм, содержат примесь вмещающих алевритов. В осадках озерах Чистое, Чукча, Безымянка верхняя тефра визуально не видима. Вулканические стекла установлены в прозрачных слайдах и по петромагнитным свойствам.

Нижняя тефра имеет риодацитовый состав со средними содержаниями кремнезема 70,2–70,5 мас. % (ЭДС). По сравнению с верхней тефрой, в ней выше сумма Na_2O и K_2O – 7,45 мас. % (ЭДС). Эта генерация тефры отлична по магнитным свойствам. Магнитная восприимчивость по валовым пробам определена в единичных разрезах, где тефра незасоренная и находится в виде прослоев. МВ тефры в осадках скважины Лб-2 составляет 3,83, скв. Ле –3,23, скв. По-1-2,67, скв. По-2–2,29 × 10^{-6} кг/$м^3$. В тефре по данным ЭДС преобладают малотитанистые титаномагнетиты (Ti = 2,63 мас. %). Размер магнитных частиц псевдооднодоменный-многодоменный (ближе к многодоменному). В верхней тефре, как и в нижней, преобладает гранулометрическая фракция размером < 40 мкм, но она слабомагнитная по сравнению с более грубыми фракциями. По данным термокаппаметрии в ней также установлено несколько магнитных фаз. Стабильная к нагревам фаза имеет точки Кюри 563–573 °С и связана с магнетитами и малотитанистыми титаномагнетитами. В тефре отчетливо выделяется неустойчивая к нагревам фаза с Tc = 470–493 °С. В процессе нагрева точка Кюри этой фазы смещается к температурам 434–445 °С.

Согласно радиоуглеродным датировкам вмещающих осадков возраст верхней тефры составляет около 3000 лет. Источник верхней тефры не определен. Предполагается, что он расположен на Камчатке и, возможно, он связан с одним из позднеголоценовых извержений вулкана Шивелуч или принадлежит извержению Ходуткинский «маар» (юг Камчатки), близких по возрасту и составу.

В осадках исследованных озер установлены только две генерации тефры с характерными для них геохимическими, петромагнитными и магнито-минералогическими свойствами. Доминирующим параметром для обнаружения верхней тефры является магнитная восприимчивость. Величины МВ незасоренной тефры на порядок выше, чем вмещающих осадков. Для этой тефры свойственны также высокие значения Js и Jrs. Магнитная восприимчивость тефры, разбавленной осадочным материалом, ниже, однако она намного превышает магнитную восприимчивость вмещающих осадков. В связи с этим она надежно идентифицируется по высоким значениям МВ, Js, Jrs даже когда она визуально невидимая.

Прослои тефры в озерных осадках являются важными хронологическими и корреляционными маркерами голоцена.

Литература

Минюк П. С., Пожидаева Д. К., Соцкая О. Т., Бурнатный С. С., Ложкин А. В., Андерсон П. М., Малахова Г. Ю. Тефра в осадках озер Магаданской области // Вулканология и сейсмология. 2025. № 4.

Минюк П. С., Соцкая О. Т., Цыганкова В. И., Акинин В. В., Бурнатный С. С. Голоценовые пеплы в озерных осадках Приохотья: отличительные признаки // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 62–68. DOI: 10.31857/S2686739722070131

Ponomareva V. V., Kyle P. R., Melekestsev I. V., Rinkleff P. G., Dirksen O. V., Sulerzhitsky L. D., Zaretskaia N. E., Rourke R. The 7600 (^{14}C) Year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2004. V. 136. P. 199–222. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2004.05.013

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ H_2O-LiCl-NaCl И H_2O-LiCl-$CaCl_2$ ДЛЯ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР

М. А. Мисюра, С. А. Бушмин, Е. В. Савва

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Предлагаемые модели, согласованные с экспериментальными данными, основаны на уравнениях Питцера с новыми опубликованными экспериментальными параметрами взаимодействия ионов Na, Ca, Cl и соответствующими им произведениями растворимости твердых фаз. Модели позволяют на основании данных по температурам фазовых переходов (микротермометрия флюидных включений) определять концентрации солей в растворе, или по известному содержанию солей в природных рассолах предсказывать температуры кристаллизации/растворения твердых фаз (лед, кристаллогидраты NaCl и $CaCl_2$).

Модель системы H_2O-LiCl-NaCl для интервала температур от –77 до +300 °C.

По уравнениям Питцера с новыми параметрами взаимодействия NaCl (Toner et al., 2017) и соответствующими произведениями растворимости рассчитаны характеристики тройных точек с участием твердых фаз: эвтектики (E – Лед + $LiCl \cdot 5H_2O$ + $NaCl \cdot 2H_2O$), перитектик (P1 – $LiCl \cdot 5H_2O$ + $NaCl \cdot 2H_2O$ + NaCl и P2 – $LiCl \cdot 5H_2O$ + $LiCl \cdot 3H_2O$ + NaCl), а также котектические и перитектические кривые, разделяющие фазовые поля (Лед, $NaCl \cdot 2H_2O$, NaCl). Дополнительно определены изотермы растворимости льда, гидрогалита и галита (Мисюра и др., 2024). Результаты хорошо согласуются с экспериментальными данными (Акопов, 1963). В отличие от предыдущей модели (Dubois et al., 2010), также основанной на уравнениях Питцера, но ограниченной интервалом от –50 до +100 °C, предложенная модель позволяет рассчитать положение тройных точек и границы фазовых полей в более низкотемпературной области, что дает возможность их сопоставления с экспериментами. В качестве примера применения модели к природному объекту приведены оценки концентраций солей во флюидных включениях кварца из жил различных генераций района Большие Кейвы Фенноскандинавского щита.

Модель системы H_2O-LiCl-$CaCl_2$ для интервала температур от –77 до +50 °C.

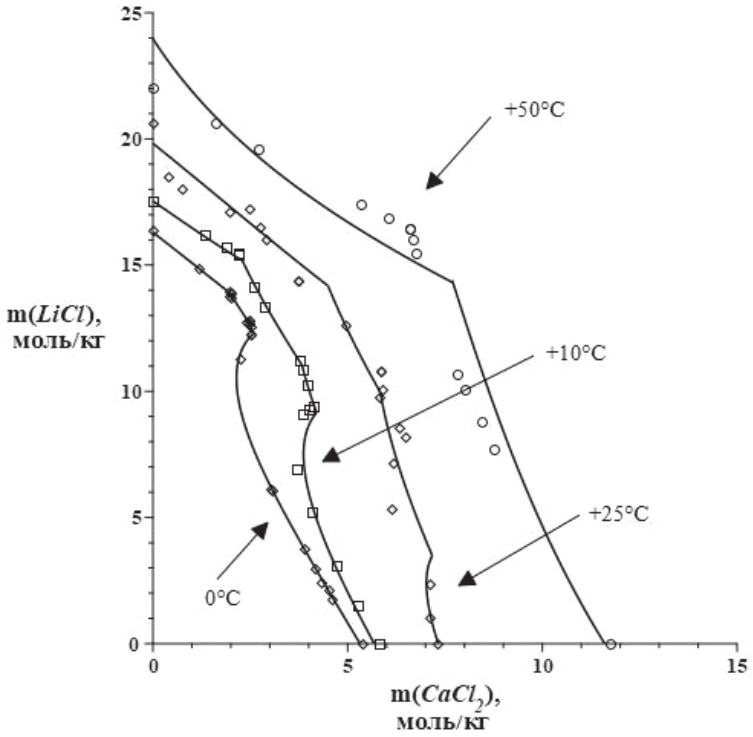
В уравнениях Питцера использованы новые параметры взаимодействия для $CaCl_2$ (Toner et al., 2017) и соответствующие им произведения растворимости откалиброванных нами в области низких температур. Рассчитаны характеристики тройных точек с твердыми фазами эвтектики (E–Лед + $LiCl \cdot 5H_2O$ + $CaCl_2 \cdot 6H_2O$) и перитектик (P1–$LiCl \cdot 5H_2O$ + + $LiCl \cdot 3H_2O$ + $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ и P2–$LiCl \cdot 2H_2O$ + $LiCl \cdot 3H_2O$ + $CaCl_2 \cdot 6H_2O$), котектические, перитектические кривые, разделяющие фазовые поля кристаллогидратов ($CaCl_2 \cdot 6H_2O$, $CaCl_2 \cdot 4H_2O$, $LiCl \cdot CaCl_2 \cdot 5H_2O$, $LiCl \cdot 5H_2O$, $LiCl \cdot 3H_2O$, $LiCl \cdot 2H_2O$, $LiCl \cdot H_2O$), и соответствующие им изотермы растворимости.

В области положительных температур было произведено фиттирование существующих экспериментальных данных (Wang et al., 2019, Zenga et al., 2008) для получения параметров тройного взаимодействия и произведений растворимости.

Отличие нашей модели, от существующей (Lassin et al., 2023) заключается в возможности расчета положения тройных точек и границ фазовых полей при низких температурах от –77 до 0 °C. В области положительных температурах расчеты сходятся с экспериментальными данными до температуры +50 °C, при которой данная модель начинает отклоняться от экспериментальных точек, что отражено на рисунке.

Исследования выполнены по теме FMUW-2021-0002 Госзадания ИГГД РАН.

© Мисюра М. А., Бушмин С. А., Савва Е. В.



Система H_2O-LiCl-$CaCl_2$. Сравнение экспериментов по растворимости (символы) с изотермами растворимости (линии), рассчитанные по нашей модели для кристаллогидратов $CaCl_2 \cdot 6H_2O$, $CaCl_2 \cdot 4H_2O$, $CaCl_2 \cdot 2H_2O$, $LiCl \cdot CaCl_2 \cdot 5H_2O$, $LiCl \cdot 2H_2O$.

Литература

Акопов Е. К. Политерма растворимости тройной системы LiCl–NaCl–H_2O // Журнал прикладной химии. 1963. Т. 36. С. 1916–1919.

Мисюра М. А., *Бушмин С. А.*, *Александрович О. А.* и др. Термодинамическая модель системы H_2O–LiCl–NaCl для исследования флюидных включений: Расчет по уравнениям Питцера // Доклады АН. 2024. Т. 519. № 1. С. 52–60.

Dubois M., Monnin C., Castelain T. et al. Investigation of the LiCl-NaCl-H_2O system: A synthetic fluid inclusion study and thermodynamic modeling from –50° to +100 °C and up to 12 mol/kg // Economic Geology. 2010. V. 105. № 2. P. 329–338.

Lassin A., Andre L. A revised description of the binary $CaCl_2$–H_2O chemical system up to solution-mineral equilibria and temperatures of 250 °C using Pitzer equations. Extension to the multicomponent HCl–LiCl–NaCl–KCl–$MgCl_2$–$CaCl_2$–H_2O system // J. Chem. Thermodynamics. 2023. V. 176. 106927.

Toner J. D., *Catling D. C.* A low-temperature thermodynamic model for the Na-K-Ca-Mg-Cl system incorporating new experimental heat capacities in KCl, $MgCl_2$ and CaCl2 solutions // J. Chem. Eng. Data. 2017. V. 62. № 3. P. 995–1010.

Wang X., Zhao K., Guo Yafei. et al. Experimental Determination and Thermodynamic Model of Solid–Liquid Equilibria in the Ternary System (LiCl + $CaCl_2$ + H_2O) at 273.15 K // J. Chem. Eng. Data. 2019. V. 64. № 1. P. 249–254.

Zenga D., Xua W., Voigtb W., et al. Thermodynamic study of the system (LiCl + $CaCl_2$ + H_2O) // J. Chem. Thermodynamics. 2008. V. 40. P. 1157–1165.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ПОРОД ХРЕБТА СЕРПОВИДНОГО КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Т. А. Мыскова[1, 2], Н. Б. Филиппов[2], П. А. Львов[1, 2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

Структура хребта Серповидного представляет собой крупную синформную складку, развитую на северо-западе Кейвского террейна. Ее строение было и остается предметом споров нескольких поколений исследователей. Изначально считалось, что это простая синклиналь (Бельков, 1963). Позднее было установлено что ее южное крыло срезано продольным разломом (Сидоренко и др., 1972; Белолипецкий и др., 1980) или разбито многочисленными разломами на блоки (Будько и др., 1972). Согласно еще одной версии ядерная часть структуры представляет собой набор тектонических пластин (Милановский, 1984). Последние годы наибольшую популярность приобрели представления о надвиговой природе структуры, имеющей форму крупной колчановидной складки (Балаганский и др., 2011 и др.).

Большинство исследователей (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980 и др.) стратиграфический разрез Серповидной структуры по набору пород и возрасту коррелируют с палеопротерозойскими образованиями умбинской свиты варзугской серии Имандра-Варзугской структуры. Согласно другой точке зрения (Радченко и др., 1994) сопоставлять указанные супракрустальные образования можно только по возрасту, поскольку между сравниваемыми разрезами нет полной аналогии, и ассоциацию пород хребта Серповидного следует выделять в самостоятельную песцовую серию.

Для уточнения положения пород Серповидной структуры в региональной стратиграфической шкале нами были изучены детальные разрезы структуры, а также получены и систематизированы отсутствующие в публикациях до настоящего времени данные по петрогеохимии и изотопному возрасту пород. U-Pb возраст по циркону был получен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Институте Карпинского. Изучение разрезов в пределах структуры Серповидной показало, что присутствующие здесь породы не обнаруживают полного сходства с супракрустальными образованиями умбинской свиты Имандра-Варзуги. В основании Серповидной структуры залегает горизонт силикатно-карбонатных пород (предположительной мощности до 200 м). И в этом отношении прослеживается аналогия с разрезом умбинской свиты, низы которой сложены пачками карбонатных, терригенных и в самом верху – туфогенных пород (общей мощностью до 300 м). На этом сходство сравниваемых разрезов заканчивается. В Имандра-Варзугской структуре разрез далее наращивается мощной (1500–2000 м) пачкой покровов основных метавулканитов (Загородный и др., 1982), а в Серповидной структуре основу вышележащего разреза (общей мощностью до 1500 м) составляют биотитовые гнейсо-сланцы (с варьирующими содержаниями Bt от 1–2 % до 15–20 %), в редких случаях присутствует Mi. На отдельных участках в составе биотитовых гнейсо-сланцев появляется Grt (1–5 %), Ms (1–20 %), Amp (3–15 %), St и Ky; вторичные минералы: Chl (по Bt) и Ep. Гнейсо-сланцы часто обогащены магнетитом, содержания которого в отдельных случаях достигают 10–15 %. В подчиненном количестве в разрезе встречаются маломощные тела амфиболитов (вероятнее всего ксеногенной природы). Контакты между отдельными разновидностями пород тектонизированы. Падения пород на север под углами от 40–50° до вертикальных. В ядерной части и в южном крыле на контакте с пачкой двуслюдяных сланцев

© Мыскова Т. А., Филиппов Н. Б., Львов П. А.

песцово-тундровской серии разрез сечется двумя дайками порфиритов, предполагаемой мощности 200 и 100.

Природа гнейсо-сланцев предварительно может быть охарактеризована как метасоматиты по кислым магматитам. Наиболее близки к первичным магматическим составам существенно биотитовые гнейсы, в которых биотит составляет 7–10 %. Они содержат в среднем (в мас. %): SiO_2 75, TiO_2 0,5, Al_2O_3 12, $Fe_2O_{3общ.}$ 5, MgO 0,55, CaO 1,65, Na_2O 3,9, K_2O 1,2, что по уровню концентраций петрогенных элементов (за исключением K_2O) приближает породы к составам щелочных гранитов массива Западные Кейвы и комагматичным им кислым вулканитам лебяжинской свиты. Более низкие содержания калия можно объяснить проявленными здесь процессами кислотного выщелачивания. Такое предположение подтверждается особенностями распределения РЗЭ, демонстрирующими на графиках положительные пики Eu в наиболее измененных разностях, связанные с переходом европия при кислотном выщелачивании в двухвалентную форму, делающим его инертным элементом в противовес остальным подвижным лантаноидам (Bau, 1991). По мере увеличения степени метасоматоза в биотитовых гнейсах появляются дополнительные минералы – Ms, Grt, St, Ky и проявляется тенденция изменения химического состава в сторону все большего увеличения концентраций SiO_2, в единичных случаях Ba и уменьшения содержаний Al_2O_3 и щелочей. Другие петрогенные элементы ведут себя неоднозначно, что, возможно, связано с проявлением дополнительного наложенного процесса, а именно, площадной коры выветривания. Минеральным признаком ее присутствия в пределах территории выступают локальные участки с залежами бурого железняка.

U-Pb возраст был получен для циркона, выделенного из Amp-Bt гнейса, развитого в ядерной части структуры, с содержаниями (в мас. %): SiO_2 60,86, TiO_2 1,9, Al_2O_3 12,44 $Fe_2O_{3общ.}$ 11,84, MgO 5,42, CaO 1,9, Na_2O 3, K_2O 0,76. Появление в гнейсах амфибола, вероятнее всего, связано с процессами гибридизации: разбавлением изначально кислых магм веществом захваченных ксенолитов более древних амфиболитов. В пользу такой природы свидетельствуют текстуры пород, характеризующиеся неравномерным распределением темноцветных минералов в пределах обнажения. О подобных явлениях гибридизации и автометасоматоза упоминается при описании щелочных гранитов массива Западные Кейвы (Щелочные…, 1958). Возраст получен по семи аналитическим точкам в кристаллах, имеющим характеристики циркона магматического происхождения (субидиоморфный призматический облик с осцилляторной зональностью, умеренные содержания U (85–251 мкг/г), Th (74–161 мкг/г) и Th/U отношения (0,38–0,88)), а значит сформированным в момент кристаллизации пород. Полученное значение возраста составляет 2677 ± 8 млн лет (СКВО 0,83), что совпадает со временем становления комплекса щелочных гранитов Кольского полуострова.

Учитывая изложенные новые данные по составу и возрасту пород Серповидной структуры, требуется ее дальнейшее изучение и, при получении дополнительных данных, скорее всего, возникнет необходимость в пересмотре взглядов на происхождение и возраст слагающих ее пород.

Работа выполнена в рамках проектов: «ГДП-200 с подготовкой к изданию листов Q-37-I, II (Западно-Кейвская площадь)» и темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2025-0003).

Литература

Балаганский В. В. и др. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.

Белолипецкий А. П. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.

Будько В. М. и др. Подготовка к полевым работам. Комплексные аэрогеологические и аэрогеофизические исследования // Методические указания по геологичесой съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Л.: Недра, 1972. С. 14–48.

Загородный В. Г. и др. Имандра-Варзугская зона карелид: геология, геохимия, история развития. Л.: Наука, 1982. 280 с.

Милановский А. Е. Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 102–112.

Радченко А. Т. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 95 с.

Сидоренко А. В. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 211 с.

Щелочные граниты Кольского полуострова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 370 с.

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chemical geology. 1991. V. 93. I. 3–4. P. 219–230.

ИНТЕРАКТИВНАЯ КАРТА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБА 1 : 2 500 000

М. В. Наумов, А. Е. Костин, Е. А. Кухаренко, О. А. Лебедева, Р. С. Паламарчук

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Mikhail_Naumov@karpinskyinstitute.ru

Формационный анализ магматических образований является важнейшим методом петрографо-металлогенического районирования, который позволяет типизировать, классифицировать и сопоставлять разновозрастные плутонические и вулканические ассоциации различных регионов и соответственно обосновывать те или иные критерии прогнозной оценки территорий. Анализ парагенезов эндогенных формаций и разработка принципов и методики их изучения при геологической съемке и прогнозных работах являлись одними из ведущих направлений работ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского в области петрологии в течение длительного времени. В рамках этих работ в 1971 г. была издана Карта магматических формаций территории СССР м-ба 1 : 2 500 000 (ред. Д. С. Харкевич, В. Н. Москалева). Формационная типизация эндогенных породных ассоциаций при этих исследованиях была основана главным образом на петрографических и петрохимических критериях. Интенсивное развитие прецизионных геохимических и изотопно-геохимических, в том числе геохронометрических, методов исследования вещества, которое активно внедряется в современной практике региональных картосоставительских работ (ГГК-1000 и ГГК-200 нового поколения), позволяет не только разработать дополнительные и уточнить ранее предложенные критерии формационной типизации. Все это обуславливает необходимость создания новой карты магматических формаций (КМФ) с целью актуализации данных по мелкомасштабному и обзорному картографированию магматических формаций, учитывая обширные новые геолого-петрологические материалы по магматическим объектам, накопленные за прошедшие 50 лет.

Основная концепция новой интерактивной КМФ-2500 – показать распространение однотипных, но разновозрастных магматических ассоциаций в различных геотектонических структурах. КМФ-2500 обеспечивает сведение структурно-геологической, петрографо-минералогической, петро-геохимической, изотопно-геохимической и геохронометрической информации по магматическим объектам, полученной преимущественно при составлении комплектов государственных геологических карт нового поколения (ГГК-1000/3 и ГГК-200/2), в единый структурированный массив цифровой геологической информации и его визуализацию в легко воспринимаемой форме. КМФ составляется как дополнительный слой Интерактивной Геологической карты России м-ба 1 : 2 500 000, что обеспечивает ее полное интегрирование в единую геологическую информационную систему по территории РФ и позволяет использовать содержащиеся в этой карте базы данных при составлении и дальнейшем анализе магматических объектов. Конкретные магматические формации представляют собой результат формационной типизации магматических объектов (латеральных и вертикальных рядов магматических комплексов и аналогичных стратифицированных таксонов), представленных на Интерактивной Геологической карте РФ м-ба 1 : 2 500 000.

Атрибутивные таблицы для каждого магматического комплекса, который является конкретным проявлением той или иной формации, включают информацию по следующим параметрам вещественного состава, внутренней структуры и взаимоотношений со средой: породы преобладающие (главные) и подчиненные (второстепенные); петрохимическая

© Наумов М. В., Костин А. Е., Кухаренко Е. А., Лебедева О. А., Паламарчук Р. С.

характеристика – пределы содержаний SiO_2, общая щелочность, тип щелочности, магнезиальность и т. д.; петрохимическая серия; геохимическая характеристика, включая геохимическую специализацию, геохимические параметры, индикаторные для условий становления, петрогеохимические тренды; изотопно-геохимические параметры (Rb-Sr, Sm-Nd систематика и т. п.); минерагеническая специализация, включая ассоциирующие рудные формации и типы оруденения, а также связанные с данным комплексом месторождения/рудопроявления; ассоциирующие метасоматические образования; морфология и размеры интрузивных тел; внутреннее строение тел; морфология и характер контактов; соотношения интрузивных фаз и фаций; магматическая зональность; типоморфные структурно-текстурные особенности пород; условия залегания тел, структурное положение; характеристика вмещающих пород; экзоконтактовые ореолы; единицы тектонического районирования – складчатая область, система, зона; геодинамическая обстановка; время проявления геологическое и по данным изотопного датирования. Для вулканических и вулканогенно-осадочных формаций добавляются такие характеристики, как фации комплекса по преобладанию – эффузивная, эксплозивная (пирокластическая), субвулканическая или экструзивно-жерловая; характер вулканизма (подводный, субаэральный и т. д.); тип вулканов и вулканотектонические структуры; внутренняя структура вулканической толщи и осадочные породы, ассоциирующие с вулканитами; мощность вулканических толщ.

В соответствии с выбранными критериями формационной типизации по совокупности приведенных характеристик объект относится к определенной формации (формационному виду) в соответствии с выбранной классификацией и легендой карты магматических формаций. В качестве таких критериев использованы: 1) Однотипный набор пород, входящих в магматические комплексы; 2) Однотипные вариации химического состава комплексов; 3) Генетическая общность входящих в ассоциацию комплексов; 4) Сходство производных постмагматических или других связанных с формированием ассоциации процессов, которыми обычно определяется рудоносность ассоциации; 5) Приуроченность к однотипным геотектоническим элементам земной коры.

Расчленение магматических объектов, отвечающих соответствующим полигонам ГК-2500, проводится по двум параметрам: формационная принадлежность объекта, обоснованная на комплексе выбранных структурно-вещественных критериев, и возраст проявления формации. Таким образом, карта показывает распространение магматических формаций, относящихся к различным этапам тектоно-магматической активности, в пределах соответствующей геотектонической единицы. Детальная геолого-структурная, петрографо-минералогическая, петрогеохимическая и изотопно-геохронологическая характеристика магматических объектов, отнесенных к той или иной формации, приводится в атрибутивных таблицах.

Интерактивная легенда КМФ составляется по принципу построения вертикальных рядов формаций, соответствующих последовательным этапам развития различных структурно-формационных областей, различающихся в том числе и эволюцией магматизма. Соответственно, в легенде отображаются геохронологическая шкала (вертикальная составляющая) и структурно-формационное районирование (горизонтальная составляющая). Дополнительно для каждого георегиона составляется статический макет легенды магматических формаций, позволяющий визуализировать формации в виде корреляционной схемы, которая позволяет выявить пространственное и временное их распространение.

Таким образом, интерактивная Карта магматических формаций представляет собой визуализированный структурированный массив цифровой геологической информации – атрибутивные таблицы, исчерпывающе характеризующие магматические объекты (магматические комплексы), показанные на интерактивной Геологической карте России м-ба 1 : 2 500 000, и набор инструментов пространственного анализа и корреляции картируемых подразделений, элементов оформления и визуализации данных.

ПРОБЛЕМА АКТУАЛИЗАЦИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО КОДЕКСА

М. В. Наумов, Е. А. Кухаренко, А. Е. Костин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Mikhail_Naumov@karpinskyinstitute.ru

Петрографический кодекс (ПК) призван обеспечить унификацию петрографической понятийной базы при различных геологических работах, в том числе прогнозных и поисковых. Действующие издания ПК приняты в 2008–2009 гг. [Петрографический…, 2009] и с успехом используются российскими геологами при проведении исследовательских, геологосъемочных и поисковых работ. Вместе с тем, многолетнее и разноплановое применение ПК выявило необходимость его совершенствования по ряду направлений. Это обусловлено, с одной стороны, некоторыми недостатками самого ПК, с другой – получением новой информации. Наибольшие вопросы вызывает схематичность и неоднозначность подхода к классификации и номенклатуре метаморфических и метасоматических пород (для которых представлены лишь некоторые принципы систематики и примеры номенклатуры) и их картируемых подразделений. Сложность решения этой задачи связана с тем, что названные типы пород, так же как и эндогенные обломочные (брекчии), являются композитными образованиями, состав и внутренняя структура которых определяется несколькими факторами (процессами).

Кроме того, признается необходимость иного подхода к систематике некоторых семейств магматических пород, в частности, ультрамафитов. Предложения по усовершенствованию этой систематики уже неоднократно вносились ранее (например, [Куликов и др., 2015]).

В определенной степени проблемы понятийной базы Петрографического кодекса связаны с предложенной в нем концепцией единого подхода к систематике различных типов пород (магматических, метаморфических и метасоматических). Очевидно, что на нынешнем этапе обобщения петрологической информации такой подход менее конструктивен. В этом отношении наиболее адекватным представляется использование в ПК для тех или иных породных групп принципов систематики, уже разработанных различными специалистами.

Исходя из вышесказанного, основными задачами по актуализации Петрографического кодекса представляются следующие:

– принятие детальной обоснованной систематики и номенклатуры метаморфических и метасоматических пород (в т. ч. понятий об их картируемых и картографируемых подразделениях);

– усовершенствование систематики мафических и ультрамафических магматических пород;

– усовершенствование номенклатуры тех или иных типов эндогенных обломочных образований.

Соответственно, предлагаемые изменения в ПК состоят в следующем.

Усовершенствование систематики вулканогенных обломочных образований в целях приведения в соответствие с практикой поисково-съемочных работ. Оно сводится к ее упрощению и соответствующему сокращению литологической номенклатуры.

Для метаморфических пород предлагается ввести единую классификационную таблицу, в отличие от набора из 21 таблиц, имеющихся в ныне действующем Кодексе. Классификация сводится к диагностике породных видов в соответствии с ведущими минеральными парагенезисами, отражающими как состав протолита, так и соответствующую фацию метаморфизма, и таким образом является как структурно-вещественной, так и генетической.

© Наумов М. В., Кухаренко Е. А., Костин А. Е.

Для метасоматических пород предлагается включить в Кодекс систематику гидротермалитов, давно предложенную и используемую специалистами отдела металлогении ВСЕГЕИ [Плющев и др., 1981, 2012]. Она основана на петрографической диагностике статистически устойчивых ассоциаций новообразованных минералов, определяющих тип и вид метасоматической породы. Выделяется 18 видов гидротермалитов, которые объединяются в три группы: а) кварц-светлослюдистую, б) темноцветную, в) полевошпатовую. В каждой группе выделяются подгруппы – гидротермалиты, характеризующиеся относительно простыми однородными минеральными ассоциациями, равновесными в физико-химическом отношении. Минеральный состав этих гидротермалитов наиболее точно отвечает названию группы. Являясь структурно-вещественной, эта классификация позволяет однозначно типизировать гидротермалиты (метасоматиты), учитывая как состав протолита, так и параметры метасоматического процесса, независимо от полноты его проявления.

В систематике и номенклатуре ультрамафитов и сопряженных с ними мафических пород, в соответствии с предложениями МПК, предлагаются весьма существенные изменения, в целом согласующиеся с принципами классификации IUGS [Igneous rocks…], основанными на приоритете параметров модального состава перед петрохимическими характеристиками. Возникающая при этом проблема состоит в том, что такой подход в значительной степени выводит данную группу магматитов за пределы принятого в Кодексе общего подхода к типизации этого типа пород. Поэтому при дальнейшей апробации в рамках МПК должна быть проведена увязка предложенных изменений с другими статьями главы III ПК.

Литература

Куликов В. С., *Марковский Б. А.*, *Смолькин В. Ф.* и др. Классификация и номенклатура ультраосновных и основных высокомагнезиальных (>18% MgO) вулканических пород нормальной щелочности (предложения рабочей группы Секции РПКТ МПК РФ) – Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск, 2015. С. 557–558.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, испр. и доп. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 198[1] с.

Плющев Е. В., *Ушаков О. П.*, *Шатов В. В.*, *Беляев Г. М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.

Плющев Е. В., *Шатов В. В.*, *Кашин С. В.* Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.

Igneous rocks: A classification and glossary of terms / A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2-nd ed. / R.W. Le Maitre (editor). Cambridge. 2002. 236 p.

ИНФРАКРУСТАЛЬНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАГАН-ВИЛЮЙСКОГО ТЕРРЕЙНА (КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

М. В. Наумов, Г. В. Липенков, Н. П. Виноградова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Mikhail_Naumov@karpinskyinstitute.ru

Маган-Вилюйский (Маганский) террейн занимает западную часть Анабарской тектонической провинции кристаллического фундамента Сибирской платформы. Традиционно, главным образом по данным изучения пород Анабарского шита, он рассматривается как гранулит-гнейсовый мегаблок [Розен, 2003 и др.]. Петрографическое, петрогеохимическое и изотопно-геохронологическое изучение пород кристаллического фундамента, вскрытых более чем 250 глубокими скважинами, позволило составить структурно-формационную схему южного сегмента Маган-Вилюйского террейна.

Характерные для Анабарского щита двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а также высокоглиноземистые гнейсы составляют менее 10% объема вскрытых скважинами интервалов фундамента. Существенно преобладают (более 70%) интенсивно гранитизированные породы, мигматиты и анатектит-граниты; инфракрустальные архейские формации представлены лишь в виде останцов среди полей полиформационных гранитоидов. Тем не менее, анализ геофизических полей, продуцируемых породами кристаллического основания, дает возможность реконструировать состав, ареалы распространения и взаимоотношения полихронных и полиформационных комплексов.

По данным Sm-Nd изотопного датирования, континентальная кора южной части Маган-Вилюйского мегаблока сформировалась в архее. При этом, Nd модельные датировки относительно равномерно охватывают интервал (по одностадийной модели) от 3565 до 2314 Мл с относительными пиками значений около 3550, 3050, 2850 и 2550 Мл; 38% значений приходится на ранний и 48% – на поздний архей. Каких-либо пространственных закономерностей в распределении величин Nd-модельных возрастов не наблюдается.

К раннему архею относится формирование инфракрустальных СВК – базит-гранулитового (основных гранулитов), гнейсо-гранулитового (кислых гранулитов), амфиболит-гнейсового, отвечающих в первом приближении различным фациям глубинности и соответствующих термодинамических обстановок первичной континентальной коры. Продукты анатексиса и гранитизации этих комплексов – различные низкощелочные гранитоиды и диоритоиды, плагиомигматиты, гранито-гнейсы (тоналит-гнейсовая ассоциация), слагают бóльшую часть Ботуобинского и Ербогаченского блоков. Наличие конкордантных U-Pb возрастов циркона из плагиогранитов и биотитовых гранитов порядка 3050–3160 Мл указывает, что формирование этой ассоциации также относится к раннему архею, аналогично олекминскому комплексу Алданского щита.

Позднеархейские (сахаборские) структурно-вещественные ассоциации представлены рядом супракрустальных комплексов – сланцево-железистокварцитовым, амфиболит-гнейсово-сланцевым и метабазальт-кварцито-сланцевым, формирующих Чонский зеленокаменный пояс, разделяющий Ботуобинский и Ербогаченский блоки. Названные СВК сложены первично вулканогенными, осадочно-вулканогенными породами с горизонтами бимодальных (преимущественно толеит-плагиориолитовых) вулканитов, железистых кварцитов и значительными объемами плутонических пород, образующих последовательные серии от габброидов до гранитоидов; все эти породы метаморфизованы в широком диапазоне эпидот-амфиболитовой

© Наумов М. В., Липенков Г. В., Виноградова Н. П.

и амфиболитовой фаций низкого давления. Время метаморфизма вулканогенных и обломочных образований предположительно датируется около 2700 Мл. К этому рубежу относится и внедрение в области сочленения зеленокаменного пояса и Ботуобинского серогнейсового мегадомена *щелочных сиенитов западно-ботуобинского комплекса* ($E\xi AR_2zb$), для которых получен конкордантный U-Pb возраст по циркону 2699,4 ± 7 Мл; при этом значение Nd модельного возраста этого же образца соответствует алданию ($T_{Nd}(DM)$ = 3565 Мл). Приблизительно к тому же хронологическому интервалу (2890–2700 Мл) относится пик развития гиперстеновых гранитоидов эндербит-чарнокитовой ассоциации в пределах гранулитовых доменов, а также, возможно, редких тел метаперидотит-пироксенитовой и анортозит-габброноритовой формаций.

В раннепротерозойское время доминировали процессы рециклинга континентальной коры. Карельские СВК представлены образованиями низких ступеней метаморфизма в пределах узких троговых зон – эпидот-амфиболовыми, амфибол-хлоритовыми, (карбонат)-хлорит-биотитовыми, слюдяно-кварцевыми, полевошпат-кварц-биотитовыми, кварц-альбит-хлоритовыми сланцами и даже углистыми филлитами; они отнесены к метабазит-зеленосланцевому и метатерригенно-вулканогенному СВК. Однако, подавляющий объем карельских образований представляют различные гранитоиды и бластотектониты, развитые в пределах протяженных и широких зон северо-западного и северо-восточного простирания, характеризующихся интенсивной милонитизацией, катаклазом, метасоматическими преобразованиями и формированием пластообразных и линзовидных тел двуслюдяных гранитов и лейкогранитов, а также бластокатаклазитов в полях биотит-роговообманковых мигматитов и гранитогнейсов. Все конкордантные U-Pb датировки цирконов из этих гранитоидов укладываются в интервал 2100–1857 Мл (сарминское время). Типизирован ряд гранитоидных комплексов, некоторые из которых могут быть сопоставлены с выделенными ранее в Непском районе [Миронюк, 1988].

– *киренгский гранит-гранодиоритовый комплекс* ($\gamma–\gamma\delta PR_1k$), сложенный рядом высокоглиноземистых пород нормальной щелочности от кварцевых монцодиоритов до лейкогранитов с преобладанием роговообманковых, биотитовых и двуслюдяных гранитов и гранодиоритов;

– *тымпычанский лейкогранит-щелочногранитовый* комплекс ($l\gamma–E\xi PR_1t$), включающий щелочные граниты, аляскиты, монцолейкограниты;

– *талаканский комплекс умереннощелочных гранитов* ($l\xi\gamma PR_1t$) – умереннощелочные лейкограниты, аляскиты, щелочнополевошпатовые граниты.

– *даниловский комплекс порфировидных гранитоидов* (γPR_1d) – порфировидные лейкограниты, гранодиориты, редко граносиениты и сиениты.

Концентрация интрузий и ареалов катаклаза в южной части Маган-Вилюйского террейна, вероятно, трассирует активную окраину этого континента, представленную Байкало-Вилюйским (Акитканским) мегаблоком.

Таким образом, структура южной части Маган-Вилюйского террейна сформирована в результате нескольких этапов тектоногенеза в условиях дифференцированных движений микроблоков, сложенных различными структурно-вещественными ассоциациями, и рециклинга континентальной коры с развитием процессов мигматизации, гранитизации и катаклаза, в результате чего инфракрустальные образования в верхней части коры сохранились лишь в виде останцов среди полей полихронных полиформационных гранитоидов и бластокатаклазитов, в т. ч. развитых и по ним самим.

Литература

Миронюк Е. П. Погребенный фундамент юго-восточной части Сибирской платформы / Геология зоны БАМ, т. 1: Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. С. 144–147.

Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И. Л. Недосекова

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый (ИВК) и Булдымский ультрабазит-карбонатитовый комплексы расположены в пределах Уральского складчатого пояса и являются представителями деформированных карбонатитовых комплексов линейного типа, претерпевших тектоническую и вещественную эволюцию в результате аккреционной и коллизионной орогении. Основными особенностями ИВК, отличающими его от платформенных (внутриплитных) кольцевых карбонатитовых комплексов ультраосновной щелочной формации, является линейная форма тел и тип магматизма (преимущественно Ne-сиенитовый, при отсутствии щелочно-ультраосновных магматитов – ийолит-уртитовых, мелилитсодержащих и дайковых серий пород), а также примитивный характер силикатных и карбонатных магм, высокая флюидонасыщенность магматических систем, тип щелочности (калий-натровый), плюмазитовый коэффициент агпаитности и некоторые другие. Важной особенностью являются деформационные текстуры – гнейсовидность, полосчатость, будинаж, структуры пластического течения, широкое развитие такситовых, пегматоидных, «зебровидных» анатектических текстур пород.

Происхождение Ильмено-Вишневогорского и Булдымского карбонатитовых комплексов дискуссионно. Существуют различные тектонические и петрологические модели их образования: рифтогенная модель, предполагающая глубинный мантийный источник магм ИВК и его внедрение на заключительном этапе континентального рифтогенеза ~ 440 млн лет назад в O_3 (Кононова и др., 1979; Крамм et al., 1983); модель корового анатексиса амфиболит-гнейсовых толщ на этапе постколлизионного растяжения ~ 250 млн лет (T_1) (Роненсон, 1966; Левин и др., 1997, Расс и др., 2006; Абрамов и др., 2020); коровый анатексис в результате декомпрессионного плавления (Mitchell, 2005); субдукционная модель, предполагающая генерацию щелочных и карбонатитовых магм в зоне субдукции ~ 390 млн лет назад (D_2) (Иванов, 2010). До настоящего времени продолжают оставаться актуальными вопросы источников вещества уральских карбонатитовых комплексов, глубины и времени генерации магм, состав родительских расплавов и их соотношение с платформенными карбонатитовыми комплексами ультраосновной щелочно формации.

С целью определения возраста и длительности этапов щелочно-карбонатитового магматизма на Урале и их соотношения с геодинамическими этапами развития Уральской складчатой области нами были использованы как изохронные методы (Rb-Sr, Sm-Nd, TIMS), так и локальное U-Pb-датирование цирконов (SHRIMP II, LA-ICP MS) ИВК и Булдымского карбонатитовых комплексов. Наряду с датированием миаскитов, мы провели изотопное датирование рудоносных (пирохлорсодержащих) разностей пород – миаскит-пегматитов и карбонатитов, а также датирование рудных Nb и REE-минералов – пирохлора и монацита, из пород, представляющих различные временные стадии рудообразования в ИВК и Булдымском комплексах. U-Pb датирование LA-ICP MS было проведено в Изотопном центре «GEMOC», Сидней, Австралия и в ЦКП «ГЕОАНАЛИТИК», ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; SHRIMP-датирование цирконов и пирохлоров – в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Rb-Sr и Sm-Nd изохронное датирование проведено в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН, Апатиты.

© Недосекова И. Л.

Rb-Sr изохронное датирование валовых проб миаскитов и карбонатитов ИВК показало нижнесилурийский возраст ранних фаз щелочного магматизма 438±8 млн лет (S_1) и низкое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70339, который соответствует (в пределах ошибки определения) полученным ранее возрастным определениям 446±12 млн лет, O_3 (Кононова и др., 1979). Необходимо отметить, что наряду с изотопными составами миаскитов этой изохроне принадлежит состав ранних карбонатитов. Тогда как поздние карбонатиты, так же как такситовые миаскиты и миаскит-пегматиты имеют несколько более высокие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70352–0,70359 и не принадлежат этой изохроне, что предполагает возможность их контаминации и/или иной возраст образования.

U-Pb-возраст циркона ранних фаз миаскитов и карбонатитов ИВК – 420,7±11 (S_2) и 417±2,8 (D_1) млн лет, соответственно. В поздних фазах миаскитов и карбонатитов ранние цирконы резорбированы, имеют нарушенные изотопные системы, а более поздние генерации циркона образуют кластер 386±7,6 млн лет (D_2).

В миаскит-пегматитах и поздних карбонатитах определен нижнепермский U-Pb-возраст циркона: 280±8 млн лет (P_1). Изохронное датирование поздних рудоносных разностей карбонатитов показало возраст от нижней перми до раннего триаса (P_1–T_1): 254±18 млн лет, Sm-Nd, и 247±4 млн лет, Rb-Sr (ИВК); 280±53 млн лет, Sm-Nd (Булдымский комплекс).

Таким образом, результаты Rb-Sr и U-Pb датирования ранних фаз миаскитов и карбонатитов ИВК (446±12; 438±8; 420±11 и 417±3 млн лет) свидетельствуют о том, что их формирование происходило в раннем палеозое (O_3–S), синхронно с заложением и функционирование островных дуг Урала, и могло быть связано с процессами пассивного рифтогенеза, проявляющегося в тыловых частях островодужных систем и континентальных окраин.

Возрастные кластеры (383±5, 384±4, 376±3 млн лет, D_3) цирконов из поздних фаз миаскитов и карбонатитов ИВК отражают возраст преобразования раннего циркона и коррелируют с началом аккреционно-коллизионных процессов на Урале.

U-Pb-датирование циркона миаскит-пегматитов ИВК показало пермский возраст (от 280±8 до 257±3 млн лет, $P_{1–3}$), так же как Rb-Sr-изохронное датирование миаскит-пегматитов (274±5 млн лет, P_1), что соответствует позднеколлизионной стадии развития Урала и становления ИВК. Новообразованные генерации циркона рудоносных пирохлоровых карбонатитов датированы возрастом в диапазоне от нижней перми (P_1) до раннего триаса (T_1) – 280±8 до 244±19 млн лет); Sm-Nd и Rb-Sr изохроны поздних карбонатитов II показали близкий возраст 254±18, 247±4 Ma, P_3-T – новый эпизод редкометалльного рудообразования на этапе поздней коллизии и постколлизионной релаксации.

Выводы: Изотопно-геохронологические исследования пород ИВК, в том числе рудоносных разностей миаскит-пегматитов и карбонатитов, позволяют предположить что для ИВК применима рифтогенно-коллизионная модель формирования (Недосекова, 2023). Согласно модели, щелочные магмы ИВК были внедрены на континентальных рифтовых окраинах в палеозое (O_3–S). На Урале в это время происходило заложение островных дуг, формирование островодужных вулканогенно-осадочных комплексов Тагильской мегазоны (O_3–D_3), а также внедрение габбро-тоналитовых комплексов, фиксирующих переход от экстенсиональной тектоники к режиму сжатия [Пучков, 2010]. Таким образом, генерация щелочных магм на Урале может быть связана с рифтогенной тектоникой внутриорогенного цикла.

Позднее рифтогенные карбонатитовые комплексы были вовлечены в зону коллизии, деформированы и подверглись плавлению в результате аккреционно-коллизионных процессов (столкновения Восточно-Европейского континента с Магнитогорской островной дугой ~380–360 млн лет, D_3 и C_1 – ранняя коллизия) и, позднее, в результате поздней коллизии и закрытия Уральского океана (~290–265 млн лет, P_1) [Пучков, 2010]. На коллизионном (D_3–P) и постколлизионном (~250–230 млн лет, T) этапах становления ИВК происходили процессы

деформации, перекристаллизации пород и минералов, частичное плавление щелочных карбонатитовых комплексов с формированием флюидонасыщенных щелочно-карбонатитовых расплавов-флюидов, а также редкометалльное Nb-Zr рудообразование, вероятно, связанные с палингенно-метасоматическими процессами преобразования пород ордовик-силурийских щелочных комплексов.

Литература

Недосекова И.Л. Карбонатитовые комплексы Урала и Тимана и связанные с ними процессы редкометалльного рудообразования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2023. 298 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРО-АЛАЯ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

А. С. Ниёзов

Национальная академия наук Таджикистана, Таджикский национальный университет, Душанбе, Республика Таджикистан, aniyozov@bk.ru

Гиссаро-Алай, охватывающий западную часть Южного Тянь-Шаня включает Гиссаро-Алайскую систему хребтов, представляя юго-западную ветвь герцинского Урало-Монгольского пояса и часть альпийского Евразийского внутриконтинентального орогена [2, 4].

Гиссаро-Алай с севера ограничивается Южно-Ферганским разломом, на востоке трассирующийся как Атбаши-Иныльчекский разлом и далее известный как Атбашинский. Южно-Ферганский разлом и одновременно совпадает с Южно-Ферганской офиолитовой сутурой, проявляясь как глубинный разлом. Южной его границей служит Гиссаро-Каратегинский (Южно-Гиссарский) разлом, более известный как Гиссаро-Кокшаальский. Выделение последнего поддерживают не все исследователи, поскольку он выражен слабо, и иногда границей считают Иляк-Вахшский разлом.

В геотектоническом плане Гиссаро-Алай в пределах Таджикистана представлен центральной частью Урало-Монгольского орогена или частью Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы и выступает как аккреционно-коллизионное сооружение, сформированное на герцинском этапе развития пояса в процессе мощных горизонтальных перемещений.

В Гиссаро-Алае установлена коровая, корово-мантийная и мантийная генерация петрогеохимических типов гранитоидов. Коровые гранитоиды присущи коллизионным и субдукционно-коллизионным, корово-мантийные гранитоиды – синколлизионным, постколлизионным и анорогенным, а мантийные гранитоиды – островодужным геодинамическим обстановкам [5].

Гранитоидный магматизм в Гиссаро-Алае проявлялся закономерно, соответственно этапам эволюции региона, в определенных геодинамических обстановках: субдукционной, островодужной, коллизионной и коллизионно-субдукционной.

Основным механизмом образования гранитоидных магм Гиссаро-Алая считается декомпрессионно-диссипативный разогрев различных субстратов, плавление которых происходит при снижении давления в глубинных зонах и/или при подъеме глубинных флюидов. Допущение декомпрессионно-диссипативного механизма, включающего магмообразование за счет собственного теплосодержания, снимает проблему энергии и пространства. Наряду с кристаллизационной дифференциацией, масштабы и интенсивность которой в регионе угнетены, в формировании гранитоидов важную роль сыграл анатексис.

Фанерозойские гранитоидные геодинамические формации Гиссаро-Алая сформированы в соответствии с общей геологической эволюцией региона, которая выражается в гомодромности, утолщении континентальной коры.

Гранитоиды в геоструктурных зонах Гиссаро-Алае развиты неравномерно, имеют разные масштабы и формы проявления. В ходе общей геологической эволюции Туркестанского палеоокеана произошло вергентное пространственно-временное развитие известково-щелочных и щелочных серий в виде масштабного проявления вулкано-плутонических комплексов на южной окраине (Южно-Гиссарская зона), маломощного плутонического в середине (Зеравшано-Гиссарская зона) и подавленного надвигающим Казахстан-Киргизским микроконтинентом умеренного плутонизма на северной (Туркестано-Зеравшанская зона) окраине.

© Ниёзов А. С.

Гранитоиды Гиссаро-Алая по петрогеохимическим особенностям группируются в 8 петрогеохимических типов: известково-щелочные граниты, плюмазитовые редкометалльные граниты, субщелочные редкометалльные граниты, латиандезитовые гранитоиды, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты, андезитовые гранитоиды, агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

Гиссаро-Алай прошел сложный и многоэтапный путь геодинамической эволюции, заключающейся в: 1) длительном рифтогенезе (Rf_3–PZ_1), инверсии режима, генезисе палеотуркестанского океана, ягнобского рифта; 2) спрединге (O_{1-2}) океанической коры; 3) двухсторонней субдукции (D_{2-3}) океанической коры под Казахстан-Киргизский террейн; 4) заложении и развитии гиссарского рифта; 5) континентальной коллизии (C_2–P_1) (320–250 млн лет) Тарима и Тянь-Шаня, сокращение пространства, формирование покровно-складчатого сооружения, массовом гранитоидогенезе; 6) плюмовой активности, щелочном магматизме (P); 7) субстабильный режим, становление эпипалеозойской платформы (T–P_2^1); 8) тектоническая активизация с поперечным сокращением и утолщением коры, формирование внутриконтинентального орогена (P_2–Q). Геоструктурные зоны Гиссаро-Алая развивались взаимосвязано и экспозиционно в Туркестанском и Гиссарском океанах, согласно общему процессу их формирования и эволюции.

Важным условием массового гранитоидного магматизма служило формирование зрелой мощной коры. Собственно корообразующие процессы в Гиссаро-Алае вещественно-энергетически обеспечивались длительной тектонической аккрецией субдуцировавших плит Таримм-Алайского и Казахстан-Киргизского микроконтинентов, завершившейся при столкновении двух краевых континентальных массивов в C–P [3].

В Гиссаро-Алае коллизионные процессы привели к формированию аккреционно-коллизионных структур (террейнов), которые сыграли важную роль в формировании значительных масс гранитоидов.

Геодинамическая эволюция Гиссаро-Алая в фанерозое хронологически фиксируется обособленными и взаимно независимыми периодами массового, коллизионно- аккреционного (302 ± 12 млн лет, C_2–P_1) плюмового (290 ± 11 млн лет, P1) гранитоидного магматизма.

В регионе установлена глубинная принадлежность петрогеохимических типов гранитоидов, генерированных коровыми, мантийно-коровыми и мантийными источниками.

В Гиссаро-Алае восстановлены условия гранитоидного петрогенезиса, выявлены возможные субстраты магмообразования. Гетерогенность субстратов имела место уже в докембрии, что вытекает из допущения о гетерогенности магматизма в это время и зависимости особенностей магм от субстрата, установленных фактов неоднородности верхней мантии и коры региона. Вполне возможно, что в пределах коры (и верхней мантии) одновременно существовали несколько очагов (вероятно, взаимосвязанных) магмообразования [1].

Литература

1. *Абрамович И.И.*, *Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. *Бискэ Ю.С.* Тянь-Шаньская складчатая система. II: Палеозойский Южный Тянь-Шань и Кызылкумы // Вестник СПбГУ, 2004. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2. С. 13–30.
3. *Бискэ Ю.С.*, *Конопелько Д.Л.*, *Зельтманн Р.* Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 1–21.
4. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
5. *Ниёзов А.С.* Гранитоидные комплексы и формации западной части Зеравшано-Гиссарской зоны // Проблемы динамической геологии Таджикистана и сопредельных территорий. Душанбе, 1991. С. 45–61.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

А. С. Новикова, А. М. Козловский

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

Механизм и время закрытия Монголо-Охотского океана и формирования на его месте орогенного пояса активно дискутируются в современной литературе в связи с присутствием в нем комплекса месторождений и рудопроявлений [1]. Однако соотношения проявленной здесь минерализации с этапами геодинамического развития неоднозначны, что обусловлено ограниченностью данных о возрасте и составе вулканических комплексов и их геодинамической природе. В западной части Монголо-Охотского пояса (Хентейский и Хангайский сегменты) активный магматизм протекал в позднем палеозое и раннем мезозое. На южном борту пояса в пределах Центрально-Монгольского блока вплоть до конца перми формировался надсубдукционный Северо-Гобийский вулкано-плутонический пояс. При этом на северном борту пояса крупная вспышка вулканизма произошла позже – в раннем мезозое. Вулканические серии здесь выполняют три субизометричные наложенные впадины, относящиеся к Орхон-Селенгинскому прогибу: Могодскую, Бугатскую и Хушиг-Ундерскую. Для установления тектонической природы раннемезозойского вулканизма в пределах этих впадин были выполнены детальные геологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования вулканических пород могодской серии и проведена реконструкция мощности континентальной коры по геохимическим данным.

Вулканические породы могодской серии (T_3–J_1) залегают на конгломератах абзогской серии ($T_{2–3}$) и позднепермских вулканитах хануйской группы (P_2hn) [2]. Площадь распространения вулканитов могодской серии – 11 тыс. км^2, а видимая мощность серии от 1000 м до 1800 м [3]. Породы слабо дислоцированы и залегают субгоризонтально в осевых зонах впадин, тогда как ближе к бортам осложнены флексурообразными изгибами. Серия представлена чередованием потоков массивных лав с мощными шлаковыми зонами, лавобрекчиями и отдельными горизонтами туфов. Мощность лавовых потоков преимущественно первые метры, но может достигать десяти метров. Массивные лавы чаще сливные тонко раскристаллизованные афировые, реже порфировые и представлены в низах разреза трахиандезибазальтами, трахиандезитами, а в верхних частях сменяются трахиандезитами и трахитами. Содержание вкрапленников в порфировых вулканитах 10–20 %. Вкрапленники представлены идиомофным клинопироксеном и плагиоклазом, реже отмечаются амфибол и оливин. В трахитах появляется кварц, биотит и калиевый полевой шпат.

Возраст пород могодской серии оценен ^{40}Ar-^{39}Ar методом по амфиболу из трахиандезитов Могодской впадины и составил 233±4 и 230±6 млн лет, а также U-Pb (ID-TIMS) методом по циркону из трахитов Бугатской впадины – 236±1 млн лет. Эти значения возраста показывают узкий временной интервал вулканизма в начале позднего триаса.

Большинство вулканических пород могодской серии имеют концентрации SiO_2 в диапазоне 52–63 мас. %, относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, гиперстен-нормативной с K_2O/Na_2O от 0,22 до 1,39, с низкой магнезиальностью Mg# 0,19–0,67, что говорит о доминировании дифференцированных пород. Для пород всей серии характерна обедненность HREE, обогащенность LREE и LILE, а также относительные минимумы Nb-Ta

© Новикова А. С., Козловский А. М.

и Ti и максимум Sr, однако наблюдаются значительные вариации в величинах отмеченных аномалий, выраженные в отношениях $(La/Nb)_{PM}$ от 3,1 до 15, Sr/Y от 26 до 185 и Ba/La от 17 до 72. В целом микроэлементный состав пород весьма неоднороден, что позволяет среди доминирующих основных пород выделить две главные группы составов: низкотитанистую (TiO_2 < 1 мас. %) и умереннотитанистую (TiO_2 > 1 мас. %). Породы первой группы обладают наибольшей Mg# до 0,67, относительно обогащены Th (до 18 ppm) и обеднены Nb (<7 ppm) и Zr, так что отличительное отношение $(Th/Nb)_{PM}$ > 7. Вторая группа относительно обеднена Th (< 7 ppm) и обогащена Nb (до 14 ppm), что приводит к $(Th/Nb)_{PM}$ < 7. Однако неоднородность составов пород не исчерпывается этими группами. Как подгруппу умереннотитанистых пород можно выделены породы с повышенным содержанием фосфора (P_2O_5 0,75–1,03 мас. %) и резко повышенными концентрациями LREE и MREE, что приводит к высоким отношениям $(Sm/Yb)_{ch}$ 11–18, по сравнению с остальными породами, в которых $(Sm/Yb)_{ch}$ < 9. Среди низкотитанистых пород отмечается подгруппа с резко пониженными концентрациями Rb, Th, U и содержаниями остальных микроэлементов на нижнем уровне диапазона остальных составов.

Крутой наклон спектра REE и, следовательно, отношения $(Tb/Yb)_{ch}$ преимущественно >1,8 и Mg# >0,4 показывают, что источником вулканических пород могодской серии были глубинные мантийные породы в условиях стабильности граната. Большая неоднородность составов, наследуемая от мантийных источников, при наличии Nb-Ta минимума предполагает, что источниками этих пород служила неоднородная метасоматизированная мантия. Однако повышенная калиевая специфика пород могодской серии и умеренная титанистость, а также структурное положение вулканизма – изометричные впадины с трещинным характером излияний, отсутствие явно выраженного протяженного вулканического пояса – не предполагают непосредственную надсубдукционную природу вулканизма могодской серии. К тому же, нудсубдукционный магматизм в южной части Монголо-Охотского пояса завершился в конце перми, а формирование могодской серии происходило в конце триаса и ее подстилает мощная толща конгломератов абзогской серии, т. е. позднетриасовому вулканизму предшествовал перерыв в магматизме, во время которого происходило масштабное разрушение горных сооружений. Это позволяет рассматривать могодскую серию как проявление постколлизионного магматизма, которому должен был предшествовать этап схлопывания бортов Монголо-Охотского океана с утолщением континентальной коры.

Геохимическим показателем мощности континентальной коры (глубины до поверхности Мохо) могут служить отношения La/Yb_n и Sr/Y в магматических породах. Применяя уравнения для коллизионных условий [4], мощность коры, оцененная для среднего состава пород могодской серии с SiO_2 от 55 до 70 масс. %, при значениях $(La/Yb)_n$ 16,9–22,1 и Sr/Y 21,7–58,7 составила 56 и 53 км соответственно. Такие значения вполне сопоставимы с оценками мощности континентальной коры зон коллизии.

Таким образом, геологические, геохронологические и геохимические данные по вулканическим породам могодской серии показывают, что позднетриасовая вспышка магматизма на западе Хентейского сегмента Монголо-Охотского пояса произошла после закрытия здесь одноименного океана на утолщенной континентальной коре и фиксирует постколлизионный этап магматической активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 25-17-00255).

Литература

Ярмолюк В. В., *Козловский А. М.*, *Саватенков В. М.*, *Новикова А. С.*, *Оюнчимэг Ц.* Раннемезозойские бимодальные вулканические ассоциации Центральной Монголии: к истории формирования Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса // Петрология. Т. 32. № 6. 2024. С. 710–734. DOI 10.31857/S0869590324060037

Гаврилова С. П., *Максимюк И. Е.*, *Оролмаа Д.* Молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэт (Монголия). Москва: ИМГРЭ, 2010.

Моссаковский А. А., *Томуртогоо О. М.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с

Ни F. et al. Quantifying crustal thickness in continental collisional belts: Global perspective and a geologic application // Scientific reports. 2017. Т. 7. № . 1. С. 7058.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГРЕНВИЛЬСКОГО ВОЗРАСТА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А. Д. Ножкин[1], О. М. Туркина[1], И. И. Лиханов[1], Ю. Л. Ронкин[2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск
[2] Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

На основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1,8 и 0,75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже коллизионных событий гренвильского возраста, заключительные стадии деформации которого имели возраст 1,2–0,9 млрд лет. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона. Очевидно, что это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, ограничивающих возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского массива и геохронологические свидетельства ранненеопротерозойских событий в эволюции ЕК.

По своему петрохимическому составу этот массив, расположенный в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей), имеет все признаки натрий-калиевых геохимически дифференцированных гранитных массивов, состав которых эволюционирует от гранитов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Обогащение гранитов высокозарядными элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением акцессорных элементов в магмообразующем субстрате. При последующей дифференциации расплава вероятно также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Графическая интерпретация U-Pb LA-ICP-MS конкордантых данных для 12 кристаллов циркона, отобранных из субщелочного лейкогранита, (1011,4 ± 7,9 млн лет); результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов n = 18), показывают U-Pb возраст 1013,0 ± 9,9 млн лет, который может быть принят в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов Рязановского массива.

Рассмотрение Rb-Sr ID-TIMS изотопной сигнатуры этих образцов на графике Николайсена в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ –$^{87}Sr/^{86}Sr$ выявляет эволюционную зависимость, с наклоном = $\exp(\lambda_{87} \cdot t)–1) = 0{,}01562$, где $\lambda_{87} = 1{,}42 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$ постоянная распада ^{87}Rb, соответствующим возрасту 1091 ± 55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования с U-Pb LA-ICP-MS возрастом t = 1013 млн лет и наклоном = $\exp(\lambda_{87} \cdot t)–1) = 0{,}01449$. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}7124 \pm 0{,}0036$ свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\varepsilon_{Nd}(t)$, равных – 5,0–4,8 для гранитов исследуемых образцов, соответственно.

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5,3–6,8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{147}Nd/^{144}Nd$ составляют всего лишь 1,6 % и 0,003 %, что в конечном итоге определяет близость T_{DM} 1902, 1910 млн лет, соответственно. Вычисленные, с учетом $t_{U\text{-}Pb}$(1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного

© Ножкин А. Д., Туркина О. М., Лиханов И. И., Ронкин Ю. Л.

возраста, также практически совпадают (2069, 2057 млн лет). Поскольку, U-Pb возраст гранитов Рязановского массива значимо меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум, раннепротерозойский возраст.

Становление гранитоидов Рязановского массива на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013 ± 9,9 млн лет) отвечает раннему этапу орогенеза гренвильского возраста на юго-западе Сибирского кратона. В пределах ЕК в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской складчатости также рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса, метапелиты низких/умеренных давлений и тектониты Северо- и Южно-Енисейского кряжа, а также метабазиты Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [Лиханов, 2020, 2023; Лиханов и др., 2011, 2014, Likhanov, 2022; Likhanov et al., 2004; Reverdatto et al., 2019].

Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о вхождении Сибирского кратона в состав ядра суперконтинента Родинии [Torsvik, 2003; Li et al., 2023]. Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, ранние предположения об отсутствии на ЕК орогенных событий гренвильского возраста.

Работа выполнена за счет средств РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31(1). С. 49–80.

Лиханов И.И., *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.*, *Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436(4). С. 509–514.

Лиханов И.И., *Ножкин А.Д.*, *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.* Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48(5). С. 32–53.

Лиханов И.И., *Зиновьев С.В.*, *Козлов П.С.* Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. Art. 402.

Likhanov I.I., *Polyansky O.P.*, *Reverdatto V.V.*, *Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22(8). P. 743–762.

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // Earth-Science Reviews. 2023. V. 238. Art. 104336.

Reverdatto V.V., *Likhanov I.I.*, *Polyansky O.P.*, *Sheplev V.S.*, *Kolobov V.Y.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.

ЛАМПРОФИРЫ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ: МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ РАСПЛАВОВ

А. А. Носова[1], Н. М. Лебедева[1], А. А. Возняк[1], А. В. Каргин[1], Л. В. Сазонова[1], Д. Р. Шайхутдинова[1, 2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Ультрамафические и щелочные лампрофиры являются непременным членом крупных щелочных провинций. Они представляют особенный интерес для петрологов, так как часто являются наиболее близкими к первичным расплавам, формировавшим магматизм этих провинций.

В Кольской щелочной провинции (КЩП) дайки и трубки лампрофиров широко распространены и им были посвящены специальные исследования (например, Арзамасцев и др., 2009 и многие другие). Мы также проводили петрологические, геохронологические, минералогические, геохимические, изотопно-геохимические исследования лампрофиров КЩП (например, Nosova et al., 2021; Voznyak et al., 2023; Шайхутдинова и др., 2025 и другие). В докладе будут рассмотрены основные результаты этих исследований, касающиеся мантийных источников и эволюции лампрофировых расплавов, и их вклад в понимание общей эволюции КЩП.

Ультрамафические и щелочные лампрофиры КЩП представлены в следующих основных позициях: (1) трубками взрыва ультрамафических лампрофиров на островах Кандалакшского залива; (2) дайковыми роями ультрамафических, щелочных лампрофиров и фонолитов, на побережье Кандалакшского залива и трубками взрыва кимберлитов на Терском Берегу; (3) дайковыми полями меланефелинитов, щелочных лампрофиров, карбонатитов вблизи щелочно-ультраосновных массивов и (4) в виде полей даек и трубок взрыва ультрамафических, щелочных лампрофиров и карбонатитов в связи с массивами сиенитов.

Породы (1) и (2) представлены автономными роями даек и трубок и являются относительно ранними. Особенностями состава пород (1), представленных щелочными пикритами и карбонатитами, является присутствие обильных мегакристов амфибола и ксенолитов мантийных перидотитов (шпинелевых лерцолитов, верлитов) (Beard et al., 2007). Породы (2) представлены айликитами, дамтьернитами, мончикитами и фонолитами; для них характерны макрокристы флогопита, доминирующие над амфиболом, и оливины Fo 0,81–0,87; они демонстрируют эволюционировавший характер (около 25% кристаллизации) от первичного (щелочно-пикритового) расплава (Nosova et al., 2021; Voznyak et al., 2023) и варьирующий вклад коровой контаминации, наиболее выраженный в фонолитах. Среди них выделяются трубки взрыва кимберлитов и мелилититов Терского Берега, выносящие глубинный мантийный материал (изучены на примере кимберлитов Ермаковская-7). Породы (3) и (4) связаны с крупными массивами как щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (3), так и сиенитов (4); они прорывают эти массивы, и формируют дайковые ореолы вокруг них. Породы (3) (изучены на примере массива Турий Мыс) представлены в основном мончикитами и карбонатитами, в их становлении существенную роль играли процессы силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости и карботермальные флюиды. Породы (4) (изучены на примере трубки взрыва Намуайв в Хибинском массиве) представлены айликитами, мончикитами, карбонатитами. Для айликитов характерны макрокристы флогопита и оливина (Fo = 0,89–0,91), мантийные ксенолиты лерцолитов и флогопитовых верлитов, наиболее примитивные составы айликитов рассматриваются как весьма близкие к первичному расплаву щелочно-ультраосновных пород КЩП.

© Носова А. А., Лебедева Н. М., Возняк А. А., Каргин А. В., Сазонова Л. В., Шайхутдинова Д. Р

Полученные результаты позволяют предполагать следующее:

– внедрение большей части лампрофиров (по крайней мере (2) и (3)) происходило близко во времени к внедрению щелочно-ультраосновных и сиенитовых (Ловозеро) массивов около 375 млн лет назад;

– вариации Sr и Nd изотопного состава лампрофиров указывают на гетерогенное строение литосферной мантии под КЩП, обусловленное присутствием доменов, метасоматизированных надсубдукционными флюидами в ходе становления Лапландско-Кольского орогена;

– геохимические и изотопные различия лампрофиров (2) и (3), одновозрастных щелочно-ультраосновным массивам с карбонатитами, и более поздних даек и трубок Хибин (лампрофиры (4)) могут быть связаны с изменением состава карбонат-содержащей метасоматической ассоциации в мантийном источнике. В генерации ранних расплавов участвовал K-Na амфибол, в масштабных эпизодах плавления эта метасоматичекая фаза была израсходована и источник был деплетирован. Источник поздних расплавов был метасоматизирован с образованием флогопита за счет взаимодействия с калиевым расплавом, источником которого мог быть инконгруэнтно плавящийся амфибол;

– процессы коровой контаминации играли важную роль в формировании лампрофиров КЩП, приводили к существенным сдвигам в Sr и Pb изотопном составе пород, а также к изменениям геохимии чувствительных к коровой контаминации минералов, таких как перовскит. Преобладал вклад нижнекорового компонента, его доля могла составлять до 10%;

– основными механизмами эволюции расплавов были процессы фракционной кристаллизации, начинавшиеся при давлениях от 2 ГПа (лампрофиры (4)) до 1,5 ГПа (лампрофиры (2)) и продолжавшиеся до 0,1 ГПа; конечным продуктом фракционирования были фонолитовые расплавы. Ранняя кристаллизация клинопироксена при P = 1,5–0,8 ГПа препятствовала росту SiO_2 и отделению CO_2 флюида. При давлении 1,0–1,1 ГПа в расплавах лампрофиров (3) проявилась несмесимость и отделился карбонатитовый расплав;

– восстановительно-окислительные условия при магматической кристаллизации лампрофиров (2) и (3) соответствовали ΔFMQ = 0…+1, лампрофиров (4) от –3 до +2 ΔNNO. На постмагматическом этапе становления лампрофиров (4) fO_2 снижалась до –3 … –6 ΔNNO под действием высоко-T щелочного Na-водного флюида;

– особенности состава оливинов и флогопитов дают основание предполагать близость первичных расплавов пород (4) к кимберлитовым расплавам.

Исследования выполнены за счет грантов РНФ № 19-17-00024 и № 23-77-01052

Литература

Арзамасцев А.А., *Каверина В.А.*, *Полежаева Л.И.* Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1998, 86 с.

Шайхутдинова Д.Р., *Сазонова Л.В.*, *Лебедева Н.М.*, *Носова А.А.*, *Каргин А.В.*, *Арзамасцев А.А.*, *Ковач В.П.* Поздний этап палеозойского магматизма Кольской щелочной провинции: особенности формирования трубки взрыва лампрофиров горы Намуайв (Хибины) // Петрология. 2025. № 4 (в печати).

Beard A.D., *Downes H.*, *Mason P.R.D.*, *Vetrin V.R.*, 2007. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): evidence from spinel lherzolite and wehrlite xenoliths. Lithos 94, 1–24.

Vozniak A.A., *Kopylova M.G.*, *Peresetskaya E.V.*, *Nosova A.A.*, *Sazonova L.V.*, *Anosova M.O.* Olivine in lamprophyres of the Kola Alkaline Province and the magmatic evolution of olivine in carbonate melts // Lithos. 2023. 448–449.

Nosova A.A., *Kopylova M.G.*, *Sazonova L.V.*, *Vozniak A.A.*, *Kargin A.V.*, *Lebedeva N.M.*, *Volkova G.D.*, *Peresetskaya E.V.* Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. 398–399, 106277.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Ni, Cu, Zn В ОЛИВИНАХ ИЗ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД ПРИПЯТСКОГО РИФТА (БЕЛАРУСЬ) КАК ИНДИКАТОР СОСТАВА МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

А. А. Носова[1], Л. В. Сазонова[2], А. В. Каргин[1], О. Ф. Кузьменкова[3], К. Г. Ерофеева[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, nosova@igem.ru
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва
[3] Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь

Геохимия переходных металлов первого ряда (FRTE), к которым принадлежат Cu, Ni, Zn, Cr в настоящее время становиться широко используемым инструментом для реконструкции состава мантии. Поскольку геохимическое поведение этих металлов сильно различается, например, у цинка доминируют литофильные свойства, у меди – халькофильные, а у никеля – сидерофильные, то распределение этих элементов в мантийных минералах служит расшифровке как литологии мантийного источника, так и процессов плавления и мантийного метасоматоза. FRTE входят в оливин в соответствии со своими геохимическими свойствами, Ni > Zn > Cu, и, учитывая доминирующее присутствие оливина в мантии, делают этот минерал востребованным индикатором петрогенезиса мантийных магм. В докладе на основе геохимии FRTE в оливине рассмотрены особенности мантийного источника щелочно-ультраосновных вулканитов Припятского рифта с аномально высокими концентрациями меди.

Припятский рифт является северо-западным сегментом Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы (ПДД РС) – крупной структуры с масштабным магматизмом в юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), образовавшейся в девонское время, синхронно с многочисленными проявлениями внутриплитного магматизма во всех частях платформы, в том числе Кольской щелочной провинции на севере ВЕП.

Щелочно-ультрамафитовые вулканические проявления в Припятском сегменте ПДД РС установлены в двух геологических позициях: на удаленной периферии северного плеча рифта и в его приосевой погруженной части – Припятском прогибе, вблизи сочленения с Днепровско-Донецким прогибом. В первом случае они представлены трубками взрыва в пределах Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча, во втором – покровами и дайками Припятского прогиба. Трубки взрыва формировались в среднем-позднем фране, они выполнены айликитами, оранжеитами, мелилититами, щелочными пикритами, мелалейцититами, карбонатитами. В пределах Припятского прогиба, Днепровско-Донецкого прогиба, и разделяющей их Брагинско-Лоевской седловины, распространены вулканические постройки диаметром 3–10 км, сгруппированные в цепочки вулканов субширотного простирания. Вулканиты имеют раннефаменский возраст. Мощность эффузивов достигает 800 м. Они представлены пикритами, щелочными пикритами, меланефелинитами, лампрофирами (Кузьменкова и др., 2023).

Породы Жлобинского поля характеризуются ультрамафическими составами с содержаниями SiO_2 33–38 вес. %, высокой суммой щелочей 2,7–3,0 вес. %, высокой магнезиальностью Mg# около 0,75. Породы содержат выделения сульфатов, пирита, халькопирита. Меланефелиниты и лампрофиры Припятского прогиба имеют содержания SiO_2 37–42 вес. %, сумма щелочей 2,4–5,3 вес. % и Mg# от 0,52 до 0,73. Породы содержат рассеянную тонкую вкрапленность ковеллина и халькозина.

Породы обеих локаций обогащены несовместимыми элементами и имеют в мультиэлементных диаграммах положительные аномалии Nb и Ta; однако, лампрофиры Жлобинского

© Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Кузьменкова О. Ф., Ерофеева К. Г.

поля показывают отрицательную аномалию Zr и Hf, тогда как породы Припятского грабена – положительную.

В лампрофирах Жлобинского и Северо-Уваровичского полей концентрации Cu составляют в среднем (мг/г) 370±188, а максимальные достигают 642–714, в меланефелинитах и лампрофирах Припятского прогиба 242±189 и 477–573. Распределение Zn носит противоположный характер: в лампрофирах Жлобинского поля его концентрации в среднем 153±51 мг/г, максимальные 240–284 мг/г, в породах Припятского прогиба – 239±195 мг/г и 595–768 соответственно. Если в лампрофирах и кимберлитах (БД Georock) отношения Ni/Cu, Cu/Zn, Cu/Cr и Ni/Cr составляют в среднем 140, 1,0, 0,1, 1,5 и 4,7, 0,9, 1,3, 0,8 соответственно, то в породах Припятского рифта они имеют следующие значения: 0,6, 2,1, 1,2, 0,9, свидетельствующие об аномальном обогащении Cu и Zn при доминировании Cu.

Свежий оливин сохранился только в меланефелинитах Припятского прогиба. Он представлен идиоморфными вкрапленниками с прямой зональностью, которые характеризуется Mg# от 0,91 до 0,87 с высоким содержанием (мг/г) Ni 3721–2424, Ca 992–1414, Ti 120–306, Cr 544–359. Оливин имеет низкие относительно обычных для оливинов из лампрофиров и кимберлитов (3–4 мг/г) средние содержания Cu 1,16±0,65 и высокие – Zn 117±29 мг/г. Низкие величины отношения V/Sc (0,5±0,1) указывают на кристаллизацию оливина в окислительных условиях. Высокие содержания Ni и отношение Mn/Zn = 14,7±1,4, указывают на значительную роль пироксенитов в источнике расплавов. Высокие концентрации Li (16±3 мг/г) свидетельствуют о вкладе корового (надсубдукционного) компонента в источник расплавов.

На основании геохимических особенностей оливина, минералогических и геохимических особенностей пород и проведенных расчетов, мы предполагаем, что аномально высокие концентрации меди в щелочно-ультраосновных расплавах были обусловлены просачиванием через мантийные перидотиты окисленных силикатных расплавов, что приводило к растворению сульфидов и их частичному переходу в сульфаты, высвобождению меди из MSS (преобладающей сульфидной фазы в литосферной мантии) и обогащению медью этих расплавов. Источником таких расплавов наиболее вероятно, были фрагменты надсубдукционно метасоматизированной литосферы. Эти силикатные расплавы могли формировать пироксенитовые жилы, в которых кристаллизовались вторичные сульфиды; пример мантийных пироксенитовых жил с содержанием Cu 234±65 мг/г приведен в (Pieterek et al., 2025). В дальнейшем плавление такого пироксенитового источника, обогащенного Cu, могло обеспечить поступление расплавов с аномально высокими содержаниями меди.

Таким образом, геохимические особенности щелочно-ультраосновных пород Припятского рифта и геохимия FRTE в оливинах из них, указывают на то, что в литосферной мантии под этой структурой сохранились домены, испытавшие воздействие надсубдукционных флюидов, что выразилось в высокой fO2 и высокой доли пироксенитов в их составе.

Литература

Кузьменкова О. Ф., *Лапцевич А. Г.*, *Стифеева М. В.*, *Носова А. А.*, *Стрельцова Г. Д.*, *Волкова Г. Д.*, *Плакс Д. П.*, *Поспелов А. В.* Раннефаменский трахиандезитовый магматизм.

Припятского палеорифта, Восточно-Европейская платформа: U-Pb возраст и петрология // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 51–71.

P*ieterek B.*, *Matusiak-Małek M.*, *Tribuzio R.*, *Lazarov M.*, *Panczyk M.*, *Strauss H.*, *Kuhn T.*, *Czupyt Z.*, *Ciazela J.*, *Weyer S.* Metallogeny of subcontinental lithospheric mantle driven by sulfide-saturated pyroxenite-forming melts: evidence from the Balmuccia peridotite massif // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2025. V. 395. P. 248–266.

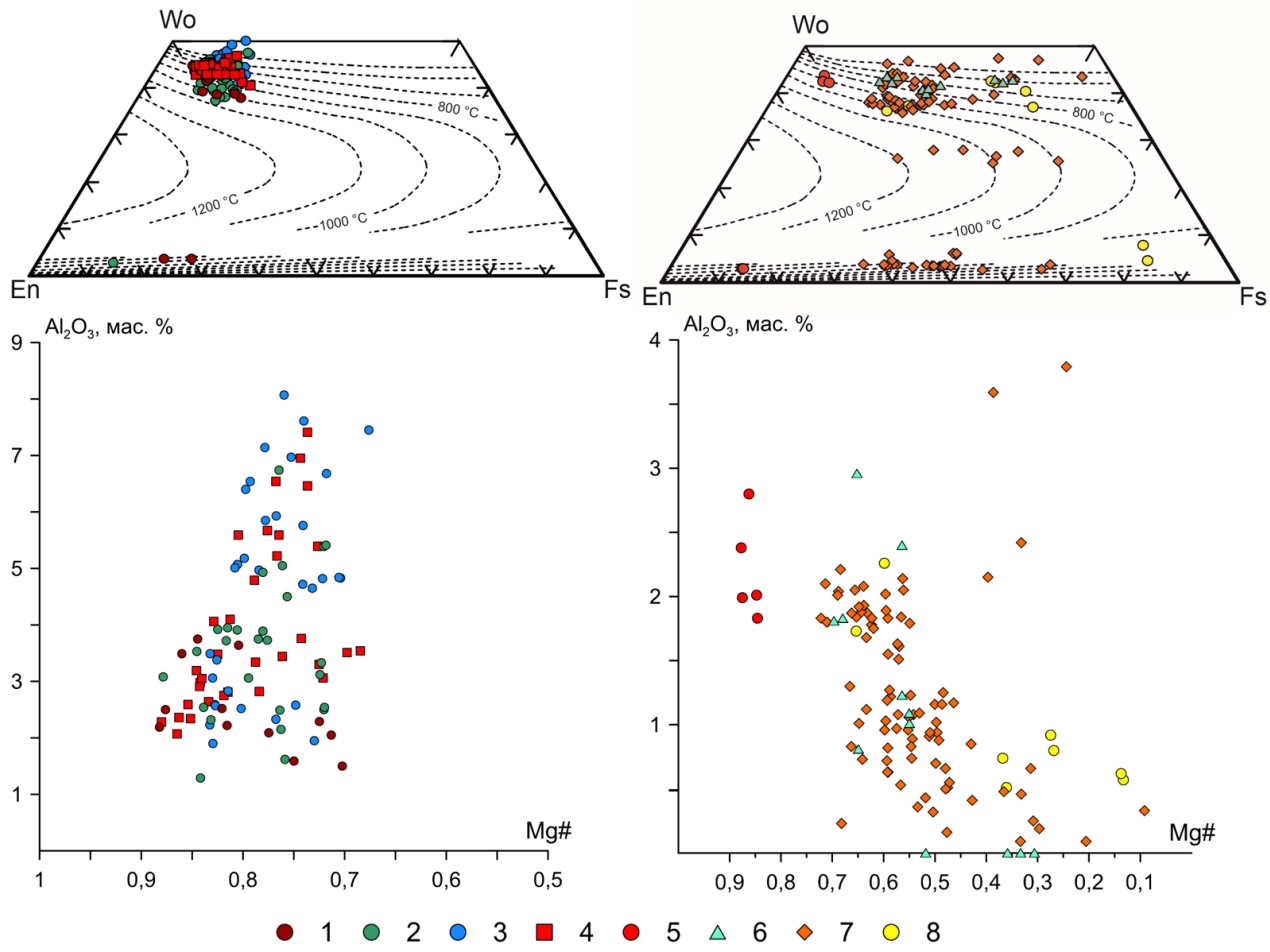
СОСТАВ ПИРОКСЕНОВ ОСТРОВОДУЖНОГО ПЕРВОМАЙСКО-АЮДАГСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО КРЫМА КАК ИНДИКАТОР ПАРАМЕТРОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Г. Н. Овсянников, Э. М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, george_ovs@mail.ru

Моноклинные и ромбические пироксены – главные породообразующие минералы плагиолерцолитов, оливиновых габбронорит-долеритов, кварцевых и безкварцевых габброноритов-долеритов и габбро-диоритов островодужного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса мезозоид Горного Крыма (Спиридонов и др., 1990).

Малые интрузивные тела долины реки Бодрак и Симферопольского поднятия – силлообразный интрузив Лебединского, штоки Донузоран, Джидаирский и Первомайский,



Состав пироксенов первомайско-аюдагского интрузивного комплекса.

Сверху – диаграммы в координатах энстатит (En) – ферросилит (Fs) – волластонит (Wol), изотермы по (Lindsley, Anderson, 1983). *Снизу* – диаграммы Mg# – Al_2O_3. *Слева* – интрузивы долины р. Бодрак: *1* – Джидаир, *2* – Курцовский, *3* – Лебединский, *4* – Первомайский; Справа – интрузивы южного берега Крыма: *5* – Балаклава *6* – Чамны-Бурун, *7* – Аю-Даг, *8* – Партенит.

© Овсянников Г. Н., Спиридонов Э. М.

дайкообразный интрузив Курцы включают оливиновые и безоливиновые габбронорит-долериты, в которых пироксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу (Овсянников и др., 2024). В относительно крупных штокообразных телах южного берега Крыма – Аю-даг, Партенит и Чамны-Бурун пироксены формируют пойкилофитовую структуру. Породы первомайско-аюдагского интрузивного комплекса сложены семью минеральными ассоциациями (Спиридонов и др., 2022). Магнезиальный авгит, бронзит и пижонит входят в состав третьей минеральной ассоциации. Ферроавгит, субкальциевый ферроавгит, гиперстен и феррогиперстен (вместе с лабрадором и титаномагнетитом-1) образуют четвертую минеральную ассоциацию.

Состав пироксенов отражает широкую кристаллизационную дифференциацию пород – магнезиальность пироксенов варьирует от 0,88 до 0,09, содержание Al_2O_3 достигает 8 масс. %, что необычно высоко для пироксенов габброидов островодужных комплексов. Температура кристаллизации пироксенов оценивается в 1200–800 °С по диаграмме (Lindsley, Anderson, 1983) (рисунок). Установлено, что тренд изменения состава моноклинных пироксенов в ходе дифференциации габброидов малых интрузивных тел долины реки Бодрак и Симферопольского поднятия – рост содержания Al_2O_3 от 1,5 до 8 масс. % при снижении магнезиальности от 0,88 до 0,65. Для интрузивов южного берега Крыма установлен иной тренд – снижение содержания Al_2O_3 от 2,2 до 0,2 масс. % при существенном снижении магнезиальности от 0,7 до 0,1. Возможно, это связано с обособленностью промежуточных магматических очагов и различными параметрами активности воды из-за особенностей механизма внедрения малых интрузивных тел (Спиридонов и др., 2021).

Выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Овсянников Г.Н., Спиридонов Э.М., Филимонов С.В. Плагиоклаз интрузивных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма: от плагиолерцолитов до плагиогранитов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2024. Т. 64. № 2. С. 85–95.

Спиридонов Э.М., Кравченко С.М., Степанов В.К. и др. Эффузивоподобные породы в составе гипабиссальных интрузивов габбро-долеритов мезозоид Горного Крыма и трапповой формации Восточно-Сибирской платформы (рудоносных и безрудных) // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск, 2021, т. 3, с. 107–109.

Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В. и др. Петрогенетическая схема Н.Л. Боуэна и минеральные ассоциации горных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса: от плагиолерцолитов до плагиогранитов // Современные направления развития геохимии. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 65-летию Института геохимии СО РАН и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2022. Т. 2. С. 149–153.

Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990**.** Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.

Lindsley D.H., Andersen D.J. A two-pyroxene thermometer // J. Geophys. Res.: Solid Earth. V. 88 (S02). 1983. P. A887–A906.

ФОРМИРОВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МОЛОДИНСКОГО ПОЛЯ

О. Б. Олейников, Н. А. Опарин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, olei-oleg@yandex.ru

Молодинское кимберлитовое поле расположено в северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции (Зайцев А. И., Смелов А. П., 2010). Кимберлитовые тела прорывают карбонатные породы венда, кембрия, терригенные отложения перми и перекрыты четвертичными илисто-глинистыми отложениями с обломками известняков. Кимберлитовые тела вскрыты скважинами на глубину до 170 м (трубка 75/90). Изучение показало, что наряду с телами, сложенными кимберлитовыми брекчиями, присутствуют трубки, сформированные кимберлитовой брекчией и туфобрекчией.

Верхняя часть диатремы 36/89 до глубины 30 м выполнена кимберлитовой туфобрекчией. Ниже тело выполнено кимберлитовой брекчией, содержащей в интервале 55,2–66,7 м обломки кимберлитовых туфобрекчий ранней фазы внедрения, величиной до 7 см в количестве 30–50 об. %. Брекчии имеют массивную текстуру и мелкопорфировую структуру. Порфировые выделения в количестве до 50 об. % это псевдоморфозы серпентина, карбоната или смектита по оливину и редкие таблицы флогопита размером до 3 мм. Основная масса породы состоит из ксеноморфных выделений кальцита размером до 100 мкм (30–35 об. %), табличек барий-содержащего флогопита, серпентина, смектита, стронциевого фторапатита, титаномагнетита, магнезиоферрита, хромита, ильменита и перовскита. Содержание оксида хрома в хромшпинелидах достигает 63,2 мас. %. В туфобрекчиях верхнего горизонта присутствуют ксенолиты осадочных пород (до 10 об. %), угловатые ксеногенные мономинеральные псаммитовые зерна (15–30 об. %), обломки мелкопорфировых кимберлитов размером до 10 см, псевдоморфозы по вкрапленникам оливина (5–7 об. %), выполненные серпентином и (или) карбонатом, а также пластинки флогопита и единичные зерна ильменита. Ксеногенные зерна представлены кварцем, альбитом, ортоклазом, амфиболом, эпидотом и сфеном. Текстура туфобрекчий верхних уровней диатремы неоднородная, что обусловлено неравномерным распределением субизометричных обломков мелкопорфировых кимберлитовых брекчий. Одиночные псевдоморфозы по порфировым вкрапленникам оливина и единичные таблички флогопита присутствуют как в кимберлитовых фрагментах, так и в виде дискретных зерен в связующей массе туфобрекчии. Основная масса кимберлита обломков состоит из микрозернистого карбоната и редких микрокристаллов рудного минерала. Тонкозернистая связующая масса туфобрекчии имеет глинисто-карбонатный либо серпентин-глинисто-карбонатный состав.

Трубка 75/90 до глубины 170 м сложена кимберлитовой туфобрекчией. На нижних горизонтах (85–145 м) она карбонатизирована и, поэтому в меньшей степени, гипергенно изменена. Текстура породы брекчиевая, неоднородная из-за неравномерного распределения обломков мелкопорфировых кимберлитов (до 30 об. %), размером 0,5–1,5 см. В туфобрекчии присутствуют ксенолиты осадочных пород (до 7 об. %) и угловатые псаммитовые зерна (30 об. %) кварца, мусковита, биотита, альбита, ортоклаза и амфибола. Связующая масса кимберлитовой туфобрекчии и мезостазис кимберлитовых обломков криптозернистые кальцитовые.

Таким образом благодаря изучению керна скважин установлено присутствие необычных кимберлитовых туфобрекчий, когда текстура породы кимберлита и угловато-неправильная форма обломков мелкопорфирового кимберлита подчеркивается присутствием в связующей массе одноразмерных ксеногенных зерен преимущественно лейкократовых минералов. Образование туфобрекчий связано с взаимодействием водонасыщенных рыхлых песчаных

© Олейников О. Б., Опарин Н. А.

отложений с поднимающимся кимберлитовым расплавом, что привело к эксплозивным процессам и интенсивному перемешиванию ксеногенной псаммитовой фракции с кимберлитовым субстратом. Так как в пределах Молодинского поля присутствуют тела, сложенные кимберлитовой брекчией и диатремы, содержащие туфобрекчией, то можно предположить, что это могли быть песчаные отложения изолированных водоемов. Форма кимберлитовых обломков свидетельствует, что расплав апикальной части кимберлитовой колонны был раскристаллизован. При внедрении происходили эруптивные процессы, приводящие к фрагментированию мелкопорфирового кимберлита и захват и пермешивание многочисленных зерен песка. Возможны два механизма взаимодействия: 1) при образовании диатремы в пределах водоема, например, озерного типа; 2) при попадании песчано-водной смеси в незаполненную поднимающимся кимберлитовым расплавом диатрему. Ввиду того, что туфобрекчии интенсивно карбонатизированы и изменены гипергенными процессами, установить присутствие стекловатого материала не представляется возможным. Наличие туфобрекчий свидетельствует о сравнительно небольшом эрозионном срезе исследуемых тел. Данные породы не являются эпикластическим кимберлитом, как, например, кратерные отложения в трубках Орапа и Мвадуи (Hawthorne, 1975), а образовались в процессе внедрения расплава и его взаимодействия с песчано-водной смесью. Для трубки 36/89 эруптивные процессы происходили дважды. На первом этапе происходило образование кимберлитовых туфобрекчий. На втором этапе кимберлитовый расплав брекчировал туфобрекчии первой фазы с образованием кимберлитовой брекчии, содержащей фрагменты туфобрекчий. Проведенное исследование позволило установить новый тип пород для Якутской кимберлитовой провинции и предложить возможный механизм их образования.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, проект НИР FUFG-2024-0007.

Литература

Зайцев А.И., *Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской кимберлитовой провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

Hawthorne J.B. Model of a kimberlite pipe // Physics and Chemistry of the Earth. 1975. V. 9. P. 1–15.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ГНЕЙСОВ МАРИИНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВОПРОСЫ ДОКЕМБРИЯ ЗАУРАЛЬЯ

Т. А. Осипова, А. А. Краснобаев, С. В. Бушарина

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, sipova_t@inbox.ru

Несмотря на то, что для Зауралья – самой восточной зоны Уральского складчатого пояса, вопрос о наличии докембрийских сиалических блоков принципиально не ставится, сами докембрийские комплексы зоны изучены слабо и обоснование их существования пока недостаточно (Пучков, 2010; Рязанцев и др., 2019). Главной проблемой при выделении комплексов докембрийского возраста являются трудности интерпретации изотопных возрастных данных для метаосадочных толщ, испытавших полиметаморфические преобразования – датирование субстрата парагнейсов и датирование более поздних метаморфических процессов, «диагностика» обломочного субстрата и собственно метаморфизма.

Мариинская гнейсо-амфиболитовая свита, относимая к ранне-протерозойским (Легенда…, 2009) – древнейшим образованиям Зауралья, выделена Т. А. Смирновой в 1951 г. по степени метаморфизма и залеганию под фаунистически охарактеризованными палеозойскими толщами. По данным (Пужаков и др., 2013 и ссылки в ней), общая мощность свиты превышает 1500 м; в ее состав входят плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые; кристаллосланцы амфибол-полевошпатовые; амфиболиты с прослоями кварцитов, кальцифиров; для гранат-биотитовых плагиогнейсов установлена первично-осадочная природа. На различных диаграммах, связывающих химический состав метаморфических пород с их протолитом (Интерпретация геохимических данных, 2001), фигуративные точки плагиогнейсов располагаются в полях граувакк. Минеральный парагенезис породы отвечает амфиболитовой фации метаморфизма.

Имеющиеся к настоящему времени изотопные данные о возрасте пород мариинской свиты относятся к биотит-гранатовым местами слабо мигматизированным плагиогнейсам и амфиболитам. По данным U-Pb датирования циркона из плагиогнейсов классическим методом установлен раннепротерозойский (1613 ± 13 млн лет) возраст гранулитового метаморфизма и каменноугольный (314 ± 10 млн лет) возраст мигматизации (Краснобаев, Чередниченко, 2005); U-Pb-SHRIMP-II датированием циркона из амфиболитов (Пужаков и др., 2013) получены конкордантные значения 1647 ± 33 и 346–328 млн лет. По этим данным «древние» датировки приняты за время образования гнейсов, а интервал 346–314 млн лет за возраст их мигматизации (Пужаков и др., 2013). В настоящем сообщении приводятся результаты U-Pb-SHRIMP-II определения возраста цирконов из образца гранат-биотитовых плагиогнейсов мариинской свиты, не затронутых мигматизацией, цирконы из которого были ранее (Краснобаев, Чередниченко, 2005) датированы классическим U-Pb методом.

Внешне основная часть зерен имеет округло-овальный габитус, либо неправильную форму субизометричных обломков. Для их поверхности характерны округлые структурные выступы, что исключает округлость как признак абразии, напротив, эта особенность характерна для циркона, образованного в условиях гранулитовой фации. Редкие зерна имеют удлиненно-призматический габитус и однородную (моногенную) внутреннюю структуру. Для субизометричных зерен характерно двухфазное строение, обусловленное сосуществованием их реликтовых и новообразованных частей.

© Осипова Т. А., Краснобаев А. А., Бушарина С. В.

В значительной части зерен ранние генерации (ядра) обладают первичной зональностью (большей частью осциллярной и/или секториальной). Некоторые из них представляют собой неокатанные обломки неправильной формы, некоторые (редко) – практически в полной мере сохраняют собственную огранку. Обрастающие ядра внешние зоны (оболочки) имеют различный объем, и наиболее мощные из них иногда также обладают зональностью. Чаще же, как правило, на ядрах – не окатанных обломках, оболочки тонкие, развиты крайне ограниченно, сглаживая лишь «рельеф» поверхностей дробления. Вообще сохранность деталей первичного строения у кристаллов, испытавших хрупкие деформации, явление редкое, и его можно рассматривать как признак их эволюции в отсутствии флюида, в сухой среде, присущей гранулитовому метаморфизму.

Для всех изученных зерен характерны величины Th/U отношения, варьирующие в пределах 0,22–2,1 и концентрации U и Th в – пределах 23–523 и 17–616 ppm соответственно. Полученные датировки центральных (ядерных) зон зерен разделили цирконы на две основные группы – близкие к 2500 и 650 млн лет, одно зерно имеет конкордантный возраст, близкий к 1000 млн лет. Соответственно, тонкие оболочки «гранулитового» циркона, обрастающие центральные зоны – фрагменты детритового циркона, могут иметь возраст не древнее позднерифейского.

Характерные для ядер зерен четкая зональность и величины Th/U отношения, типичные для циркона изверженных пород, позволяют предположить преимущественно магматические их источники. Возраст этих источников варьирует от границы архея и протерозоя (2531 млн лет) до верхнего рифея (612 млн лет), при этом в интервале 612–726 млн лет находится практически половина полученных датировок, а более древние возрасты фиксируются отдельными зернами. В завершение эволюции цирконов образовались вендские (550–595 млн лет) новообразованные однородные призматическиео кристаллы и каймы на более древних ядрах со специфическими особенностями внутреннего строения, отражающими его «метасоматические» изменения.

Отсутствие признаков окатанности ядер свидетельствует об ограниченном расстоянии переноса детритового материала и/или о непродолжительном времени «перемыва» осадка до начала метаморфических изменений. Позднерифейский (?) гранулитовый метаморфизм, с которым, по-видимому, и связано собственно образование плагиогнейсов, фиксируется лишь «оболочками» зерен циркона. Амфиболитовый метаморфизм, которому отвечает современный минеральный парагенезис породы, вероятно, представляет собой ретроградные изменения после пикового метаморфизма гранулитовой фации, а не самостоятельный более поздний этап.

Поразительно, но не обнаружены палеозойские цирконы докаменноугольного возраста, отражающие события, предшествующие мигматизации. Это или случайность, или маринские гнейсы развивались вне связи с палеозойскими уральскими формациями (в Казахстане) и включены в уральские комплексы позднее. Не менее важно, что севернее, в ордовикских песчаниках тогузак-аятской свиты выявлены детритовые цирконы всех возрастных уровней, обнаруженных среди обломочных цирконов плагиогнейсов, но не обнаружены зерна с возрастом 1647 млн лет, определенного для амфиболита (Рязанцев и др., 2019).

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (темы 124020400013-1 и 123011800009-9).

Литература

Интерпретация геохимических данных / под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Краснобаев А.А., *Чередниченко Н.В.* Цирконовая геохронология метаморфических пород мариинovского комплекса (Южный Урал) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404. № 4. С. 532–536.

Легенда Уральской серии листов госгеолкарты-1000/3 / отв. исп. А.В. Жданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 381.

Пужаков Б.А., *Савельев В.П.*, *Кузнецов Н.С.*, *Шох В.Д.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41 – Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 415 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Рязанцев А.В., *Кузнецов Н.Б.*, *Дегтярев К.Е.*, *Романюк Т.В.*, *Толмачева Т.Ю.*, *Белоусова Е.А.* Реконструкция венд–кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.

ПЕТРОЛОГИЯ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИХ БАЗИТОВ КЕМЬЛУДСКИХ ОСТРОВОВ, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: ОТ КВАРЦЕВОГО ГАББРОНОРИТА ДО ЭКЛОГИТА

А. Л. Перчук[1, 2], В. М. Григорьева[1], В. М. Козловский[3], Н. Г. Зиновьева[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва
[2] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Кемьлудские острова представляют собой малоизученный фрагмент Беломорской эклогитовой провинции раннедокембрийского возраста, расположенной в пределах юго-западной части Балтийского щита. В настоящей работе представлены результаты детального петрологического исследования четырех метаморфических пород основного состава, залегающих в едином гнейсовом субстрате: эклогита, кварц-клинопироксен-плагиоклаз-амфибол-гранатового гранофельса, гранатового амфиболита и кварцевого габбронорита.

Изученные породы различаются степенью метаморфических преобразований, минеральными парагенезисами, а также химическим составом породообразующих минералов. В центральных зонах гранатов эклогита, гранофельса и гранатового амфиболита выявлены включения эпидота, интерпретируемые как реликты ранней метаморфической стадии. Пиковые условия эклогитового метаморфизма, реконструированные методом минеральной геотермобарометрии для эклогита, составили ~670 °C при минимальном давлении ~1,3 ГПа.

Гранофельс сохранил лишь косвенные признаки эклогитовой стадии, тогда как гранатовый амфиболит и кварцевый габбронорит этих признаков лишены. Амфиболитовый метаморфизм фиксируется во всех исследованных породах, однако проявляется по-разному, в первую очередь вследствие различий в степени флюидного воздействия. Реконструкция условий амфиболитового этапа проведена с применением методов минеральной геотермобарометрии, фазового моделирования (Perple_X), а также мультиравновесной термобарометрии (TWQ). Полученные параметры указывают на температурный диапазон 610–730 °C и давления 0,4–0,8 ГПа.

Для эклогита удалось проследить двухэтапную метаморфическую эволюцию, характеризующуюся субизотермической (~670 °C) декомпрессией от ~1,3 до 0,6 ГПа. Этот P-T тренд, характерный для быстрой эксгумации пород, сопоставим с ранее установленными P-T условиями декомпрессии некоторых эклогитов и метаультрамафитов тектонического меланжа в районе Гридино, однако отличается от эволюционных сценариев, реконструированных для эклогитов из участков Салма и Куру-Ваара.

Настоящее исследование продемонстрировало высокую эффективность применения 3D-томографии граната и его минеральных включений для реконструкции последовательности минералообразования в метаморфических породах. Полученные данные позволяют пересмотреть традиционную интерпретацию включений амфибола и плагиоклаза в гранате как остатков раннего минерального парагенезиса. В действительности, эти фазы формируются в результате регрессивного замещения граната, происходящего по системе микротрещин и микроканалов, заполненных вторичными минералами.

В отличие от классической келифитизации, данный процесс сопровождается значительным увеличением общей площади контакта между реактивными фазами, что, в свою очередь, способствует ускоренному разложению и замещению граната. Таким образом, выявленный механизм позволяет более точно оценивать этапы метаморфической переработки и корректировать представления о генезисе включений в гранате.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

© Перчук А. Л., Григорьева В. М., Козловский В. М., Зиновьева Н. Г.

ГЕТЕРОХРОННЫЙ СТЕПНЯКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

М. Е. Петракова[1], А. А. Третьяков[1], К. Е. Дегтярев[1], Н. А. Каныгина[1], К. Н. Шатагин[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, maribya@mail.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Структурный план Северного Казахстана определяется сочетанием террейнов с докембрийской континентальной корой и обрамляющих их палеозойских структурно-формационных зон, в пределах которых распространены небольшие многофазные интрузивы (степнякский комплекс), прорывающие нижнепалеозойские надсубдукционные флишевые, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи [1]. Характерной особенностью интрузивов является их участие в строении крупных золоторудных штокверковых, кварцево-жильных и порфировых месторождений [2; 3]. Нами получены новые данные о возрасте, условиях, обстановках формирования и металлогении массивов степнякского комплекса в пределах месторождений Жолымбет, Аксу-2, Бестобе.

Месторождение Жолымбет. Магматические породы Жолымбетского массива представлены меланократовыми кварцевыми габбро и диоритами. Для акцессорных цирконов из амфиболовых и биотит-амфиболовых диоритов были получены одинаковые оценки возраста 445±3 млн лет, а для клинопироксен-амфиболового диорита – 438±2 млн лет. Породы слабо дифференцированы (SiO_2 = 48,3–53,5 %), являются магнезиальными (Mg# = 0,66–0,55), известково-щелочными (K_2O/Na_2O = 0,65–0,19), метаглиноземистыми (A/CNK = 0,65–0,8) с низким содержанием TiO_2 (1–0,7 %) и P_2O_5 (0,25–0,05 %). Спектры распределения РЗЭ слабо фракционированные (La/Yb)n = 1,4–3,3, (Gd/Yb)n = 1,4–1,03, с присутствием положительной и отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu* = 1,37–0,56, что свидетельствует о малоглубинном уровне зарождения магм в поле стабильности плагиоклаза. Температуры, рассчитанные по насыщению расплава цирконием 757–640 °С близки к рассчитанным по содержанию Ti в Zr = 753–722 °С [4, 6].

Месторождение Аксу-2. Магматические породы Аксуйского массива на участке Вера представлены гомодромной интрузивной серией от габбро до гранодиоритов, а на участке Южное Аксу – кварцевыми диоритами и лейкогранитами. Для акцессорных цирконов из кварцевых диоритов (участок Вера) была получена оценка возраста 440±3 млн лет, а для клинопироксен-амфибол-биотитовых и лейкогранитов (участок Южное Аксу) – 434±2 и 434±3, соответственно. Породы относятся к магнезиальным (Mg# = 0,66–0,55) и известково-щелочным (Na_2O+K_2O = 3,48–6,97 мас. %). Большая часть по величине A/CNK=0,53–0,89 являются метаглиноземистыми, за исключением перглиноземистых гранодиоритов (A/CNK = 1,14). Характерно низкие содержания P_2O_5 = 0,45–0,05 и TiO_2 = 1,60–0,53. Спектры РЗЭ умеренно фракционированы (La/Yb)n = 7–17 с преобладанием легких над тяжелыми (Gd/Yb)n = 1,9–2,7, европиевая аномалия отсутствует или слабо положительная Eu/Eu* = 0,89–1,02. Граниты отличаются низким (Gd/Yb)n = 1,54–1,68 и повышенными K_2O/Na_2O = 2,31, Ba (697–1364 г/т) и Th (Th/U = 5–13), что свидетельствует о генерации их расплавов на уровне средней коры и подтверждается присутствием в граните захваченного ядра циркона палепротерозойского возраста (1,9 млрд лет). Температуры, рассчитанные по насыщению расплава фосфором = 969–780 °С, по насыщению расплава цирконием 806–644 °С [4, 5].

© Петракова М. Е., Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Шатагин К. Н.

Месторождение Бестобе. Преобладающие в строении Бестобинского массива породы слабо дифференцированы (SiO_2 = 52,15–55,78 мас. %), представлены амфиболовыми диоритами, кварцевыми диоритами, для циркона из которых были получены оценки возраста 421 ± 1 и 425 ± 2 млн лет. Редки кислые разности, представленные мусковитовыми гранит-порфирами (SiO_2 = 71,47 мас. %,), для циркона была получена оценка возраста – 420 ± 4 млн лет. Породы относятся к магнезиальной (Mg# = 0,65–0,55), известково-щелочной и высококалиевой серии. По индексу A/CNK = 0,70–0,87 преимущественно к метаглиноземистой серии, реже к перглиноземистой (A/CNK = 1,09–1,40), что может указывать на контаминацию метаосадками. Спектры распределения РЗЭ умеренно дифференцированы (La/Yb)n = 5,6–26,2, (Gd/Yb)n = 1,58–1,88, Eu/Eu* = 0,69–1,18, что может свидетельствовать о генерации магм в области стабильности плагиоклаза. Исключение составляет гранит-порфир с (Gd/Yb)n = 2,8, Eu/Eu* = 0,64, более высокими содержаниями Ba (919 г/т), Zr (187 г/т) и пониженными Sr (144 г/т), который может являться результатом глубокой дифференциации магмы более глубокого уровня зарождения. Рассчитанные температуры по насыщению расплава фосфором = 888–765˚С и цирконием 833–656 ˚С, а также Ti в Zr 777–699 [4, 5, 6].

Таким образом, становление массивов степнякского комплекса имело пульсационный характер с основными этапами в начале (~445–440 млн лет) и конце (~438–434 млн лет) лландоверийской эпохи, а также в течение лудловской и пржидольской эпох (~425–421 млн лет) силура. Геохимические особенности цирконов и рассчитанные индикативные параметры PIZs (Ce/Nd = 3,7–26, Eu/Eu* = 0,51–0,63, (Ce/Nd)/Y = 0,001–0,011, (10 000*Eu/Eu*)/Y = 1,41–3,42) позволяют рассматривать расплавы, сформированные в первые два этапа магматизма, как наиболее продуктивные [7]. При этом более низкие референтные значения параметров PIZs циркона Бестобинских массивов, позволяют рассматривать оценки возраста их кристаллизации (~425–421 млн лет) в качестве верхнего возрастного предела формирования золоторудной минерализации Северного Казахстана.

Геохимические особенности габброидов и диоритов предполагают генерацию расплавов при плавлении надсубдукционного мантийного источника на разных глубинах. Последнее может отражать различия в мощности континентальной коры вкрест простирания латеральных структур надсубдукционной палеосистемы. Роль докембрийской континентальной коры в образовании расплавов подтверждается геохимическими и геохронологическими особенностями более кислых разностей комплекса. Полученные данные дополняют историю палеозойского магматизма Северного Казахстана. Гетерохронный степнякский комплекс разделяет два крупных этапа магматизма – формирование надсубдукционных гранитоидов I-типа (~455–445 млн лет) на завершающих этапах эволюции средне-позднеордовикской островодужной системы и анорогенных гранитоидов (~427–420 млн лет) тыловых областей позднесилурийского окраинно-континентального пояса [1]. Этапы гетерохронного магматизма могли быть связаны с изменением субдукционного режима развития ордовикской активной окраины на трансформный, либо с инициальным растяжением в тыловой области активной окраины позднего силура.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России (грант № 13,1902.24,44, соглашение № 075-15-2024-641).

Литература

1. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. Золоторудные месторождения СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. 290 с.

3. *Спиридонов Э. М.* Каледонские магматические комплексы и некоторые аспекты эволюции земной коры и металлогения Северного Казахстана // Магматизм и рудоностность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 114–122.
4. *Watson E. B.*, *Harrison T. M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 6. P. 295–304.
5. *Harrison T. M.*, *Watson E. B.* The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1467–1477.
6. *Ferry J. M.*, *Watson E. B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contr. Miner. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.
7. *Pizarro H. Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R.* Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // Ore Geology Reviews. 2020. V. 126. P. 1–18.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ И ОРДОВИКСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ – ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ СТРАТИФИКАЦИИ «НЕМЫХ» ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Г. А. Петров

АО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург

Проблема определения возраста метаморфизованных терригенно-вулканогенных образований, в условиях скудости и редкости фаунистических и микрофаунистических остатков, всегда стоит перед геологами-съемщиками достаточно остро. Определение возраста акцессорных цирконов в базальтах также далеко не всегда гарантирует получение желаемого результата – в ряде случаев цирконы оказываются ксеногенными. Данная работа посвящена попытке выработки критериев различия разновозрастных (позднерифейских?) и среднеордовикских метабазальтов, распространенных в осевой части и на восточном склоне Северного Урала. Вулканогенные породы известны здесь в составе велсовской свиты RF_3 и хомасьинской свиты $O_{1–2}$.

Вёлсовская свита (RF_3vs) выделена А. М. Курбацким в 1967 г. в верхнем течении р. Вёлс (левый приток р. Вишера) при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Ее образования принадлежат досреднекембрийской Ишеримской структурно-формационной зоне и принимают участие в строении Вишерско-Кутимского антиклинория. Вёлсовская свита представлена сланцами серицит-углеродисто-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, иногда альбит- или магнетитсодержащими, филлитами, реже доломитами, известняками, в верхней части с прослоями метавулканитов (актинолит)-эпидот-альбит-хлоритового состава и кварцитопесчаников. Изучение возраста акцессорных цирконов в метабазальтах показало наличие большого количества ксеногенных цирконов палео- и мезопротерозойского возраста, вероятно захваченных из вмещающих терригенных пород при транспортировке расплава. Подавляющая часть конкордантных значений возраста древнее 1100 млн лет. Самый «молодой» кластер, значения которого расположены на линии конкордии, имеет возраст 569 ± 9,4 млн лет. Полученное значение в пределах аналитической ошибки совпадает с возрастом гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов (560–567 млн лет), возможно оно (значение) соответствует эпохе тектонических деформаций и метаморфизма, сопровождавших внедрение интрузивных массивов. Нельзя также исключать более молодой (вендский) возраст самих метабазальтов. Мощность образований свиты 1200–3000 м. Метабазальты велсовской свиты – высокотитанистые (TiO_2 1,22–3,35 %, в среднем 2,03 %), умеренно-глиноземистые (Al_2O_3 11,81–15,71 %, в среднем 13,37 %) породы толеитовой и известково-щелочной серий. Среднее содержание MgO – 6,61 % (5,31–8,48 %), CaO – 7,93 % (5,21–11,02 %), Na_2O – 2,07 % (0,41–4,90 %), K_2O – 0,47 % (0,01–3,51 %); $Na_2O/K_2O = 4,38$. В породах довольно высокое содержание сидерофильных элементов: среднее содержание V составляет 383,33 г/т (209,95–603,58 г/т), Cr – 100,06 г/т (3,70–331,33 г/т), Co – 51,04 г/т (41,54–65,38 г/т), Ni – 75,11 г/т (14,06–211,11 г/т). Среднее содержание Sr составляет 543,96 г/т (298,45–930,21 г/т), Rb – 15,28 г/т (0,46–60,26 г/т), Y – 42,53 г/т (30,63–73,76 г/т), Zr – 25,23 г/т (7,88–40,08 г/т), Nb – 15,26 г/т (6,51–21,11 г/т). Среднее содержание суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет 108,80 г/т (53,22–176,81 г/т), среднее отношение суммы легких редких земель (ЛРЗЭ) к сумме тяжелых редких земель (ТРЗЭ) – 5,39 (3,14–9,29).

© Петров Г. А.

Хомасьинская свита ($O_{1-2}hm$) выделена в 1958 году К. А. Львовым на р. Хомасью (восточный склон Приполярного Урала), она входит в состав Салатимского пакета тектонических пластин в зоне Главного Уральского разлома. В стратотипической местности хомасьинская свита связана с подстилающими метапесчаниками саранхапнерской свиты $Є_3^2$–O_1 (?) постепенными переходами, на Северном Урале образования свиты имеют тектонические контакты с обрамляющими толщами. В ее составе присутствуют сланцы хлорит-альбит-кварцевого, (углеродисто)-хлорит-серицит-кварцевого, углеродисто-кварцевого составов, кварцитовидные песчаники; сланцы по базальтам и вулканогенно-осадочным породам (?) эпидот-(актинолит)-хлорит-альбитового состава, часто со стильпномеланом, карбонатом или лейкоксеном, иногда, кварц- или глаукофансодержащие. Возраст образований хомасьинской свиты обоснован находками фаунистических остатков в левом борту р. Ольва (лист O-40-VI), где в мраморизованных известняках верхней части разреза свиты обнаружена фауна криноидей плохой сохранности: *Asterocrinus* (?) sp. indet., *Apertocrinus* (?) sp. indet., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk.; *Dianthoceuloma* cf. *kegelensis* Yelt. (?); *Schizocrinus* (?) sp. indet.; *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yeltyschew); *Pentagonocyclicus* sp. indet.; *Pentagonopentagonalis* sp. среднего-верхнего ордовика (определение В. А. Наседкиной, УГСЭ). Среднее содержание TiO_2 в хомасьинских метабазальтах – 2,02 % (0,85–4,17 %), Al_2O_3–13,03 % (11,02–15,58 %), MgO – 7,00 % (5,63–9,26 %), CaO – 7,54 % (2,42–11,84 %), Na_2O – 3,31 % (0,13–5,10 %), K_2O – 0,26 % (0,01–1,84 %); Na_2O/ K_2O = 12,83. Среднее содержание V составляет 359,09 г/т (207,67–500,37 г/т), Cr – 103,00 г/т (6,21–269,64 г/т), Co – 47,13 г/т (30,20–69,58 г/т), Ni – 60,34 г/т (14,46–225,79 г/т). Среднее содержание Sr составляет 172,99 г/т (39,20–418,57 г/т), Rb – 6,28 г/т (0,21–48,20 г/т), Y – 31,66 г/т (12,43–56,97 г/т), Zr – 51,52 г/т (3,48–170,75 г/т), Nb – 13,48 г/т (2,02–30,43 г/т). Среднее содержание суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет 80,85 г/т (25,30–218,75 г/т), отношение суммы легких редких земель (ЛРЗЭ) к сумме тяжелых редких земель (ТРЗЭ) составляет в среднем 2,97 (1,31–5,52).

Рассматривая особенности химического состава докембрийских и ордовикских базальтов, можно отметить значительное сходство их по содержанию петрогенных окислов. Исключением может служить, пожалуй, более высокое отношение Na_2O/ K_2O (12,82) в хомасьинских метабазальтах по сравнению с велсовскими (4,38). Содержания петрологически информативных элементов также часто близки, за исключением значительно более высокого содержания Sr в докембрийских вулканитах – 543,96 г/т против 172,99 г/т в ордовикских, также заметно отличаются и содержания Rb – в среднем 15,28 г/т в вулканитах велсовской свиты и 6,28 г/т в породах хомасьинской свиты. Значительно различается и степень дифференциации РЗЭ – отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ в докембрийских вулканитах 5,39, в ордовикских – 2,97.

Таким образом, можно сделать вывод, что геохимические параметры метавулканитов можно использовать в качестве одного из косвенных признаков при изучении и стратиграфической «привязки» «немых» предположительно докембрийских и ордовикских метавулканитовых толщ на восточном склоне Северного Урала. Для этого необходимо выполнить статистически достоверное количество определений содержания петрогенных окислов и петрологически информативных элементов. Как показало наше исследование, диапазоны содержаний химических элементов в обоих группах пород в значительной мере перекрываются, что исключает возможность использования единичных анализов горных пород для выводов о стратиграфической принадлежности последних. По-видимому, вулканиты вёлсовской свиты образовались из более глубинного и менее истощенного магматического источника – в них выше содержания K, Rb, Sr, Nb, РЗЭ и отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ. По особенностям состава они близки к вулканитам континентальных рифтов, а ордовикские метабазальты, вероятно характеризуют переход от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу.

ИЗУЧЕНИЕ ФЛЮИДОСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ

П. Ю. Плечов

Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Москва, pplechov@gmail.com

В докладе представлены результаты многолетних исследований, которые лежат на стыке геохимии, петрологии и минералогии и посвящены одной из самых сложных задач современной геологии – изучению богатых флюидом магматических систем, характерных для островодужного магматизма. Такие системы играют ключевую роль в формировании месторождений цветных, благородных и других стратегически важных металлов.

Кроме классических методов геохимии и петрологии, включающих полевые работы, нами широко используются данные по расплавным и флюидным включениям. Были разработаны методики, позволяющие получать достоверные результаты и применять эти результаты в целях петролого-геохимического моделирования [Плечов, 2014]. Летучие компоненты в стеклах измерялись с помощью SIMS и LA-ICPMS [Plechov et al., 2015], а также с помощью рамановской спектроскопии [Котов и др., 2021]. Для численного моделирования используется программный комплекс Petrolog [Danyushevsky, Plechov, 2011], учитывающий специфику флюидосодержащих магм и позволяющий моделировать поведение редких и рассеянных элементов при кристаллизации. Существует возможность моделирования полибарической кристаллизации при подъеме магмы через несколько промежуточных очагов и оценки объемов дегазации магмы на каждом этапе кристаллизации.

Детально изучено более 50 вулканических объектов на Камчатке, среди которых удалось выявить более 10 объектов, содержащих парагенезисы минералов-вкрапленников, отражающие условия плавления мантийного субстрата. На Камчатке доминируют магмы, сформировавшиеся за счет частичного плавления существенно деплетированной мантии с участием водного флюида. Прямая информация о составе и состоянии островодужной мантии содержится в мантийных ксенолитах. В расплавных включениях в хромшпинелиде мантийных ксенолитов Авачинского вулкана было установлено несколько магм, последовательно мигрировавших через мантийное вещество [Ionov et al., 2011]. Этап плавления деплетированной островодужной мантии сменялся этапом, в котором участвовали богатые водой расплавы с бонинитовой геохимической спецификой.

Кроме классических мантийных источников островодужных магм, нам удалось выявить магмы, формирующиеся за счет нижних частей метаморфизованной островодужной коры. На основе детального изучения расплавных включениях в оливин-анортитовых кумулятах активного вулканического фронта развитой островодужной системы, доказано, что они могут формироваться при существенной степени плавления амфиболитов в нижней части островодужной коры при давлении 8–10 кбар, 1130–1160 °С и степенях плавления более 25 % [Плечов и др., 2008]. Эти магмы являются родоначальными для типичных андезибазальтовых вулканических серий активного фронта развитых островных дуг.

На основе изучения Камчатки была предложена модель эволюции магматизма островодужных систем по мере вовлечения новых источников в магмогенерацию [Плечов, 2008]. Кроме плавления мантии под воздействием флюида частичному плавлению подвергается сформированная островодужная кора, а затем и пироксенитовый рестит, возникший в результате такого плавления. Флюид фронтальных частей островодужной системы обогащен водой

© Плечов П. Ю.

и обеднен серой. В металлогеническом отношении наиболее перспективны те зоны островодужных систем, которые прошли все стадии эволюции.

Были изучены продукты 9 крупнейших катастрофических извержений Камчатки за последние 10 тысяч лет, которые за исключением Хангара произошли во фронтальной части дуги. Мы измеряли с помощью ионного зонда, микрозонда и рамановской спектроскопии содержание воды, серы и хлора в расплавных включениях в плагиоклазе и кварце и на основе статистической обработки оценивали содержание летучих компонентов в магме перед извержением. Содержание оставшихся в продуктах извержения летучих компонентов проводилась измерением этих же компонентов в стекле пепловых частиц [Плечов и др., 2010]. Таким образом мы впервые провели оценку объема дегазации всех кальдерообразующих извержений Камчатки за последние 10 тыс. лет с объемом изверженного материала более 3 км^3. Общая эмиссия вулканических газов составила не менее 8 тератонн, из которых всего 160 мегатонн приходится на SO_2 при 250 мегатонн поступившего в атмосферу хлора. Магма всех этих извержений была существенно водной, поэтому глобальный климатический эффект этих извержений, за исключением Курильского озера, был незначителен. Только климатический эффект извержения Курильского озера мог быть сравним с извержением вулкана Тамбора в 1815 г.

Впервые геохимическими, сейсмическими и петрологическими методами было изучено сложное поведение флюидо-магматической систем непосредственно перед извержением на примере извержения вулкана Безымянный 2017 года [Koulakov et al., 2021]. Было показано существование двух очагов. Мы предложили модель извержения при которой триггером эксплозивного извержения является подъем магмы в нижнем очаге, что приводит к разложению роговой обманки и выделению большого количества флюида. Этот флюид перемещается в верхний очаг и вызывает эксплозивное извержение.

Таким образом, впервые на примере Камчатки был комплексно и детально охарактеризован широкий спектр флюидосодержащих магматических систем зрелых островодужных систем и выявлены различные источники магм, формирующихся в островодужной обстановке, что крайне актуально для понимания петрологии и геодинамики геологических процессов.

Литература

Котов А.А., Смирнов С.З., Плечов П.Ю., Персиков Э.С., Черткова Н.В., Максимович И.А., Карманов Н.С., Бухтияров, П.Г. Методика определения содержания воды в природных расплавах риолитового состава методами спектроскопии комбинационного рассеяния и электронно-зондового микроанализа // Петрология. 2021. 29(4). С. 429–448.

Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. Москва: КДУ, 2014. 266 с.

Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Дисс. на соиск. ст. д. г.-м. н., Москва: МГУ, 2008. 328 с.

Плечов П.Ю., *Балашова А.Л.*, *Дирксен О.В.* Дегазация магмы кальдерообразующего извержения Курильского озера 7600 лет назад и ее влияние на климат // Доклады Академии наук. 2010. 433 (3) С. 386–389.

Danyushevsky L.V., *Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes//Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. 12 (7). DOI: 10.1029/2011GC003516

Ionov D.A., *Bénard A.*, *Plechov P. Yu.* Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011.162 (6), 1159–1174.

Koulakov I., Plechov P., Mania R., Walter T.R., Smirnov S.Z., Abkadyrov I., Jakovlev A., Davydova V., Senyukov S., Bushenkova N., Novgorodova A., Stupina T., Droznina S.Y. (2021). Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12. 2017. Scientific reports, 11(1), 1–12.

Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M. (2015) Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13//Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 182–199.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСПОРТА МАНТИЙНЫХ МАГМ В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ – ТРИАСА

О. П. Полянский[1, 3], А. Н. Семенов[1, 3], О. В. Королева[4], Ю. Ф. Филиппов[2, 3], А. В. Прокопьев[4]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука, Новосибирск
[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск
[4] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Геодинамические механизмы формирования осадочных бассейнов, содержащих большие объемы изверженного материала, рассматриваются как отражение глубинных процессов в мантии, поэтому они несут важную информацию о причинах магматизма и тепловом режиме литосферы. По современным представлениям область развития Сибирских траппов охватывает территорию, значительно превышающую площадь Сибирской платформы [Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Ernst, 2014; Augland et al., 2019 и др.]. В отношении северной окраины Сибирской платформы наблюдается явный дефицит информации. Ее северная и северо-восточная окраина, покрытая мезозойским осадочным чехлом Енисей-Хатангского (ЕХП) и Лено-Анабарского прогибов, является слабоизученной областью в отношении распространенности и составов вулканических и интрузивных комплексов Сибирской крупной магматической провинции (КМП). Выходы интрузивного магматизма на дневной поверхности в пределах этих бассейнов не установлены. Возраст силлов и даек, которые прорывают пермские и более древние палеозойские породы, оценивается в 250 млн лет на основании U-Pb возраста циркона из базитовых силлов в соседнем Южно-Таймырском складчато-надвиговом поясе (Augland et al., 2019). Возраст базитов для территории Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов установлен только по прорыванию ими нижнепермских песчаников.

Исследованы образцы базитов из кернового материала семи скважин на пяти площадях, расположенных на прибортовых склонах ЕХП на расстоянии с запада на восток около 900 км вдоль продольной оси бассейна (Полянский и др., 2024). Геохимические характеристики базитов, присутствующих в осадочном чехле ЕХП, соответствуют трем типам базитов, выделяемых в Сибирской КМП: низкотитанистые надеждинского типа Норильского разреза, низкотитанистые моронговского типа и высокотитанистые базальты ивакинского типа «рифтового» этапа, выделяемого для Сибирской КМП. Изученные породы имеют сходные геохимические характеристики как с Норильскими (южный фланг ЕХП), так и с Таймырскими базитами (северный фланг ЕХП) и могут рассматриваться как составная часть Сибирской КМП.

Также был изучен образец долерита из керна Чарчыкской скважины на северо-востоке Сибирской платформы с целью геохимической типизации и уточнения возраста пермско-триасового магматизма в пределах Лено-Анабарского прогиба и его связи с Сибирскими траппами. Для циркона был выполнен U-Pb анализ высокоточным методом изотопной десорбционной термально-ионизационной масс-спектрометрии с применением химической абразии (CA-ID-TIMS) (Университет Торонто). Два фрагмента одного зерна циркона дали возраст конкордии U-Pb 254,99 ± 0,44 млн лет (поздняя пермь). Бадделеит был продатирован в университете Лунда (Швеция) и получен конкордантный U-Pb возраст 249,6 ± 0,5 млн лет (Королева и др., 2023).

Чарчикский силл располагается в 700–800 км от центра магматической активности, предполагаемого в районе Норильского рудного узла по представлениям (Krivolutskaya 2016) или

© Полянский О. П., Семенов А. Н., Королева О. В., Филиппов Ю. Ф., Прокопьев А. В.

в Маймеча-Котуйском районе (Sobolev et al., 2011; Ernst 2014). С целью определения возможности горизонтального транспорта магмы от центра на расстояние сотен километров разработана 2D термомеханическая численная модель механизма подъема и перемещения магмы над головой плюма, внедрившегося в основание литосферной мантии Сибирской платформы мощностью 200 км. Предварительные результаты моделирования позволяют предположить, что оба полученных возраста отражают историю подъема базитовой магмы: более древний возраст соответствует времени нахождения магмы в промежуточной камере, а более молодой – моменту финальной кристаллизации вещества Чарчикского силла.

В период траппового магматизма реконструирована аномально высокая скорость погружения до 4,8 км/млн лет в центральной и до 0,5–1,1 км/млн лет – в восточной и западной части ЕХП (Полянский и др., 2025). Высокая скорость и короткая длительность накопления вулканогенных осадков может быть объяснена эпизодом кратковременного растяжения под воздействием плюма, за которым следовал длительный этап термического погружения.

Проведено численное моделирование температурного режима вблизи базитовых интрузивных тел, которое показало, что при определении палеотеплового потока влияние интрузий траппов прослеживается до 400–500 м от контактов. Получены оценки палеотеплового потока для пермско-триасового этапа тектонической эволюции восточного сектора ЕХП. Его калибровка и реконструкция на триасовый возраст выполнялась по лабораторным измерениям современных значений отражательной способности витринита для образцов пород из скважин, современной температуре и тепловому потоку в осадочном чехле. Определено, что трапповый магматизм проходил при повышенном до 80–100 мВт/м^2 при этом мантийная составляющая регионального теплового потока достигала 40–70 мВт/м^2, что значительно превышает современный.

Полученные геохимические характеристики базальтов, данные по U-Pb (ID-TIMS) возрасту и вещественному составу долерита Чарчыкского силла и построенная термо-петрологическая численная модель плюмового магматизма представляют новую информацию, которая может быть использована для реконструкции пермо-триасового этапа тектоно-магматической эволюции в пределах прогибов, занимающих промежуточную область между Сибирской платформой и Южно-Таймырским складчато-надвиговым поясом.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00057, частично по проекту НИР ИГАБМ СО РАН FUFG-2024-0001 и проекту FWZZ-2022-0009 Программы ФНИ Минобрнауки.

Литература

Королева О.В., *Прокопьев А.В.*, *Полянский О.П.*, *Камо С.Л.*, Седерлунд У., *Эрнст Р.Е.*, *Васильев Д.А.* Первые данные об изотопном (U-Pb, CA-ID-TIMS) возрасте долеритов Лено-Анабарского прогиба, Сибирская платформа// Геодинамика и минерагения Сев. Евразии: мат-лы VI Межд. науч. конф. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского университета, 2023. С. 292–294

Полянский О.П., *Филиппов Ю.Ф.*, *Селятицкий А.Ю.*, *Полянский П.О.* Геохимические характеристики базитов в структуре Енисей-Хатангского прогиба и их принадлежность к Сибирской трапповой провинции // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 2. 0747.

Полянский О.П., *Филиппов Ю.Ф.*, *Фомин А.Н.*, *Федорович М.О.*, *Ревердатто В.В.* Реконструкция динамики погружения и палеотемпературного режима северной окраины Сибирской платформы //Геология и геофизика, 2025. т. 66, № 1, с. 93–108.

Augland L.E., *Ryabov V.V.*, *Vernikovsky V.A.* et al. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition// Sci. Rep. 2019. 9. 18723. doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2.

Dobretsov N.L., *Vernikovsky V.A.* Mantle plumes and their geologic manifestations// Int. Geol. Rev. 2001. 43 (9). 771–787.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2014. 653 p.

Krivolutskaya N.A. Siberian Traps and Pt-Cu-Ni Deposits in the Noril'sk Area. Springer, 2016.

Sobolev S.V., *Sobolev A.V.*, *Kuzmin D.V.*, *Krivolutskaya N.A.*, *Petrunin A.G.*, *Arndt N.T.*, *Radko V.A.*, *Vasiliev Yu.R.* Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. Nature. 2011. 477 (7364), 312–316.

КОРОВЫЕ РУДОНОСНЫЕ КАРБОНАТИТЫ-КУЛЬДИМИТЫ ГОР БЫРРАНГА ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР: МОДЕЛЬ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В. Ф. Проскурнин, В. А. Салтанов

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

При проведении мелкомасштабных геологосъемочных работ (2004–2017 гг.) и создании Госгеолкарт-1000 (третьего поколения) на территории гор Бырранга Таймырской складчатой системы выявлены ареалы средне-позднетриасовых коровых карбонатитов-кульдимитов [5; 6; 7]. Они сопровождаются нетрадиционным золотосодержащим медно-полиметаллически-сульфидно-железооксидным, флюорит-баритовым и радиоактивно-редкоземельным оруденением, сопоставляемым с классом железооксидных руд IOCG типа *Баян-Обо (Китай)* или Карасуг (Центральной Тувы) [8]. Ранее [2] эти тела выделялись как девонские осадочные образования, вскрытые в ядрах антиклинальных структур среди терригенных каменноугольно-пермских отложений. На Центральном Таймыре они рассматривались как инъекционные карбонатные тектониты и взрывные углекислотные метасоматиты [3; 4; 10].

Карбонатиты залегают среди верхнепалеозойских терригенных пород (C_2–P_3), которые подстилаются среднепалеозойскими галоидно-сульфатно-карбонатными отложениями (D–C_2). Карбонатиты образуют тела размером от первых десятков м до первых км преимущественно линзовидной, дайково-жильно-штокверковой и штокообразной форм с секущими инъекционными контактами, иногда, с трубообразными подводящими каналами. В большинстве своем они приурочены к тектоно-магматическим зонам северо-восточного простирания, формируя четковидные цепочки тел на протяжении 50–60 км. Карбонатиты характеризуются стронций-бариевой геохимической специализацией и обогащенностью элементами халькофильной группы. Карбонатиты пространственно и во времени тесно связаны с синкинематическими умереннощелочными многофазными интрузивами железистых и высокотитанистых монцогаббродолеритов, монцодиоритов, граносиенитов шошонит-латитового ряда, характеризующихся повышенными содержаниями Ba, Sr, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Ag, Sb, Hg и др.

Возраста карбонатитов Восточного Таймыра в 238–219 млн лет и умереннощелочных феррогаббродолеритов, сиенитов – 238–225 млн лет, установленные при изучении цирконов на установке SHRIMP-II [6]; 246,5 ± 1,9 млн лет по бастнезиту (U-Pb) из карбонатитов Центрального Таймыра [11], соответствуют среднему-позднему триасу – главной эпохе раннекиммерийской складчатости Таймыра. Для рудоносных карбонатитов по данным рений-осмиевого датирования сфалерита одного из рудопроявлений (Кошка-Восточная) получен возраст 241–227 млн лет [9].

По морфологическим признакам карбонатитовые тела делятся на инъективные карбонатиты, флюидоэксплозивные брекчии и жильно-прожилковые тела, характеризующиеся многофазностью и длительностью формирования. В инъективных карбонатитах характерно наличие ксенолитов и обломков среднедевонско-раннекаменноугольных доломитов и известняков, среднекаменноугольно-пермских терригенных пород, раннетриасовых долеритов, средне-позднетриасовых феррогаббродолеритов, реже сиенитов и граносиенитов. Часть инъективных карбонатных ксенобрекчий обладает рядом признаков, характерных для флюидоэксплозивных образований, являющихся следствием эксплозии газонасыщенного флюида.

Выделяются следующие минеральные типы: кальцитовые карбонатиты от порфировидных разностей до пегматитовых; доломитовые и анкеритовые; сидеритовые; флюрит-баритовые;

© Проскурнин В. Ф., Салтанов В. А.

гипс-ангидритовые. Выявленные в парагенезе с карбонатитами магматогенно-флюидогенные гипс-ангидритовые породы с вкрапленностью зерен самородных металлических фаз,

включая железо-никелевые интерметаллиды и сплавы, свидетельствуют об участии в образовании пород вещества глубинного происхождения, в частности, мантийных базитов. Развитие в этих же породах Na-Ca фосфат-сульфата и браннерита, характерных для гидрогенных урановых месторождений, свидетельствуют о возможном смешении глубинного магматогенного и гидрогенного флюидов на промежуточном коровом уровне.

Состав флюидов, термобарогеохимические параметры, содержания и характер распределения редкоземельных элементов в карбонатитах Восточного Таймыра [6] свидетельствуют об их резком отличии от осадочных карбонатных пород и образовании основной их части при температурах не менее 380–410 °С при декомпрессии газово-жидких флюидов углекислотно-водно-солевого состава. По результатам изучения флюидных включений в карбонатитах Центрального Таймыра (Верхнекыйдинский массив) установлено [11], что они сложены ***магматической минеральной ассоциацией (***REE-карбонаты, сидерит, флюорит, барито-целестин, бастнезит-(Ce), фторапатит), образовавшейся в Т диапазоне 650–480 °С из рассолов-расплавов, и **рудоносной гидротермальной** – (содержащей руды F-Ba-Sr-REE и Pb-Zn-Ag, включая магнетит, гематит, монацит-(Ce), паризит-(Ce), флюорит, роскоэлит, рутил (Nb), барит, кварц, кальцит, доломит, а также сульфиды и уранинит), образовавшейся в Т диапазоне 460–230 °С из минерализованных флюидов сульфатно-фторидно-хлоридно-карбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного составов. С другой стороны, высокие отношения в карбонатитах $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7072–0,7098 [1,5], типичные для осадочных пород, свидетельствуют о высоком вкладе органогенных карбонатных пород при образовании рассматриваемых карбонатитов. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах, отличный как от карбонатов осадочных пород, так и от мантийных карбонатитов, попадает в поле карбонатов с экзотичным изотопным составом – «таймырский тренд эволюции карбонатитов» [5]. Он вполне связывается с флюидно-метаморфическим преобразованием в промежуточных очагах при высоких давлениях и температурах осадочных карбонатных пород во флюидизированный карбонатный расплав («солевой расплав») с последующим образованием флюидоэксплозивных брекчий и инъективных карбонатитов.

Закономерности размещения Таймырских рудоносных карбонатитов, их петрографо-минералогические, изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические особенности позволяют наметить модель корового происхождения рудоносных карбонатитов и флюидолитов [7]. На домагматической стадии (доскладчатой) в соленосных карбонатных отложениях девона-раннего карбона под мощным флюидоупором терригенных пород среднего карбона-перми происходит накопление газово-жидких пластовых гидрогенных и нефтегазовых флюидов. При последующем внедрении базитовых магм флюидоупор сыграл решающую роль в образовании промежуточных магматических камер на уровне девонско-раннекарбоновых пород, содержащих такие компоненты как Na^+, K^+, Ca^{2+}, H_2O, CO_2, фториды, хлориды и сульфаты, действующие как флюсы для дальнейшей дифференциации как базитовых магм, так и частичном плавлении вмещающих сульфатно-карбонатных пород с формированием «солевых карбонатных расплавов». Завершающая синскладчатая стадия характеризовалась периодической разгрузкой очага при декомпрессии (за счет дизъюнктивно-складчатых деформаций) и внедрением последовательных инъекций в вышезалегающие среднекаменноугольно-пермские образования умереннощелочных «водонасыщенных» феррогаббродолеритов, монцогаббродиоритов, монцодиоритов, граносиенитов, карбонатитов, карбонатитовых флюидоэксплозивных брекчий, ангидрититов.

Коровые карбонатитовые и сульфатные инъекционные образования в складчатых областях, их флюидоэксплозивные производные, связанное с ними золотосодержащее

полиметаллическое оруденение и флюорит-барит-редкоземельное с ураном и торием относятся к числу наименее изученных объектов. Специальное углубленное их исследование, получение экспериментальных данных и анализ их положения в общей системе классификации карбонатитов представляет собой новое научное направление в петрологии и минерагении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Роснедра по Государственному заданию от 25.12.2024 г. № 049-00004-25-00.

Литература

1. *Брехов Г.В.*, *Шергина Ю.П.* К вопросу о происхождении «карбонатитов» Центрального Таймыра // Недра Таймыра. Вып. 5. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 176–185.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 лист S-47–49 – оз. Таймыр. Объясн. записка/ Отв. ред. Ю.Е. Погребицкий (ч. 1), И.К. Шануренко (ч. 2). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
3. *Гулин С.А.* Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970. С. 170–184.
4. *Погребицкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с. (тр. НИИГА. Т. 166).
5. *Проскурнин В.Ф.*, *Петров О.В.*, *Гавриш А.В.*, *Падерин П.Г.*, *Мозолева И.Н.*, *Петрушков Б.С.*, *Багаева А.А.* Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010а. № 3. С. 95–102.
6. *Проскурнин В.Ф.*, *Петров О.В.*, *Багдасаров Э.А.*, *Розинов М.И.*, *Толмачева Е.В.*, *Ларионов А.Н.*, *Бильская И.В.*, *Гавриш А.В.*, *Мозолева И.Н.*, *Петрушков Б.С.* Признаки происхождения карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Записки РМО. 2010б. Ч. CXXXVIII. № 1. С. 38–55.
7. *Проскурнин В.Ф.*, *Петров О.В.*, *Салтанов В.А.* Модель корового происхождения рудоносных карбонатитов и флюидолитов полуострова Таймыр // «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты». Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика А.Г. Бетехтина. Москва, 20–22 ноября 2017 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2017. Электрон. Дан. (1 файл: 35 Мб). С. 49–52.
8. *Проскурнин В.Ф.*, *Савичев А.А.*, *Курапов М.Ю.*, *Проскурнина М.А.*, *Леонтьев В.И.* Железооксидные с медью и золотом (IOCG) пояса Северной Земли и Таймыра // В сборнике тезисов докладов XIV Международной научно-практической конференции. Москва: ЦНИГРИ, 2025. С. 345–347.
9. *Салтанов В.А.* Барит-полиметаллическое оруденение нетрадиционного типа в коровых карбонатитах Восточного Таймыра // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Электрон. данные. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 296–299.
10. *Шануренко Н.К.* Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л.: НИИГА, 1979. С. 66–73.
11. *Prokopyev I.R.*, *Doroshkevich A.G.*, *Starikova A.E.*, *Yang Y.*, *Goryunova V.O.*, *Tomoshevich N.A.*, *Proskurnin V.F.*, *Saltanov V.A.*, *Kukharenko E.A.* Geochronological and petrogenetical constraints on F-Ba-REE carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): connections with the Siberian Large Igneous Province (LIP) // Lithos. Volumes 440–441. 2023. 107045.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ШОШОНИТ-ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАЙМЫРА

М. А. Проскурнина

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

В пределах Таймыро-Североземельской складчатой области широким развитием пользуются раннемезозойские малые интрузии пестрого состава [5 и др.]. Среди них особое место занимают кольцевые интрузии монцогаббро, монцодиоритов, монцонитов, сиенитов, кварцевых сиенитов, монцогранитов и ассоциирующее с ними медно-молибден-порфировое оруденение [3]. Настоящее сообщение посвящено особенностям петрографического состава пород Беспамятнинского, Верхнетарейского и Дикарабигайского ареалов Центрального Таймыра [4]. Первый приурочен к Карскому микроконтиненту, второй – к Центрально-Таймырской аккреционной зоне, третий – к Южно-Таймырскому домену (по [1]).

Беспамятнинский ареал. Основные разности пород в штоках ареала представлены монцогаббро, монцодиоритами, монцонитами (ранняя фаза), сиенитами (средняя фаза) и кварцевыми сиенитами (поздняя фаза). Макроскопически породы меняются от темно-серых в ранней фазе до розовато-серых в поздней фазе с закономерным уменьшением количества темноцветных минералов от 50 % до 5–10 %. Роль калиевого полевого шпата (КПШ) меняется в обратном порядке. Структура пород преимущественно порфировидная (преобладают вкрапленники полевых шпатов), монцонитовая с чертами бостонитовой. Для сиенитов и граносиенитов характерны гипидиоморфнозернистые и пертитовые структуры. Для пород ранней фазы характерно преобладание клинопироксена среди темноцветных минералов, для сиенитов – амфибола, для граносиенитов – биотита, а также кварца (до 10 %). Вторичные минералы представлены карбонатом, хлоритом, серицитом; акцессорные – апатитом, титаномагнетитом, цирконом, ортитом, титанитом; рудные – магнетитом, гематитом, ильменитом, пиритом. Состав *КПШ* отвечает ортоклазу с содержанием альбитовой компоненты от 8 до 52 % и примесями BaO (до 1,3 %), FeO (до 1,2 %). *Плагиоклаз* (№ 14–30) образует простые двойники, схожие с калишпатовыми, представлен таблитчатыми и лейстовидными кристаллами первой генерации. Вторая генерация плагиоклаза характеризуется ксеноморфными округлыми полисинтетически сдвойникованными зернами, окаймленными КПШ. *Клинопироксен* представлен кристаллами гипидиоморфного, таблитчатого облика размером 2–3,5 мм. По составу соответствует диопсиду и авгиту. *Амфибол* оливково-зеленого оттенка образует изометричные гипидиоморфные кристаллы с пойкилитовыми включениями биотита и рудного минерала. По классификации [6] он относится к паргаситу, ферропаргаситу из группы Ca-амфиболов. Концентрации TiO_2 до 3 %. С возрастанием кислотности пород увеличиваются содержания SiO_2, MgO в амфиболе и снижаются – Al_2O_3, FeO, TiO_2. В граносиенитах состав амфибола меняется до эденита, иногда замещается актинолитом. *Биотит* наименее распространенный минерал, его количество в породе уменьшается от монцогаббро к граносиенитам. Обычно он «обрастает» роговую обманку. Ксеноморфные и гипидиоморфные чешуйки биотита плеохроируют в коричнево-оливковых тонах. Биотит принадлежит изоморфному ряду флогопит-аннита (по [2]). Биотит титанистый (до 4,9 %) и высокобариевый (BaO – до 4,6 %).

Верхнетарейский ареал. По минеральному составу образования массивов верховьев рр. Тарея, Белая относятся к биотит-(клинопироксен)-амфиболовым монцогранит-порфирам и граносиенитам. Изученные образования обладают массивной текстурой, гипидиоморфнозернистой, порфировидной, лампрофировой структурами, обусловленными наличием более

© Проскурнина М. А.

крупных идиоморфных вкрапленников полевых шпатов и темноцветных минералов на фоне мелко- или тонкозернистой полнокристаллической основной массы.

В амфибол-биотитовых гранит-порфирах вкрапленники представлены плагиоклазом, КПШ, амфиболом, биотитом. Их размер обычно не превышает 1–1,5 мм. Очертания вкрапленников идиоморфные, полевые шпаты отличаются более крупными, чем амфибол и биотит, размерами. В сумме на долю фенокристов приходится 40–50 % объема породы. Основная масса имеет преимущественно кварц-щелочнополевошпатовый состав. В акцессорных количествах в породах присутствуют апатит, магнетит, титанит, перовскит, ильменит.

Кварц (20–25 %) мелкозернистый, с зазубренными очертаниями, имеет размерность КПШ (около 0,1 мм). *КПШ* в основной массе (25–30 %) – мелкозернистый и ксеноморфный, с волнистыми краями. Состав КПШ варьирует, но всегда отвечает ортоклазу $Ort_{52–85}Ab_{48–15}$. В его составе присутствует примесь BaO, Fe O. *Плагиоклаз* (30–40 %) представлен альбитом и олигоклазом (№ 14–26), наблюдается в основной массе и во вкрапленниках. Олигоклаз полисинтетически сдвойникован, имеет зональное строение, слабо серицитизирован. Вкрапленники олигоклаза An_{21} центральной части обрастаются более кислыми олигоклазами $An_{17–19}$ по краям. В своем составе они содержат примеси Fe O. *Амфибол* (5–10 %) идиоморфный, оливково-зеленых оттенков, размером до 0,5–1 мм. По составу соответствует паргаситу и эденитy с примесями TiO_2 до 1,6 %, MnO, Cl. Амфибол в результате автометаморфизма замещается биотитом. Лейсты *биотита* идиоморфны, развиваются по амфиболу или независимо от него, плеохроируют в коричневых тонах и слабо хлоритизированы, а также содержат включения апатита. По составу это существенно магниевые разновидности $Flog_{49–55}Ann_{26–29}$ с тем же набором примесей, что в амфиболе. *Клинопироксен* образует редкие, мелкие, гипидиоморфные бесцветные кристаллы. По химическому составу соответствует диопсиду. Содержание TiO_2 и Cr_2O_3 до 0,3 %.

Дикарабигайский ареал. В массивах преобладают сиениты, в подчиненном количестве развиты умереннощелочные габброиды, слагающие их краевые зоны, а также монцониты.

Умереннощелочное габбро сложено (%): плагиоклазом № 50–54 (40–65), авгитом и диопсид-авгитом (в сумме 35–40), ортоклазом (5–15); иногда присутствуют оливин-гиалосидерит (0–5) и кварц (0–2). Акцессории представлены апатитом (до 2), цирконом, ильменитом и пиритом. Монциониты состоят из плагиоклаза № 20–50 (45–55), пироксена (5–20), ортоклаза (до 35), амфибола (до 15) и биотита (до 15). Акцессорные минералы – титанит, циркон, ильменит, титаномагнетит, гематит. Сиениты представлены, в основном, мезократовыми разновидностями. Состав пород (%): КПШ – ортоклаз-пертит, натриевый ортоклаз (65–80, редко до 90), плагиоклаз альбит-олигоклаз (5–25), диопсид (0–15), амфибол (0–10) и биотит (до 10). По пироксену развивается амфибол. Последний плеохроирует в буровато-зеленоватых тонах, по составу соответствует эденитy; замещается актинолитом и биотитом, а КПШ – альбитом, скаполитом. Кварцевые сиениты отличаются повышенным (до 20 %) количеством кварца. Акцессорные минералы сиенитов представлены титанитом, цирконом, апатитом, ортитом и флюоритом. Монцограниты сложены (%): кварцем (до 30), КПШ (55–60) и плагиоклазом (10) при малых содержаниях пироксена и титанита. Из вторичных минералов повсеместно развиты альбит, актинолит, хлорит, скаполит, турмалин, флюорит.

По совокупности черт петрографического состава, а также с учетом петрогеохимического родства, общности структурно-геологического положения, синхронности времени образования делается вывод о принадлежности описанных пород единой шошонит-латитовой серии среднего-позднего триаса.

Литература

1. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
2. *Дир У. А.*, *Зусман Дж.*, *Хауи Р. А.* Породообразующие минералы. Т. 3. М.: Мир, 1965. 404 с.
3. *Проскурнин В. Ф.*, *Петров О. В.*, *Романов А. П.*, *Курбатов И. И.*, *Гавриш А. В.*, *Проскурнина М. А.* Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С. 31–49.
4. *Проскурнина М. А.*, *Проскурнин В. Ф.*, *Ремизов Д. Н.*, *Ларионов А. Н.* Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения. 2019. № 79. С. 5–22.
5. *Равич М. Г.*, *Чайка Л. Г.* Малые интрузии хребта Быранга. Л.: Труды НИИГА, 1959. Т. 88. 148 с.
6. *Hawthorne F. C.*, *Oberti R.*, *Harlow G. E.*, *Maresch W. V.*, *Martin R. F.*, *Schumacher J. C.*, *Welch M. D.* Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. № 11–12. Pp. 2031–2048.

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ МАЛДИНСКОГО МАССИВА В СВЯЗИ С ТИПИЗАЦИЕЙ ГРАНИТОИДОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, О. В. Гракова, Е. В. Кушманова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Гранитоидный магматизм на севере Урала наиболее детально изучен в его приполярной части. Здесь выделяется два десятка относительно крупных массивов и множество мелких тел гранитоидов. Гранитоиды S-типа, ассоциирующие с гнейсами няртинского метаморфического комплекса (Николайшорский, Хальмеръюский массивы и др.), объединяются в николайшорский гранитогнейсовый комплекс раннепротерозойского возраста. Остальные гранитоиды с широкой вариацией вещественного состава большинством исследователей относятся к позднерифейско-кембрийскому сальнеро-маньхамбовскому комплексу. Неоднородность и большой возрастной интервал гранитоидов, объединенных в один комплекс, ставит под сомнение правомерность такого подхода. Неоднократно высказывалось предположение, что в состав сальнеро-маньхамбоского комплекса включены различные по тектоническим условиям образования и возрасту гранитоиды, которые могут быть расчленены на несколько самостоятельных комплексов.

На наш взгляд вполне обоснованными является предложение Б. А. Голдина и др. (1999) о возможности выделении среди позднедокембрийских гранитоидов самостоятельного кожимского риолит-гранитоидного комплекса (формации по Б. А. Голдину). Гранитоидные массивы названного комплекса (Кожимский, Хаталамба-Лапчинский и др.) образуют пластовые тела в нижних частях докембрийского разреза, а продукты их разрушения присутствуют в составе хобеинской свиты верхнего рифея. В отличие от «кожимских» гранитоидов, гранитные интрузии, относящиеся к сальнеро-маньхамбовскому комплексу, прорывают хобеинскую свиту и более молодые допалеозойские образования и, соответственно, имеют постхобеинский возраст. Б. А. Голдиным и др. (1999) гранитоиды кожимского комплекса были отнесены к среднему рифею. С учетом новых данных, свидетельствующих о позднерифейском возрасте пуйвинской свиты (Пыстин и др., 2019), с которой ассоциируют гранитоиды (лейкограниты А-типа) и кислые вулканиты кожимского комплекса, возраст гранитоидов позднерифейский. Их образование, по-видимому, связано с процессами рифтогенеза на начальных стадиях формирования протоуралид-тиманид.

Гранитоидные массивы, сложенные породами, близкими к I-гранитам и имеющие геохимические параметры надсубдукционных образований, – Водораздельный и Вангырский, по мнению Г. Ю. Шардаковой и др. (2023), могут быть выделены в отдельный комплекс вендского возраста (около 600 млн лет), который мы предлагаем назвать «водораздельным» по названию наиболее хорошо изученного массива.

Малдинский массив, сложенный известково-щелочными гранитами I-типа, относится к первой фазе сальнеро-маньхамбовского комплекса. Вещественными аналогами являются граниты I-типа Лапчавожского, Народнинского и Свободнинского массивов. Определение точного возраста мадинских гранитов имеет важное значение для установления нижней возрастной границы сальнеро-маньхамбовского комплекса.

Проба гранита для геохронологических исследований (БЛ-311) отобрана вблизи восточного контакта Малдинского массива на левом берегу левого безымянного притока р. Балбанью в 2-х км к югу от оз. Мал. Балбанты (с. ш. 65°07′47,0″ в. д. 60°11′30,4″). Граниты светло-серые,

© Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Кушманова Е. В.

среднезернистые, однородные, умеренно рассланцованные. Породообразующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, ортит. Циркон представлен преимущественно прозрачными кристаллами розового, розовато-желтого, изредка темно-розового цвета, размером 100–300 мкм. Выделяется четыре морфотипа этого минерала (по И. В. Носыреву (Носырев и др., 1989)): гиацинтовый (55–60 %), торпедовидный (30–35 %), циртолитовый (6–8 %) и копьевидный (2–3 %).

Изотопные исследования зерен циркона выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Получено 35 локальных определений изотопного возраста. Из них 10 отбракованы из-за высокой дискордантности. Основная часть из оставшихся 25-ти датировок варьирует в интервале 564–550 млн лет, конкордантный возраст которых составляет 555 ± 2 млн лет, что близко полученному ранее U Pb (SIMS)-возрасту, по 8-ми зернам циркона: 551 ± 5 млн лет (Соболева, 2020).

Отметим, что все без исключения датировки цирконов гиацинтового морфотипа, кристаллизация которых связывается с магматическим этапом формирования пород (Носырев и др., 1989), укладываются в интервал 564–550 млн лет. Кристаллизующиеся позднее зерна циркона копьевидного морфотипа (в пегматитовый этап) иногда содержат ядра древнего циркона (1669, 1198 млн лет), которые, вероятно, послужили затравками для новообразованных зерен этого минерала. Для топедовидных зерен циркона характерно наличие возрастных определений с высокой дискордантностью (около 30 % датировок), что очевидно связано с нарушением U-Pb изотопной системы на поздних стадиях кристаллизации гранитоидов (пнематолитовый и гидротермальный этапы). Точность определения U-Pb возраста, полученная с помощью U-Pb (LA-SF-ICP-MS) метода, не позволяет дифференцировать время кристаллизации разных морфотипов циркона. Можно лишь говорить об общем возрастном интервале их образования (564–550 млн лет), который требует уточнения при раздельном датировании отдельных морфотипов зерен этого минерала более точными методами.

Имеющиеся геохронологические данные по гранитоидам Лапчавожского (558–553 млн лет), Народнинского (548–544 млн лет) и Свободнинского (553 млн лет) массивов (Удоратина и др., 2022) сопоставимы с полученными данными по Малдинскому массиву.

Таким образом, из состава позднерифейско-кембрийского сальнеро-маньхамбовского комплекса могут быть выделены кожимский – позднерифейский и водораздельный – ранневендский комплексы. Начало формирования гранитоидов I-типа собственно сальнеро-маньхамбовского комплекса, которое может быть связано с протоуральско-тиманской коллизией, определяется рубежом около 555 млн лет назад, т. е. границей раннего и позднего венда. Позднее, в позднем венде и, возможно, в раннем кембрии в постколлизионный этап эволюции протоуралид-тиманид произошло внедрение гранитоидов А-типа, которые относятся ко второй фазе сальнеро-маньхамбовского комплекса. Гранитогенезис, связанный с началом уральского тектогенеза, вероятно, не привел к формированию самостоятельных массивов на Приполярном Урале. Проявление этого процесса выразилось в омоложении изотопных U-Pb возрастных значений зерен циркона в ранее сформировавшихся гранитоидах.

Литература

Голдин Б. А., *Калинин Е. П.*, *Пучков В. Н.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минерагения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214с.

Носырев И. В., *Робул В. М.*, *Есипчук К. Е.*, *Орса В. И.* Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.

Пыстин А. М., *Пыстина Ю. И.*, *Хубанов В. Б.* Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. РАН, 2019. Т. 488. № 2. С. 54–57.

Соболева А. А. Результаты U-Pb (SIMS) – датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал // Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 63–65.

Удоратина О. В., *Куликова К. В.*, *Шуйский А. С.* и др. Гранитоиды Севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.

Шардакова Г. Ю., *Волчек Е. Н.*, *Червяковский В. С.* и др. Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 3–31.

СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ ДАЙКОВЫЕ РОИ ДОЛЕРИТОВ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА КАК ОТРАЖЕНИЕ МАНТИЙНЫХ СОБЫТИЙ В КАРБОНЕ ПОД УРАЛЬСКИМ ОРОГЕНОМ

И. Р. Рахимов[1], Е. А. Васюкова[2]

[1] Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

В структуре Южного Урала известны обширные проявления разновозрастных дайковых ассоциаций, фиксирующих эпизоды тектонической активности в его истории – от рифтогенных и плюмовых событий до коллизионных [Пучков, 2012]. Важное место среди них занимают постсубдукционные дайковые ассоциации (D_3–C_3), неравномерно распределенные по всей Магнитогорской мегазоне [Салихов и др., 2019]. В Западно-Магнитогорской зоне мы изучили три обособленных дайковых роя (с севера на юг): Имангуловский, Худолазовский (Улугуртауский), Баишевский. Они приурочены к трем разным структурам соответственно: к Имангуловской мульде, к Худолазовской мульде, к Уртазымскому поднятию складчато-надвигового строения. Протяженность ЗМЗ > 300 км.

Имангуловский дайковый рой (ИДР) представлен немногочисленными дайками долеритов и одинитов с офитовой и пойкилоофитовой структурой, секущими Утлыкташский габбровый массив раннекаменноугольного возраста. Микрофенокристы сложены плагиоклазом и клинопироксеном. Видимая мощность даек составляет 1–1,5 м, длина выходов – до нескольких десятков метров, простирание СЗ в диапазоне 305–350°. При помощи ЛА-ИСП-МС U-Pb метода датирования циркона установлен возраст одной из даек (обр. U_{24}-1) ИДР ~330 млн лет. Кроме того, методом ID TIMS U-Pb датирования установлены захваченные зерна циркона докембрийского возраста (обр. U_{18}-3).

Худолазовский дайковый рой (ХДР) включает многие сотни даек порфировидных и порфировых долеритов и роговообманковых долеритов (15–25 об. % роговой обманки). Структура матрицы варьирует от долеритовой и габброофитовой до пойкилоофитовой и пойкилогаббровой. Преобладающий диапазон простирания даек ССВ 18–45º, хотя есть немногочисленные дайки и с другими направлениями. Мощность даек, установленная в бортах карьеров, колеблется от 0,2 до 2,5 м, чаще всего в районе полуметра. Падение западное, северо-западное, угол падения меняется в диапазоне 60–80°. Обнаженные участки даек прослеживаются обычно на расстоянии 50–200 м, а в местах пересечения осадочных комплексов (например, песчаников биягодинской D_3f или зилаирской D_3fm свит) длина выходов максимальна (более 1 км). С помощью ЛА-ИСП-МС U-Pb датирования циркона определен возраст одной из даек (обр. K_{24}-60) ХДР 325,3 ± 5,4 млн лет.

Баишевский дайковый рой (БДР) представлен многими десятками даек порфировых и порфировидных долеритов и габбродолеритов с офитовой, габброофитовой и пойкилоофитовой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, обнаружены также псевдоморфозы иддингсита по микрофенокристам оливина. Дайки имеют диапазон простираний ЗСЗ 308–329º, видимая мощность даек 0,3–1,5 м, в раздувах до 5,5 м, протяженность обнаженных фрагментов от первых метров до первых сотен метров. Дайки секут туфы улутауской свиты (D_{2-3}gv–f). На основе ЛА-ИСП-МС U-Pb датирования циркона возраст одной из даек (обр. B_{23}–49) рассчитан как 300,1 ± 3,5 млн лет. Присутствуют ксеногенные зерна циркона раннепалеозойского и докембрийского возраста.

© Рахимов И. Р., Васюкова Е. А.

По химическому составу породы всех трех дайковых роев достаточно близки, в частности их спектры распределения редкоземельных элементов схожи. Однако породы ИДР и северной части ХДР являются высококалиевыми (~1 мас. % K_2O), тогда как породы БДР и южной части ХДР – низкокалиевые (~0,2 мас. % K_2O). Также анализ петролого-геохимических диаграмм [например, Pearce, 2008; Song et al., 2009 и др.] показал, что долериты БДР связаны с наиболее истощенным источником, близким к деплетированной мантии, долериты ХДР геохимически близки к примитивной мантии, а долериты ИДР близки к обогащенной мантии. Тренды ассимиляции и фракционной кристаллизации и смешения, рассчитанные в программе FC-AFC-FCA and mixing modeler [Ersoy, Helvaci, 2010], показали следующее: родоначальный расплав БДР незначительно ассимилирован вулканогенно-осадочными породами островодужного террейна; расплав ХДР имеет смешанные характеристики между мантией надсубдукционного клина и примитивной мантией и мог быть значительно контаминирован островодужными вмещающими породами (степень до 30% и более) или на уровне 5–10% контаминирован рифейскими метаосадочными породами палеоконтинентальной окраины; расплав ИДР был незначительно контаминирован островодужными породами (~4%) и/или рифейскими метаосадками (~1%). Вариации Sr-Nd изотопного состава не противоречат этим выводам.

Согласно [Brown et al., 2006; Пучков, 2010] в позднем девоне на Южном Урале произошло закрытие зоны субдукции под Магнитогорской островной дугой, завершившееся частичным ее надвиганием на окраину палеоконтинента Лавруссия по зоне Главного Уральского разлома. В дальнейшем в течение раннего и среднего карбона в центральной части Магнитогорской мегазоны возник пассивный рифт синколлизионного генезиса [Бочкарёв, Язева, 2000; Знаменский, 2009; Пучков, 2010; Салихов и др., 2019]. Окончательная структура Уральского орогена сформировалась в позднем карбоне–ранней перми при сближении Лавруссии и Казахстании и в конечном итоге произошла сборка суперконтинента Пангея А [Xu et al., 2022].

Вышеизложенное позволило нам предположить, что главным механизмом плавления сублитосферной мантии было внедрение астеносферного диапира после отрыва субдуцированного слэба. Последовательность формирования дайковых роев ЗМЗ может отражать стадии реакционного взаимодействия астеносферного диапира с сублитосферной мантией, подстилавшей кору Магнитогорского террейна. Согласно этой позиции дайки ИДР отражают более высокую долю обогащенного источника, т. е. о преобладании вещества астеносферного диапира. Дайки ХДР, имеющие наиболее вариативные характеристики, возникли на промежуточном этапе взаимодействия. Возможно, они отражают и взаимодействие мантийного диапира с оторванным слэбом, поскольку дайки ХДР имеют наиболее флюидонасыщенный источник, на что указывает обилие роговой обманки. Дайки БДР указывают на выплавление магм из мантии, уже испытавшей истощение за счет ранее произошедших эпизодов частичного плавления. Коровая контаминация осложнила эволюцию магм, но не изменила ее хода.

Литература

Бочкарёв В. В., *Язева Р. Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, 2000. 256 с.

Знаменский С. Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В. Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.

Салихов Д. Н., *Холоднов В. В.*, *Пучков В. Н.*, *Рахимов И. Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.

Brown D., *Spadea P.*, *Puchkov V.* et al. Arc–continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews, 2006. V. 79. No. 3–4. P. 261–287.

Ersoy E. Y.; *Helvaci C.* FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft®Excel© spreadsheet program for modeling geochemicaldifferentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing // Comput. Geosci. 2010. V. 36. P. 383–390.

Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Song X.-Y., *Keays R. R.*, *Xiao L.*, *Qi H.*-W., *Ihlenfeld C.* Platinum-group element geochemistry of the continental flood basalts in the central Emeisihan Large Igneous Province, SW China // Chemical Geology. 2009. V. 262. No. 3–4. P. 246–261.

Xu Y, Han B-F, Liao W, Li A The Serpukhovian–Bashkirian amalgamation of Laurussia and the Siberian continent and implications for assembly of Pangea // Tectonics. 2022. V. 41. e2022TC007218.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ В ГЕОДИНАМИКЕ*

Д. Н. Ремизов

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

За последние примерно 50 лет было предпринято множество попыток интерпретации геодинамических обстановок на основе сначала петрохимической, а затем – геохимической информации о магматизме. Основное направление развивалось на западе на основе статистического анализа значительного объема аналитических данных. Практически все они основывались на разных комбинациях двух-трех-четырех, в начале оксидов, а затем – микроэлементов и их комбинаций. Было сделано такое, на мой взгляд, вредное, изобретение, как «Примитивная мантия». Кстати, в авторстве этого термина никто не признался, однако все кинулись его использовать, поскольку «принесло с запада». Другое направление – петрологическая геохимия, развивалась параллельно советскими и российскими петрографами. У нас аналитики было несопоставимо меньше, так что приходилось работать головой. Это направление рассматривало вопросы происхождения магм, в том числе, и геодинамические (например, работы Г. Б. Ферштатера, А. Э. Изоха, Н. Н. Крука, О. М. Туркиной и других, преимущественно уральских и сибирских петрографов).

Представляемая монография является результатом сорокалетних работ автора в данной области. Кроме того, 15-летний опыт приемки Государственных геологических карт в НРС Роснедра обусловил форму изложения материала.

Анализ поступающих на рассмотрение НРС Роснедра комплектов листов ГК-1000/ и ГК-200/2, показывает, что представляемые материалы по направлению «Тектоника» отличаются крайней разнородностью и нередко не содержат даже попыток современных геотектонических интерпретаций и обобщений.

Основные проблемы состоят в следующем: 1) на территории РФ представлены геологические формации практически всех известных на сегодня возрастов и геодинамических обстановок, что требует их целостного осмысления в рамках современной теории; 2) специфическим следствием размеров России и разнообразия геологического строения ее регионов является рассогласование теоретических представлений и, следовательно, практических подходов у геологов разных территорий и геологических школ; 3) развитие аналитической базы работ в последние годы обеспечило поступление значительного объема объективных данных о вещественном составе и возрасте геологических образований, для правильной интерпретации которых необходим набор вспомогательных научно-методических документов.

Кроме того, значительное количество материалов, представляемых в НРС, содержит грубые ошибки в интерпретации геологического строения, истории геологического развития и, как следствие, перспектив рудоносности картографируемых территорий. Эти ошибки обусловлены несколькими факторами, главными из которых являются: 1) смешение представлений геосинклинальной концепции и теории тектоники литосферных плит при преобладании, часто неосознанном, вертикального разломно-блокового подхода при интерпретации данных; 2) отсутствие четкой однозначно трактуемой тектонической терминологии; 3) непонимание

* Презентация книги: «Методическое пособие по выделению геологических формаций как индикаторов геодинамических обстановок их образования при проведении мелкомасштабных и среднемасштабных геологосъемочных работ»

© Ремизов Д. Н.

значения современных аналитических исследований и, за редким исключением, ошибочную их интерпретацию

Первая глава пособия посвящена некоторым, часто спорным, вопросам тектонической и геодинамической терминологии. Важность единообразного понимания терминов известна еще со времен Древней Греции и, тем не менее, проблема не исчезает, и, более того, постоянно «освежается» неудержимым желанием введения авторских названий или выкапывания давно отмерших и забытых терминов.

Во второй главе дается обзор базовых геодинамических обстановок и краткое описание ведущих геодинамических процессов. Рассмотрены понятия: «геологическая формация» и «геодинамический комплекс». Дано описание формаций континентального рифтогенеза, островодужных систем: аккреционных призм: океанической и задугового бассейна; передового прогиба, вулканической островной дуги, задугового бассейна и его придугового и приконтинентального склонов, активных окраин андийского типа и вулкано-плутонических поясов. Эта глава выглядит примитивной, однако это так и задумано: главная ее задача – упорядочить событийную систему теории геодинамики и изложить в максимально простой форме.

В третьей главе дается описание геологических формаций в качестве индикаторов типовых геодинамических обстановок. Очевидно, что описаны именно «типовые» наиболее характерные и относительно легко диагностируемые формации.

Четвертая глава является основной. В ней предпринята попытка системного анализа геологической информации – анализа структур, осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Собственно авторская методика изложена в разделе, посвященном интерпретации магматизма. На основе обобщения результатов нескольких тысяч анализов горных пород из открытой базы данных института Макса Планка (Майнц, Германия), отечественных публикаций и авторских работ разработана методика петрогеохимического анализа магматизма различных геодинамических обстановок на основе анализа спайдер-диаграмм и применена к текущим объектам картографирования. В отличие от общепринятых геодинамических диаграмм (например, Пирса, 1984 и т. п.) методика нормирования на базальт СОХ (NMORB) позволяет не только обсудить геодинамическую природу исследуемого материала, его петрогенетические особенности, но и в ряде случаев – специфику эволюции конкретной магматической серии горных пород.

В пятой главе даны примеры геодинамического анализа сложных территорий аккреционно-коллизионных областей. Приведен комплексный анализ листа M-45-XIV, Горно-Алтайской серии, комплектов ГГК-200/2 РФ. Основной объем главы посвящен различным проблемным аспектам геологии Урала. Рассмотрена модель последовательного формирования фундамента Тимано-Печорской Плиты, Тиманид и Урала в ходе эволюции Палеоазиатского океана, в котором уральский период был представлен системой крупных задуговых бассейнов.

Предлагаемое «Методические пособие…» направлено на помощь авторам геологических карт в части использования геотектонической терминологии, практическом применении положений тектоники литосферных плит и глобальной геодинамики в практике геологического картографирования конкретных территорий РФ, работе с современными аналитическими данными. В пособии разработан алгоритм геотектонического анализа сложно построенных геологических территорий.

Пособие рассмотрено и рекомендовано к публикации НРС Роснедра в 2022 году, доступно на сайте института и используется, но без ссылок вследствие отсутствия публикации.

Литература

Интерпретация геохимических данных / Е. В. Скляров и др.; под ред. Е. В. Склярова. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 222 с.

Ремизов Д. Н. Петрологические основы региональной геологии (на примере Полярного Урала) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб., 2012. Т. 2. С. 175–177.

Ремизов Д. Н., *Ремизова С. Т.* Геотектоника и геодинамика в вузах: теория и практика // Геология и водные ресурсы Крыма. Полевые практики в системе высшего образования: материалы Шестой Всероссийской конференции, Республика Крым, 29 августа – 8 сентября 2022 года / Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Водный центр СПбГУ, Крымская академия наук. Санкт-Петербург, 2022. С. 202–205.

Туркина О. М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учеб. пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ НАЯХАНСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРКОДОН-НАЯХАНСКОЙ ЗОНЫ ОЧВП

Д. А. Рогов[1], Е. В. Старикова[1], Т. Н. Сурин[1], А. Л. Коновалов[1], А. В. Черкашин[1], В. Ю. Соловьев[2], В. В. Прийменко[2]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

Наяханский (габбро)-гранодиорит-гранитовый плутонический комплекс имеет распространение в Коркодон-Наяханской структурно-тектонической зоне – протяженной поперечной структуре Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП), сопряженной с его Охотским сектором (см. тезисы доклада А. Л. Коновалова с соавторами в наст. сборнике). Основной металлогенической специализацией зоны являются золото-редкометалльные и редкометалльные (Mo, W, Bi) объекты, пространственно и генетически связанные с поздними фазами гранитоидов наяханского комплекса (см. тезисы доклада Е. В. Стариковой с соавторами в наст. сборнике).

В ходе полевых работ 2024 г. в южной части зоны была изучена и опробована серия полифазных интрузивных массивов, с которыми связаны проявления молибдена и вольфрама. Целью настоящей работы являлось уточнение, по совокупности геолого-петрографических и геохимических данных по гранитоидам наяханского комплекса, формационной принадлежности ассоциирующей с ними рудной минерализации.

Все изученные массивы характеризуются единым трендом эволюции от гранодиоритов (реже кварцевых диоритов) до умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов и относятся к пералюминиевым гранитоидам высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 1). Спектры распределения редких элементов в гранитоидах различных массивов близки. Породы характеризуются отчетливыми минимумами Nb, Ta, Sr, P и Ti и положительными аномалиями Th, U и Pb. Им свойственны содержания ΣРЗЭ в пределах 100,6–171,9 г/т, умеренное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (La_N/Yb_N = 3,8–17,6) и отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,14–1,14), наиболее четко проявленная в лейкогранитах. Во всех массивах от гранодиоритов к лейкогранитам закономерно увеличивается количество некогерентных элементов (Th, U, Nb, Ta, Pb) и уменьшаются содержания высокозарядных ионов (Sr, Zr, P, Ti). Для более поздних фаз также характерно накопление легких РЗЭ и незначительное обеднение тяжелыми.

На дискриминантных диаграммах [Pearce et al., 1984] точки составов изученных пород занимают поля гранитоидов вулканических дуг, что соответствует имеющимся представлениям о формировании наяханского комплекса в составе надсубдукционного вулкано-плутонического пояса андийского типа. Эти же представления дали исследователям региона основание для отнесения молибденовых объектов, ассоциирующих с наяханским комплексом, к порфировому типу [Акинин и др., 2019; Соцкая и др., 2021; Государственная… 2022]. Полученные нами петрогеохимические характеристики позволяют уточнить это предположение и обосновать соответствие рудных объектов молибден-порфировым месторождениям типа Эндако по классификации [Sinclair, 2007].

В семействе порфировых месторождений данные объекты занимают определенное положение, являясь крайним членом ряда Cu-Mo-порфировых месторождений, с которыми их сближает принадлежность к единой – надсубдукционной – геодинамической обстановке,

© Рогов Д. А., Старикова Е. В., Сурин Т. Н., Коновалов А. Л., Черкашин А. В., Соловьев В. Ю., Прийменко В. В.

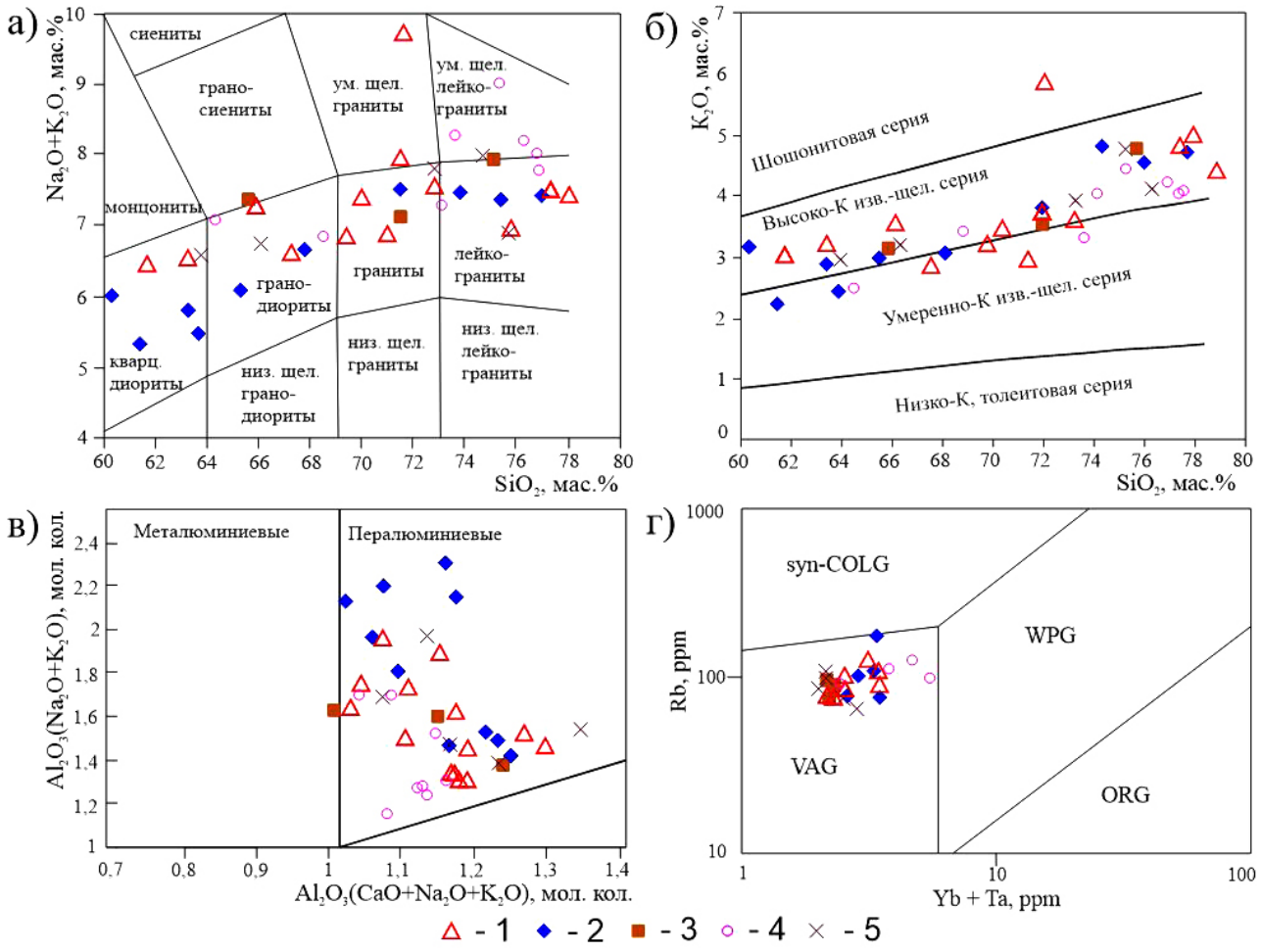


Рис. 1. Классификационнве диаграммы для пород наяханского комплекса.

Поля составов: *а* – по [Шарпенок и др., 2013]; *б* – по [Peccerillo, Taylor, 1976]; *в* – по [Shand, 1943]; *г* – по [Pearce et al., 1984]: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионные граниты. Опробованные массивы: *1* – Омолоно-Наяханский, *2* – Орлиный, *3* – Няркинский, *4* – Верхне-Чалбугский, *5* – Мандычекский.

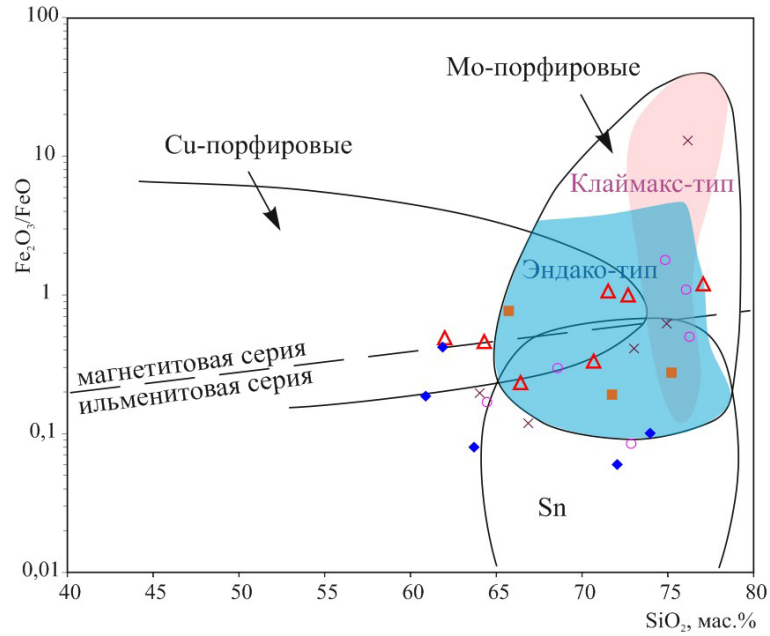


Рис. 2. Диаграмма SiO_2-(Fe_2O_3/FeO) для гранитоидов, связанных с порфировыми месторождениями [Sinclair, 2007]. Условные обозначения см. на рис. 1.

но отличает связь с более кислым рядом интрузий гранодиорит-гранитового состава и некоторые другие параметры. Такие интрузии также характеризуются низким содержанием фтора по сравнению с плутонами, связанными с другим членом Мо-порфирового ряда – месторождениями типа Клаймакс. Последние обычно ассоциируют с высококремнистыми породами в составе сильно дифференцированных гранитных плутонов, приуроченных к рифтогенным геотектоническим обстановкам [Sinclair, 2007]. Еще одной особенностью месторождений типа Эндако является их более широко встречающаяся связь с гранитоидами ильменитовой серии, что менее характерно для других объектов порфировых рудных систем (рис. 2). Перечисленные параметры рудоносных интрузий молибден-порфировых месторождений типа Эндако характерны и для изученных массивов наяханского комплекса, что позволяет предположить перспективы территории его развития на данный вид полезных ископаемых.

Исследования выполнены в ходе работ по Госзаданию ФГБУ «Институт Карпинского» на 2024–2025 гг. и при поддержке государственной темы ФГБУН СВКНИИ ДВО РАН: НИР «Разработка критериев рудоносности магматических комплексов» – № 124051600003-4.

Литература

Акинин В. В., *Колова Е. Е.*, *Савва Н. Е.*, *Горячев Н. А.*, *Маматюсупов В. Т.*, *Кузнецов В. М.*, *Альшевский А. В.*, *Ползуненков Г. О.* Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфирового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны северо-востока России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист P-57 – Эвенск. Объяснительная записка / В. М. Кузнецов, В. В. Акинин, А. С. Бяков и др. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.

Соцкая О. Т., *Михалицына Т. И.*, *Савва Н. Е.*, *Горячев Н. А.*, *Маматюсупов В. Т.*, *Семышев Ф. И.*, *Малиновский М. А.* Рудно-метасоматическая зональность молибден-порфировой системы Аксу (Северо-восток Азии) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2021. № 3. С. 3–17.

Шарпенок Л. Н., *Костин А. Е.*, *Кухаренко Е. А.* TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

Pearce J. A., *Harris N. B. W.*, *Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Peccerillo A., *Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58(1). P. 63–81.

Sinclair W. D. Porphyry deposits // Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada Special Publication 5. 2007. P. 223–243.

Shand S. J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits. Wiley, New York. 1943. 444 p.

SEVERAL ZONES OF PAMIRS: MAGMATISM, TECTONICS AND METALLOGENY – JOINT ANALYSIS AND SOME PROBLEMS

A. E. Romanko[1], M. M. Malykh[2], N. A. Imamverdiyev[3], O. K. Krinochkina[4], I. V. Vikentev[5], A. T. Savichev[1], A. V. Poleshchuk[1], M. Heidari[6]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, a-romanko@ya.ru
[2] Ministry of Geology, Dushanbe, Tajikistan
[3] Baku State University (BSU), Baku, Azerbaijan
[4] Moscow State Building University, Moscow
[5] Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow
[6] Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

We present some data for different-aged structural-formational zones of the Pamir (total crustal thickness of the unique Pamirs is up to 75 km). Metallogeny is a satisfactory indicator of the magmatism and tectonics here.

Brief outline of the **metallogeny** is as follows: 1. **Boron (B) regional mineralization**: endogenous boron in skarns at the contact with Cretaceous (K) granitoids, unique? B-deposit Ak-Arhar, S. Alichur ridge, South Pamir. K2O content in MZ (K age?) granitoids of this area varies from 4,3 up to 8,1 wt. %. Nearby in the same area Pg-diabases dikes (Ni up to 240 ppm in our samples) in S. Alichursky ridge, could also contribute to the formation of this B-rich deposit/secondary deposits. The age of the boron mineralization is unclear.

2. Boron (B) in tourmalines (dravites) in Mg-skarns formed in connection with regional granulite metamorphism, noble spinel Kuhi Lal deposit, SW Pamir. Boron is also inferred to originate from evaporite sources, which has significant genetic implications.3). Boron accompanied with major silver (Ag) and minor gold (Au) mineralization – Tokuzbulak deposit, Southern Pamirs, in connection with Mesozoic (Cretaceous?) granitoids.

This reginal B-mineralization is in favor of **one** large structure – instead of different far-located individual structures.

Gold (Au) in Neogene conglomerates. Darvaz, S. Pamir. Did Cenozoic (KZ) activation contribute to the mineralization? Li, Sn (Trezubets deposit), and W (Ikar deposit) are associated with S-granitoids in the Pamirs and in Afghanistan too.

Local cycles of tectonic-magmatic activity were revealed in the whole Pamirs as: **1 = maximum activity** – and the next one – 2 = decline in activity. Example: Carboniferous – C (**maximum activity)**, and Permian – P (decrease in activity), T (maximum activity) – J (minimum); K (maximum) – Pg (minimum); N2 (maximum) – Q (not clear yet). **Joint analysis** of magmatism, tectonics, and metallogeny is productive for deciphering the geological evolution of orogens.

This study was made due to the State program of the Geological Institute RAS.

© Romanko A. E., Malykh M. M., Imamverdiyev N. A., Krinochkina O. K., Vikentev I. V., Savichev A. T., Poleshchuk A. V., Heidari M.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРИОЛИТСОДЕРЖАЩИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А. А. Русак (Казакова), Т. И. Щекина

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва

Цель данной работы состоит в выявлении и сравнении петрографических и геохимических особенностей криолитсодержащих редкометальных гранитов трех месторождений Восточной Сибири: Улуг-Танзекского, Зашихинского и Катугинского. В связи с этим был обобщен литературный материал по рассматриваемым месторождениям, изучена петрография пород и проведен химический анализ главных и рудных минералов с особым вниманием к участкам редкометальной минерализации. Интенсивное изучение вышеназванных гранитных массивов в России проводилось в 1970–2000-е годы, однако материалы по ним публиковались недостаточно полно, поскольку до недавнего времени Улуг-Танзекское, Зашихинское и Катугинское месторождения являлись закрытыми объектами. В последние годы стало появляться все больше статей по редкометальным месторождениям (Владыкин и др., 2016; Донская и др., 2018; Шаповалов, Алымова, 2021; Русак и др., 2024, 2025 и др.) в связи с актуальностью поисков и разработки месторождений стратегически важных рудных металлов, которыми богаты эти месторождения. Они все активнее используются в высокотехнологичных отраслях промышленности. Все три месторождения содержат высокие содержания Ta, Nb, Zr, Hf, REE, Y и криолита. Во всех месторождениях присутствуют литиевые слюды. Чаще всего криолитсодержащие граниты образуют небольшие интрузивные массивы штокообразной формы площадью от нескольких метров до 2 км (Русак и др., 2024). Они являются интрузивными породами щелочно-гранитного ряда, относимыми к анорогенным гранитам.

Нами были изучены криолитсодержащие граниты трех месторождений из коллекции музея ВИМС.

Улуг-Танзекское месторождение комплексное, богато Ta-Nb рудой. По геолого-минералогическому описанию можно выделить главные породообразующие минералы: альбит, горошковидный кварц, КПШ, полилитионит, рибекит и криолит. Кварц, КПШ и альбит составляют около 70 % породы. Редкометальные минералы представлены гагаринитом, бастнезитом, колумбитом, пирохлором, плюмбопирохлор, цирконом, торитом, иттрофлюоритом. Криолит, слюда и рудные фазы кристаллизуются совместно. Циркон образует изометричные метакристаллы, края которого часто не изменены, а центральная часть включает кристаллы торианита и других ториевых минералов. Циркон часто содержит примеси Hf (~1,86 %) (Русак и др., 2024). Щелочные гранитоиды имеют повышенные концентрации Li, F, Nb, Ta, Pb, Th, U, Zr, Hf, REE и низкие содержания Sr, Ba, Ti, P, Eu (Eu/Eu* = 0,03).

Зашихинский массив – это уникальное месторождение с самым высоким содержанием Ta в России. Всего выделяют четыре рудные фации, из которых нами изучена третья, являющаяся главным рудным участком массива (лейкократовые кварц-альбитовые граниты, переходящие в альбититы) (Владыкин и др., 2016). Главными породообразующими минералами являются горошковидный кварц, альбит, микроклин, полилитионит, криолит, флюорит. Редкометальные минералы представлены колумбитом, пирохлором, ксенотимом, торианитом, торитом, фторидом тория (ThF_4), томсенолитом, цирконом. В качестве вторичных минералов встречаются оксиды и гидроксиды железа. Богатые руды месторождения содержат 0,03 мас. % Nb_2O_3 и 0,027 мас. % Ta_2O_5 (Владыкин и др., 2016). Редкометальные граниты имеют широкий

© Русак (Казакова) А. А., Щекина Т. И.

диапазон вариаций SiO_2 (67–85 мас. %). Граниты высокожелезистые, низкомагнезиальные, характеризуются повышенной щелочностью (~13 мас. %), коэффициент агпаитности ~1, как и для всех изученных месторождений. Для Зашихинского месторождения характерно обогащение гранитов REE Y-группы, Zr, Nb, Ta вплоть до рудных концентраций (Владыкин и др., 2016). Это характеризует исходную геохимическую специализацию щелочно-гранитных расплавов рудными компонентами.

Катугинское комплексное редкометальное месторождение, в котором выделяют три группы гранитов, из них нами изучена только третья группа арфведсонитовых, эгирин-арфведсонитовых и эгириновых гранитов, в состав которых входит криолит как один из главных породообразующих минералов. Эта группа обогащена рудными минералами, относится к высокощелочным гранитам, содержащая низкие содержания CaO и высокие содержания фтора, а также рудных элементов – Zr, Hf, Nb, Ta. Главными породообразующими минералами являются кварц, КПШ, плагиоклаз, эгирин, арфведсонит, литиевая слюда, криолит, томсенолит (вторичный минерал по криолиту). Из редкометальных минералов встречены гагаринит и циркон.

Породы трех рассматриваемых месторождений имеют ряд различий, но в то же время обладают несомненным сходством. Они характеризуются присутствием в их составе высокофтористых минералов – криолита (Na_3AlF_6) и других фторидов, образующих крупные обособления, к которым приурочены минералы редких элементов. Второй особенностью этих гранитов является непременное присутствие литиевых слюд. Обогащение изучаемых пород двумя этими элементами легло в основу их названия – Li-F граниты. Согласно проведенным нами экспериментам (Щекина и др., 2020; Русак и др., 2024) в Li-F-содержащей гранитной системе, именно F и Li ответственны за образование флюидного расплава и концентрирование ряда редких элементов в соответствующих гранитных расплавах. Таким образом, по петро-геохимическому описанию криолитсодержащих гранитов все изученные месторождения имеют, по-видимому, единый механизм формирования, который заключается в глубокой степени фракционирования исходных магм, образовании на поздних стадиях дифференциации высокофлюидного расплава, обогащенного F, Li и редкими элементами, из которого формируются месторождения.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

Владыкин Н.В., *Алымова Н.В.*, *Перфильев В.В.* Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.

Донская Т.В., *Гладкочуб Д.П.*, *Скляров Е.В.*, *Котов А.Б.*, *Ларин А.М.*, *Старикова А.Е.*, *Мазукабзов А.М.*, *Толмачева Е.В.*, *Великославинский С.Д.* Происхождение палеопротерозойских редкометальных гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 52–71.

Русак А.А., *Щекина Т.И.*, *Зиновьева Н.Г.*, *Бычков А.Ю.*, *Луканин О.А.* Криолит как реперный минерал редкометальной минерализации (экспериментальное исследование) // Геохимия. 2024. Т. 69. № 7. С. 579–595.

Русак А.А., *Щекина Т.И.*, *Зиновьева Н.Г.* Образование криолита в гранитах Катугинского месторождения с позиции результатов экспериментов во фтор-литийсодержащей гранитной системе // Петрология. 2025. Т. 33. № 5 (в печати).

Шаповалов М.А., *Алымова Н.В.* Геохимические особенности и рудоносность редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. 2021. С. 135–137.

Щекина Т.И., *Русак А.А.*, *Алферьева Я.О.*, *Граменицкий Е.Н.*, *Котельников А.Р.*, *Зиновьева Н.Г.*, *Бычков А.Ю.*, *Бычкова Я.В.*, *Хвостиков В.А.* Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. Т. 65. № 4. С. 343–361.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ЗОНАЛЬНОСТЬ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ

С. М. Саблуков, Л. И. Саблукова

ООО ИНПК «Русгео», Москва

Первое знакомство Человека с коренной алмазоносной породой – кимберлитом – произошло в Южной Африке в 1870–1872 гг. именно через изучение коры выветривания алмазоносных трубок. Однако в силу высокой промышленной ценности изучение этих пород, обозначенных изначально как «желтая земля» и «синяя земля», происходило только в виде их легкой и быстрой добычи и обогащения – как алмазоносной руды. Сколько-нибудь специальное, геологическое наполнение этих известных терминов не проводилось.

Более подробно изучены коры выветривания кимберлитов (далее – КВК) Якутии – в работах советских и российских геологов (Шамшина, 1979; Зинчук, 1994 и др.). В этих публикациях приводится детальнейшая характеристика вторичных минералов зоны выветривания кимберлитов Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, и иногда, выборочно, – геохимические, петрофизические и механические свойства этих пород, делается вывод о наличии на большинстве тел Якутии лишь нижних частей древних кор выветривания, при отсутствии четкой зональности в распределении продуктов выветривания. При этом петрографический состав пород коры выветривания обычно не приводится. Отдельно рассматривается изменение содержания и типа поверхности зерен глубинных минералов в КВК Якутии, отмечается, что причиной снижения содержания пиропа в КВК является частичное растворение минерала при гипергенном выветривании. Нами впервые проведено полное (включая построение геологических планов и разрезов), всестороннее и детальное изучение коры выветривания кимберлитов Накынского поля (Якутия), Зимнебережного района (Архангельск) и Умбинского района (Средний Тиман, Коми АССР), а также выборочное всестороннее и детальное изучение КВК района Джуина (Бразилия), района Гуаньямо (Венесуэла), и трубки TEM-1 (Мавритания). Изучение зрелых, вплоть до образования «желтой и синей земли» кор выветривания кимберлитов позволило сделать следующие выводы.

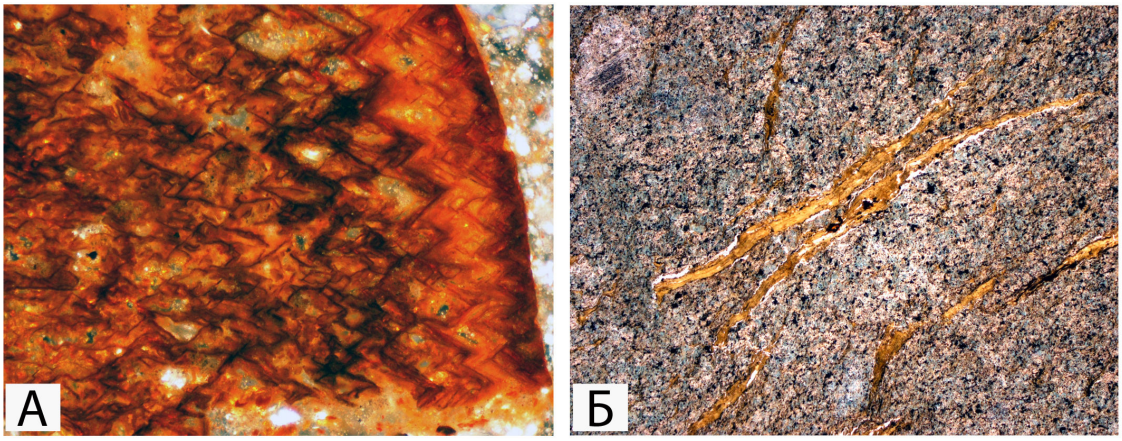
А. Выделяются два ***петрологических*** (и ***потребительных***) типа КВК:

1 – КВК с полным изменением минерального и химического состава исходной породы при полном сохранении первичного объема и реликтового структурно-текстурного рисунка породы (полностью компенсированный «привнос-вынос» компонентов) и, значит, с полным сохранением потребительных свойств КВК (в частности, содержания алмазов) по отношению к материнской породе. Чаще всего это глинизированные КВК открытого типа (рисунок, *а*) и карбонатизированные или силицифицированные КВК закрытого линейного типа.

2 – КВК с полным изменением минерального и химического состава исходной породы при резком уменьшении первичного объема и появлении новообразованного структурно-текстурного рисунка породы, прежде всего – появлении текстур смятия и рассланцевания (преобладающий резкий вынос легкоподвижных компонентов и накопление малоподвижных компонентов) и, значит, с резким улучшением потребительных свойств КВК (за счет повышения, прежде всего, содержания алмазов, а также Ni, Co, Ti, Nb, Ta, Sc, Zr, REE и др.) по отношению к материнской породе. Чаще всего это глинизированные КВК открытые, погребенного типа, реже – закрытого линейного типа (рисунок, *б*).

Б. Выявлена определяющая роль влияния петрографического состава и структурных особенностей материнских кимберлитовых пород одной трубки на минеральный, петрографический

© Саблуков С. М., Саблукова Л. И.



Петрологические типы коры выветривания кимберлитов: **А** – с полным сохранением объема и структурно-текстурного рисунка материнской породы (реликтовая «паркетная» структура замещения оливина серпентином), трубка Pandrea-1, район Джуина, Бразилия (сходящийся свет, николи+, ув. 30×); **Б** – с резким уменьшением объема породы и новообразованными структурами и текстурами смятия и рассланцевания («листочки» псевдоморфоз по оливину), трубка Ботуобинская, Накынское поле, Якутия (проходящий свет, николи II, ув. 30×.

и химический состав КВК соответствующего типа. Выделены три структурных типа кимберлитовых пород, которым соответствуют три совершенно разных типа КВК (три «петротипа» КВК – в трубках Ботуобинская и Майская Накынского поля, Якутия): **1** – туффизиты кимберлитов («автолитовые брекчии кимберлитов»), «желтая и синяя земля»: каолинит – монтмориллонит+хлорит – серпентин+кальцит; **2** – лавы кимберлитов («порфировые кимберлиты»), «синяя земля»: хлорит+каолинит – серпентин+кальцит; **3** – эруптивные породы («ксенотуфобрекчии кимберлитов»), «синяя земля»: гидрослюда+ортоклаз+сидерит – монтмориллонит+кальцит.

В. Выявлена отчетливая вертикальная (от 2-х до 5 зон и до 10 подзон) и латеральная (только для туффизитов кимберлитов) зональность КВК в пределах одной кимберлитовой трубки («петротипы» зональности КВК – в трубках Ботуобинская и Майская Накынского поля, Якутия (Саблуков и др., 2018)).

Г. Установлена зависимость строения и вещественного состава КВК от степени воздействия и взаимоотношения четырех процессов: **1** – магматического (разные структурные типы исходных, материнских магматических пород); **2** – метасоматического (водно-кислородный метасоматоз в направлении сверху-вниз,+инфильтрационный калиевый метасоматоз (новообразованный ортоклаз) и железо-карбонатный метасоматоз (новообразованный сидерит)); **3** – метаморфического (типичные структуры и текстуры смятия и рассланцевания метаморфических пород); **4** – осадочного.

Таким образом, кора выветривания кимберлитов представляет собой сложнейшую, самостоятельную геологическую формацию, развивающуюся при взаимодействии разнообразных геологических процессов, поэтому изучение коры выветривания кимберлитов должно проводиться системно – то есть детально, всесторонне и взаимосвязанно.

Литература

Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во Новосибирского университета, 1994. 240 с.

Саблуков С.М., *Саблукова Л.И.*, *Неустроев Р.Г.*, *Карпенко М.А.*, *Килижеков О.К.* Сложнопостроенные зрелые коры выветривания кимберлитов Накынского поля (трубки Ботуобинская и Майская) // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) – Мирный, 2018. С. 156–160.

Шамшина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ТИМСКОМ ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ САРМАТИИ: ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ, КОРОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

К. А. Савко[1, 2], А. В. Самсонов[1], С. В. Цыбуляев[2], Е. Х. Кориш[2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Воронежский государственный университет, Воронеж

Самой крупной палеопротерозойской синформой в Сарматии является Тимский задуговый бассейн (Тимский террейн). Однако возраст слагающих его вулканогенно-осадочных толщ не ограничен. Возраст осадконакопления тимской свиты ранее был определен широким диапазоном 2,22–2,06 млрд лет по аномально высоким значениям $\delta^{13}C$ (+11,0…+11,6‰ V-PDB) в известняках, отвечающим ломагунди-ятулийской эпохе (Савко и др., 2021). Однако отсутствие геохронологических и изотопно-геохимических данных по вулканитам не позволяло судить об источниках расплавов, тектонических обстановках и о возрасте осадконакопления в Тимском задуговом бассейне. Для решения этих вопросов получены первые геохронологические и изотопно-геохимические данные по палеопротерозойским андезитовым и дацитовым метатуфам и метариолитам (АДР) в Тимском террейне на окраине Курского блока.

Возраст АДР. *Андезитовые метатуффиты* содержат несколько унаследованных возрастных популяций циркона, информативных для определения их источников. Наиболее древние крупные призматические цирконы с возрастом 3,18–3,54 млрд лет отражают этапы роста коры в архее и совпадают с возрастами циркона из ТТГ палеоархейского ядра Курского блока (Savko et al., 2021). Округлые зерна и каймы на палеоархейских ядрах с возрастом 2,75–2,79 млрд лет соответствуют гранулитовому метаморфизму с возрастом около 2,8 млрд лет (Савко и др., 2010). Оценки возраста мелкого призматического зерна и оболочки для палеоархейского циркона отражают возраст крупной кислой магматической провинции (ККИП) 2,04–2,08 млрд лет в Сарматии (Савко и др., 2024). Таким образом, в цирконах из андезитового метатуффита зафиксированы известные события, что подтверждается Sm-Nd и Lu-Hf изотопными данными и палеоархейскими модельными возрастами. Возраст *метатуфов андезитов* оказался ≈2077 млн лет. Такой же возраст получен для *метатуфов дацитов* 2076 млн лет. Метатуфы дацитов и андезитов не содержат унаследованных цирконов, что согласуется с изотопным составом Hf в них и Nd в валовых пробах. Близкие возрасты получены для метариолитов. По ним и возрасту метабазитов (Цыбуляев и др., 2020) время образования Тимского задугового бассейна и накопления в нем осадков и вулканитов ограничивается интервалом ≈2,10–2,07 млрд лет.

Процессы коровой эволюции и источники расплавов. Андезитовые метатуффиты представляют смесь вулканического базитового и кислого терригенного материала. Метатуфы андезитов, дацитов и метариолиты имеют возраст 2,07–2,08 млрд лет и близкий изотопный состав Nd в породах и Hf в цирконе. АДР ассоциация демонстрирует геохимическое сходство и закономерные изменения составов, что предполагает образование дацитов и риолитов за счет дифференциации исходного андезитового или базальтового расплава. Общий известково-щелочной тренд дифференциации мог быть обусловлен кристаллизацией роговой обманки и Fe-Ti рудных минералов. Главной кумулусной фазой была роговая обманка. Это свидетельствует о присутствии воды в расплаве (>2–4 мас. % H_2O), подавлявшей раннюю кристаллизацию плагиоклаза в андезитовых и дацитовых магмах (Eu/Eu* = 0,85–1,35). Отрицательная

© Савко К. А., Самсонов А. В., Цыбуляев С. В., Кориш Е. Х.

корреляция P_2O_5, FeO_{tot} и TiO_2 по отношению к SiO_2 предполагает фракционирование апатита и Fe-Ti оксидов. Низкое содержание TiO_2 вместе с переменным содержанием MgO определяет водное фракционирование известково-щелочных магм, например, в островных дугах Марианской и Каскадных гор, а также в экспериментальных расплавах фракционной кристаллизации с содержанием 3 мас. % H_2O (Nandedkar et al., 2014; Liu et al., 2021). В метариолитах появляются отрицательные аномалии Eu* (0,44–0,87), обусловленные началом кристаллизации плагиоклаза. Кроме того, они отличаются менее радиогенным изотопным составом Nd и находками унаследованного палеоархейского циркона, что предполагает контаминацию вмещающими ТТГ.

Для образования АДР ассоциации в Тимском задуговом бассейне предлагается геодинамический сценарий пологой субдукции. Во время субдукции между двумя плитами в узком мантийном клине находилась гетерогенная смесь фрагментов метабазальтов, метаосадочных пород и порций мантийных расплавов, образующихся в результате поступления флюидов при дегидратации нижней плиты. Источник обогащенных базитовых расплавов для АДР ассоциации находился в мантийном клине, метасоматизированном флюидами при обрушении нижней океанической плиты во время субдукции. Поступление осадков, флюидов и расплавов в вышележащий мантийный клин привело к его частичному плавлению, всплыванию меасоматизированных мантийных расплавов. Эти обогащенные базальтовые расплавы сначала подверглись значительному фракционированию, что привело к образованию базальт-андезитовых магм, которые внедрились в кору. В нижней-средней коре, сложенной преимущественно архейскими ТТГ, происходило их дальнейшее фракционирование в промежуточных камерах с образованием дацитов и риолитов. Подплавление боковых пород объясняет появление унаследованного архейского циркона и «сдвиг» Nd изотопных меток в сторону отрицательных значений εNd(T) в метариолитах.

Литература

Савко К. А., *Котов А. Б.*, *Сальникова Е. Б.* и др. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита // ДАН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.

Савко К. А., *Кузнецов А. Б.*, *Овчинникова М. Ю.*, *Крамчанинов М. Ю.* Положительная аномалия $\delta^{13}C$ и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии // ДАН. 2021. Т. 497, № 2. С. 122–127.

Савко К. А., *Самсонов А. В.*, *Кориш Е. Х.* и др. Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // Петрология. 2024. Т. 32, № 6. С. 647–678.

Цыбуляев С. В., *Савко К. А.*, *Самсонов А. В.*, *Кориш Е. Х.* Палеопротерозойские вулканиты тимской свиты Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // ДАН, 2020. Т. 495. № 1. С. 36–40.

Liu Z., *Zhu D. C.*, *Jagoutz O.* et al. Magmatic evolution following damp tholeiitic and wet calc-alkaline liquid lines of descent: An Eastern Pontides (NE Turkey) example // J. Petrol. 2021. V. 62. No. 5. P. 1–37.

Nandedkar R. H., *Ulmer P.*, *Müntener, O.* Fractional crystallization of primitive hydrous arc magmas: An experimental study at 0.7 GPa // Contrib. Miner. Petrol. 2014. V. 167. 1015.

Savko K. A., *Samsonov A. V.*, *Larionov A. N.* et al. A buried Paleoarchean core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // Precambrian Res. 2021. V. 353. 106021.

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВОГО КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Л. И. Салимгараева[1], А. В. Березин[1], Е. В. Стецкая[1, 2], С. Г. Скублов[1, 2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург

Введение. Эклогитовый комплекс Марун-Кеу на Полярном Урале до сих пор является малоизученным, что обусловлено его сложным строением и труднодоступностью. Характер протолитов, возраст и условия образования эклогитов Марун-Кеу являются предметами дискуссий. Цель настоящей работы – обобщение всех полученных авторами данных по породам комплекса Марун-Кеу и построение модели образования комплекса Марун-Кеу.

Геологическая характеристика района исследования. Комплекс Марун-Кеу – один из ключевых объектов в истории развития Уральского орогена, представляющий собой тектонический блок размером 14×70 км, приуроченный к зоне Главного Уральского разлома [Удовкина, 1971]. Наиболее полно эклогиты и реликты их протолитов представлены в южной части комплекса Марун-Кеу (местонахождение Слюдяная Горка). Выходы эклогитов приурочены к приосевой части структуры комплекса Марун-Кеу, эклогиты и их протолиты выражены линзовидными блоками, залегающими в гранито-гнейсовой матрице [Удовкина, 1971]. Геологические наблюдения авторов и предшественников указывают на три основные группы протолитов эклогитов: перидотиты, анортозиты и долеритовые порфириты. Наиболее поздними образованиями в этом районе являются жилы мусковитовых пегматитов, секущие тела эклогитов, ограничивающих верхний предел возраста образования эклогитов.

Результаты.

Авторами была проведена оценка мобильности главных и редких элементов при метаморфизме перидотитов и метаанортозитов комплекса Марун-Кеу как на породном, так и минеральном уровне. Расчеты масс-баланса вещества двумя методами (метод Барта и инертного компонента) показали, что процессы амфиболизации перидотитов и эклогитизации метаанортозитов происходили с изменением химического состава исходных пород. При этом процессы амфиболизации перидотитов происходили с привносом Al_2O_3, CaO, Sr и выносом $Fe_2O_{3(общ.)}$, MgO, Cr, Co, Ni, Cu и Zn, а процессы эклогитизации метаанортозитов с диаметрально противоположной динамикой – с привносом $Fe_2O_{3(общ.)}$, MgO, Cr, Co, Ni, Cu, Zn и выносом Al_2O_3, CaO и Sr. Исключение составляют Ba и V – в обоих случаях происходит привнос Ba и вынос V. На основе наших геохимических данных предполагается, что исходные основные и ультраосновные породы комплекса являются комагматами и были метаморфизованы совместно при участии одного и того же флюида.

Ранее авторами были опубликованы данные по гранатитам комплекса Марун-Кеу [Салимгараева, Березин, 2023], предположительно, образованным субсинхронно с эклогитами. Полученные данные указывают на то, что наблюдаемые на исследованном участке Слюдяная Горка гранатиты были образованы из основных и ультраосновных пород, вероятно, в процессе их выведения на более верхние уровни разреза при воздействии корового флюида, проникающего по зонам трещиноватости. При этом, данные по редкоэлементному составу этих пород дают основание предполагать, что флюид, участвоваший в их образовании, является следствием мигматизации вмещающих гранитоидов.

Проведенная оценка мобильности главных и редких элементов при метаморфизме пород комплекса Марун-Кеу на минеральном уровне показала, что в процессе амфиболизации

© Салимгараева Л. И., Березин А. В., Стецкая Е. В., Скублов С. Г.,

перидотитов и эклогитизации анортозитов происходит активное перераспределение редких элементов между минеральными фазами, причем изменение редкоэлементного состава породообразующих минералов при амфиболизации перидотитов контролируется в основном разрушением исходно магматических фаз (оливина и шпинелидов) и изменением P-T параметров, а при эклогитизации анортозитов диктуется общим привносом и выносом тех же элементов на породном уровне.

Кроме того, ранее нами были опубликованы результаты по исследованию циркона из пегматитовой жилы, секущей эклогиты по ультрабазитам, и из вмещающих гранито-гнейсов [Salimgaraeva et al., 2024]. Полученные результаты указывают на то, возраст магматического протолита как для эклогитизированных ультрабазитов, так и для вмещающих гранито-гнейсов составляет 470 млн лет, что соотносится с возрастом процессов рифтогенеза в этом регионе [Иванов, Пучков, 2022]. При этом предполагается, что вмещающие эклогиты и их протолиты гранито-гнейсы также были вовлечены в процессы эклогитового метаморфизма с возрастом около 370 млн лет, связанными с коллизией Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия [Иванов, Пучков, 2022]. Образование наиболее поздних по геологическим наблюдениям тел пегматитовых жил при этом по полученным датировкам субсинхронно эклогитовому метаморфизму.

Используя оригинальные и литературные данные, авторами были определены диапазоны значений температур и давлений магматической и метаморфической стадий эволюции пород, геотермический градиент и мощность континентальной коры [Березин и др., 2025]. Породы, вмещающие эклогиты, могут быть результатом частичного плавления континентальной коры под воздействием разогретых основных (ультраосновных) расплавов. Установлено, что давление на пике эклогитового метаморфизма, вероятно, не превышало 21 кбар, а значения температуры были в пределах 730–750 °C. Регрессивный метаморфизм в эклогитах Марун-Кеу был ограничен температурой не выше 640 °C и давлением не ниже 5 кбар. Геотермический градиент при становлении протолитов эклогитов составлял 13 °C/км, что хорошо согласуется с современными данными для континентальной коры. Угол погружения плиты был оценен в 6–8°, а расчетная скорость погружения составляла 2,2–2,9 см/год.

Выводы. На основе комплекса полученных данных, нами предлагается следующая стадийность образования эклогитового комплекса Марун-Кеу:

1) 470 млн лет – внедрение основных и ультраосновных расплавов в ходе рифтогенеза Уральского палеоокеана в породы континентальной коры, с частичным плавлением вмещающих пород и образованием гранитоидов;

2) 370 млн лет – высокобарический метаморфизм как основных и ультраосновных пород, так и вмещающих гранитоидов в ходе коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия.

Исследование поддержано грантом РНФ № 24-27-00121.

Литература

Березин А.В., *Салимгараева Л.И.*, *Пучков В.Н.* Реконструкция геодинамической истории комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал: мультидисциплинарный подход // Записки Горного института. 2025 (принята в печать).

Иванов К.С., *Пучков В.Н.* Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // Геотектоника. 2022. № 6. С. 78–113.

Салимгараева Л.И., *Березин А.В.* Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования // Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509–525.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марун-Кеу). М.: Наука, 1971. 191 с.

Salimgaraeva L., *Berezin A.*, *Sergeev S.*, *Gubanov N.*, *Stetskaya E.*, *Skublov S.* Zircons from eclogite-associated rocks of the Marun-Keu complex, the Polar Urals: Trace elements and U-Pb dating // Geosciences. 2024. V. 14. 206. DOI: 10.3390/geosciences14080206

ЭТАПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ТАЙМЫРЕ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В. А. Салтанов[1], В. Ф. Проскурнин[1], С. Г. Скублов[2]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Генезис и возраст глубоко метаморфизованных пород Северного Таймыра – части Карского микроконтинента – одна из наиболее остро дискуссируемых проблем Центрального сектора Арктики России (О. О. Баклунд, 1929; Н. Н. Урванцев, 1929; 1949; Н. П. Аникеев и др., 1941; М. Г. Равич, 1954; Ю. Е. Погребицкий, 1965; 1971; Н. И. Коробова, 1965; Е. В. Бибикова и др., 1968; О. Г. Шулятин, Ю. И. Захаров, 1971; Л. В. Махлаев, Н. И. Коробова, 1972; А. И. Забияка, 1974, 2000; В. В. Беззубцев и др., 1979, 1985; В. А. Верниковский и др., 1985, 1992; 2022; В. Ф. Проскурнин и др., 1987, 1989 и др.).

При проведении среднемасштабных геологосъемочных работ в 2017–2022 гг. на Северо-Западном Таймыре и составлении Госгеолкарт-200/2 получены новые геохронологические данные, свидетельствующие о проявлении двух эпох регионального метаморфизма и гранитообразования – позднерифейско-вендской и среднекаменноугольно-пермской.

Позднерифейско-вендские метаморфические преобразования характерны для тревожнинского метаморфического комплекса плагиогнейсово-амфиболитового, который до недавнего времени датировался ранним докембрием исходя из высокой степени метаморфизма пород и положения в разрезе [3; 6; 7]. При составлении ГК-1000/3 [8] выделенные из амфиболитов цирконы в большинстве случаев дали позднепалеозойские возраста метаморфической перекристаллизации (порядка 300 млн лет), при этом получен позднерифейский модельный Sm-Nd возраст протолита (около 700 млн лет). При ГСР-200/2 получена конкордантная датировка по 8 ядрам цирконов из биотит-амфиболового плагиогнейса (левобережье руч. Ракушечный) – 671 ± 5 млн лет. Геохимические особенности состава циркона показывают, что основная популяция имеет черты магматического генезиса и, по-видимому, отражает возраст вулканического протолита. Близкий возраст 690–700 млн лет получен для диоритов и гранитоидов гусинского комплекса, которые находятся в ассоциации с метаморфитами тревожнинского комплекса. В гранито-гнейсе из верховьев руч. Ракушечный установлена популяция цирконов, U-Pb возраста которых расположены на конкордии и вблизи нее в интервале от 560 до 630 млн лет; их геохимические характеристики в большей степени типичны для циркона метаморфического генезиса. Возраст мигматит-лейкогранитов района р. Нижняя, инъецирующих тревожнинские амфиболиты, составил 630 млн лет. Для гранитоидов горы Медвежья, вмещающими для которых также являются метаморфиты тревожнинского комплекса, **получен ранневендский возраст.** Ранее массив датировался возрастами от архея [4] до позднего палеозоя [1; 7], а в настоящее время [5] рассматривается в составе палеозойского гранито-гнейсового купола. При ГСР-200/2 для катаклазированных лейкогранитов получен конкордантный U-Pb возраст по 8 зернам циркона, составивший 558 ± 6 млн лет. Этот возраст наиболее широко встречается в детритовых цирконах из зонально метаморфизованных терригенных толщ, окаймляющих блоки гранитизированных метабазитов тревожнинского комплекса.

Среднекаменноугольно-пермские метаморфические преобразования фиксируются наиболее отчетливо, захватывая как метабазиты тревожнинского комплекса, ранее метаморфизованные в позднем рифее – венде, так и окаймляющие их терригенные образования.

© Салтанов В. А., Проскурнин В. Ф., Скублов С. Г.

Особенность этого метаморфического комплекса – наличие метаморфической зональности от слабоизмененных пород хлорит-серицитовой субфации до уровня ультраметаморфизма и гранитизации. В тревожнинском комплексе, выходы которого находятся в осевой части метаморфического поля, палеозойский метаморфизм практически нацело затушевывает признаки метаморфизма раннего этапа. В последние годы получен широкий спектр возрастов по результатам U-Pb датирования метаморфических кайм циркона, обрастающих более древние зерна в позднерифейских амфиболитах, а также в глиноземистых кристаллосланцах и плагиогнейсах, развитых по венд-нижнекембрийским флишоидным терригенным толщам. В двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцах продатированы новообразованные кристаллы циркона и титанит, а оценка PT-параметров формирования этих пород показала присутствие парагенезисов, характерных для **гранулитовой фации**. По 14 U-Pb датировкам циркона и титанита из метаморфических образований получен широкий интервал возрастов от 308 до 253 млн лет. Возраста мигматит-гранитов из метаморфического поля (284, 276, 260, 258 млн лет) укладываются в этот интервал. Кроме того, среднекаменноугольно-пермскому этапу метаморфизма соответствуют по возрасту гранитоиды мининского (302–308 млн лет), коломейцевского (268–294 млн лет) и инклинаторского (255 млн лет) комплексов [3]. Продолжительный метаморфический этап с периодическими всплесками магматической активности может объясняться, по В. А. Верниковскому [2], механизмом «косой коллизии» Карского микроконтинента с Сибирским кратоном в позднем палеозое с формированием синколизионных и постколлизионных гранитов.

Таким образом, при проведении ГСР-200 для тревожнинского метаморфического комплекса установлены возраст предполагаемого протолита (или наиболее раннего этапа метаморфизма) 670–690 млн лет и признаки метаморфических преобразований в интервале возрастов 630–560 млн лет, сопровождавшихся магматической активностью. Подтвержден среднекаменноугольно-пермский возраст зонального метаморфизма, затушевывающего более ранние преобразования. История геологического развития региона в докембрии требует дальнейшего изучения и расшифровки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Роснедра по Государственному заданию от 25.12.2024 г. № 049-00004-25-00.

Литература

Беззубцев В. В., *Залялеев Р. Ш.*, *Сакович А. Б.* и др. Геологическая карта Горного Таймыра, м-б 1 : 500 000: Объясн. зап. Красноярск, 1986. 177 с.

Верниковский В. А., *Полянский О. П.*, *Бабичев А. В.*, *Верниковская А. Е.*, *Проскурнин В. Ф.*, *Матушкин Н. Ю.* Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 лист S-44–46 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. / Отв. ред. Ю. Е. Погребицкий, Б. Г. Лопатин. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.

Гулин С. А., *Орлов В. П.*, *Говердовская Т. Г.*, *Нагайцева Н. Н.* Пояснительная записка к геологической карте западной части Таймырского полуострова масштаба 1 : 200 000. Л., 1976. 196 с.

Демина Л. И., *Промыслова М. Ю.* Гранито-гнейсовые купола Северо-Западного Таймыра и их значение для палеогеодинамики региона // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы–2025. М.: ГЕОС, 2025. С. 148–151.

Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия северо-западного Таймыра. Тр. СНИИГГИМС, вып. 143. Красноярск, 1974. 128 с.

Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Норильск, 1997. 117 с.

Проскурнин В. Ф., *Шнейдер Г. В.*, *Гавриш А. В.* и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – Тарея. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016.

U-Pb ID TIMS МЕТОД ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РЕПЕРНОГО ДАТИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, А. А. Иванова, М. В. Стифеева, М. А. Суханова, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Для определения U-Pb возраста минералов широко применяются различные аналитические методы, каждый из которых характеризуется уникальными характеристиками и специфическими областями применения. Среди наиболее распространенных методик выделяются масс-спектрометрия с термической ионизацией и изотопным разбавлением (ID-TIMS) и локальные методы, такие как масс-спектрометрия вторичных ионов (SIMS) и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS).

Локальные методы обеспечивают субмикронное пространственное разрешение и оперативность, что делает их особенно эффективными для исследований, требующих оперативного получения результатов. Стандартные аналитические погрешности локальных методов составляют порядка 1–3 % (2σ) (Horstwood et al., 2016; Li et al., 2015).

В отличие от локальных методов, ID-TIMS предполагает растворение зерен минералов или их фрагментов перед проведением анализа. Этот метод требует значительных временных затрат, однако обеспечивает высокую точность датирования, достигающую уровня 0,2 % (Bowring et al., 2006; Schoene et al., 2013). Благодаря своим характеристикам, ID-TIMS является одним из наиболее точных методов U-Pb геохронологии.

Для повышения точности U-Pb ID-TIMS датирования циркона и других минералов используется метод CA-ID-TIMS (Mattinson, 2005), который включает предварительную химическую обработку минералов с целью полного удаления нарушенных участков. В настоящее время этот метод предварительной обработки является «золотым стандартом» U-Pb геохронологии (Schaltegger et al., 2021) и позволяет минимизировать дискордантность цирконов, что является принципиальным для реперного датирования магматических и метаморфических объектов как докембрийского, так и фанерозойского возраста. Инновационный подход предварительной кислотной обработки высокоуранового циркона с высокой дозой авторадиационного облучения (Иванова и др., 2021) открывает перспективы для U-Pb геохронологических исследований редкометальных гранитов.

Современные достижения в области U-Pb геохронологии связаны также с внедрением в практику исследований Ca-Fe-Ti граната, везувиана, колумбита-танталита, бастнезита и др. минералов, что значительно расширяют возможности «прямого» датирования рудных процессов.

© Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Иванова А. А., Стифеева М. В., Суханова М. А., Плоткина Ю. В., Федосеенко А. М.

МЕТОДЫ ЦИФРОВОЙ ПЕТРОГРАФИИ

В. П. Самодуров, С. А. Давидович

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, Vsamodurov46@gmail.com

Основным положением цифровой петрографии является возможность перехода от классической описательной петрографии к современной количественной петрографии, основываясь на анализе исходных цифровых макро- и микрофотографий горных пород. Новые возможности основаны на трех направлениях развития цифровой петрографии: автоматизация управления цифровыми микроскопами и совершенствование аппаратурной базы микроскопов; совершенствование методов подготовки цифровых фотографий к их цифровому анализу, разработка количественного и статистического анализа минералов в составе пород, а также анализа их структурно-текстурных характеристик.

Цифровые микроскопы принципиально отличаются от обычных микроскопов по оптической схеме. В цифровом микроскопе отсутствуют окуляры, а объектив непосредственно переносит изображение изучаемого объекта на матрицу фотоаппарата. Фотоаппарат здесь используется в комплектации «body», то есть без объектива. Минимальное количество оптики повышает качество изображения, так как каждое оптическое устройство вносит свои аберрации, ухудшая изображение.

Механизированные системы современных цифровых микроскопов позволяют управлять работой прибора и выполнять операции, недоступные классическим микроскопам. Они выполняют такие операции как создание мозаичных изображений больших шлифов, медиа-файлов шлифов горных пород при повороте столика, создание мультифокальных изображений рельефных поверхностей в режиме «на отражение» методом Z-стекинга, применением ультрафиолетовых методов исследований горных пород.

Мозаичные изображения шлифов. Микроскопические исследования затруднительны для крупнозернистых пород, так как поле зрения микроскопа ограничено и обычно не превышает 6,5 мм. Однако цифровой микроскоп с моторизованным столиком позволяет произвести «покадровую» съемку всей исследуемой площади шлифа, независимо от его размера и составить общее мозаичное изображение. Такие цифровые фотографии отличаются большим размером – более 12 000 × 8000 пик. Такие мозаичные фотографии требуют большого объема памяти.

Медиа-файлы шлифов горных пород при повороте столика. Этот метод имеет существенное значение в виртуальной петрографии для демонстрации кристаллооптических свойств минералов при вращении столика микроскопа. Общий медиа-файл высокого качества состоит из набора отдельных неподвижных микрофотографий, снятых поочередно под разными углами в диапазоне поворота столика от 0 до 360°. Общий gif – файл состоит из всего набора отдельных микрофотографий. Для демонстрации учебных презентаций удобнее использовать AVI – файлы, получаемые из исходных gif – файлов.

Мультифокальная микропетрография. Этот метод основан на технологии Z-стекинга, представляющую собой цифровую обработку (объединение) изображений, полученных при съемке с разной глубиной резкости изучаемого объекта, в результате которой формируется общее резкое изображение. Эта методика направлена на преодоление известного недостатка короткофокусных объективов – их малой глубины резкости. Данный метод эффективен для изучения поверхности трехмерных образцов небольшого размера, различным дисперсным и пористым породам, иммерсионным препаратам. Исследования геологических объектов по технологии Z-стекинга обычно выполняются в режиме «на отражение» для изучения

© Самодуров В. П., Давидович С. А.

сколов поверхностей непрозрачных пород или в режиме «на просвет» для прозрачных минералов.

Методы ультрафиолетовой петрографии. В микропетрографии ультрафиолетовые (УФ) исследования до настоящего времени не применяются. Это связано с несколькими причинами. Во-первых, в природе флюоресцирующие минералы относительно редки, а подавляющее большинство породообразующих минералов характеризуются малым квантовым выходом. Во-вторых, флюоресценция возникает не на породообразующих элементах, а на примесных элементах-активаторах флюоресценции. Поэтому один и тот же минерал может флюоресцировать по-разному, в зависимости от присутствия микроэлементов-люминофоров. Кроме этого, шлифы горных пород толщиной 0,03 мм прозрачны и плохо поглощают возбуждающее УФ излучение. Поскольку флюоресценция зависит от поглощения, то при слабом поглощении флюоресценция ничтожна. Однако, применяя методические приемы мультифокальной петрографии в режиме «на отражение» можно исключить потери поглощения УФ излучения. Таким образом, рассматриваемый методический подход представляет собой комбинацию ультрафиолетовой микроскопии с мультифокальным Z-стекингом поверхностей горных пород в режиме «на отражение».

Анализ цифровых фотографий горных пород. Для анализа научных фотографий наиболее эффективным является пакет обработки изображений ImageJ (Fiji). Этот комплект программного обеспечения, включает большое количество программных модулей (плагинов), предназначенных для обработки научных изображений. Анализ микро- и макрофотографий горных пород включает три основных этапа:

– редактирование и подготовка микрофотографий к их дальнейшему анализу;

– сегментация микрофотографий для выделения отдельных минералов в составе породы.

– определение количественных содержаний минералов и их морфологических характеристик.

Сегментация минерального состава горных пород. Этот этап является основным в анализе цифровых изображений горных пород; Результатом сегментации являются *бинарные маски* минералов, входящих в состав породы. Дальнейший количественный анализ минералов выполняется отдельно для каждой минеральной разновидности так как содержания минералов и их структурно-текстурные характеристики в составе породы могут существенно отличаться. Для создания масок отдельных минералов в составе породы используется функционал «Цветной порог» (*Fiji → Image → Adjust → Color Threshold*).

Сегментация минералов в составе горных пород с помощью машинного обучения (ML). В программном комплексе *Fiji* включен плагин *Trainable Weka Segmentation* который можно использовать для сегментации минералов цифровых микро- и макрофотографий горных пород. Weka может быть вызвана из плагина: *Fiji → Plugins → Segmentation→ Trainable Weka Segmentation.* Он содержит набор инструментов визуализации и пакет алгоритмов для сегментации минералов на основе классификации цветности пикселей.

Количественный анализ цифровых фотографий горных пород. Количественный анализ выполняется по бинарным изображениям в плагине*: Fiji → Analyze.* Меню анализа цифровых изображений включает установки параметров измерений и собственно количественного анализа бинарных масок. Кроме определения количественного содержания минералов в горной породе, исследуя маски минералов, можно получить такую дополнительную информацию как размер минеральных зерен и значения их морфологических параметров.

Текстуры горных пород. Наш метод основан на анализе 2d Фурье – преобразования цифровых изображений. В данном методическом подходе используется обработка исходных цифровых изображений в программе *ImageJ > Process > FFT*. Можно ввести количественный параметр текстуры горных пород:

$$T = a/b - 1,$$

где T – текстурный параметр, a – размер большой оси эллипса, а b – размер малой оси эллипса в обратном FFT-пространстве. В массивных породах эллипс вырождается в окружность $a = b$, и параметр текстуры в таких породах $T = 0$. В слоистых, сланцеватых, полосчатых, лепидобластовых, нематобластовых и других породах с направленной текстурой параметр $T > 0$.

Литература

Schindelin J., *Arganda-Carreras I.*, *Frise E.* et al. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis // Nat Methods. 2012. № 9. P. 676–682.

ImageJ wiki [Электронный ресурс]. Дата доступа: 11.04.2025. Режим доступа: https://imagej.net/tutorials

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И КОРРЕЛЯЦИИ НА ОСНОВЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А. В. Самсонов[1, 2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

В докладе будут обсуждаться строение, состав, возраст, тектоническая принадлежность и механизмы роста раннедокембрийской коры Сибирского кратона. Большая часть Сибирского кратона перекрыта платформенным вулканогенно-осадочным чехлом. Представления о его строении, составе и возрасте основаны на изучении щитов и выступов по краям кратона, а для закрытой центральной части – на геофизических данных в сочетании с результатами изучения керна глубоких скважин и U-Th-Pb и Lu-Hf изотопного изучения детритового циркона из мезо- и неопротерозойских песчаников в обрамлении Сибирского кратона. На сегодня предложено несколько мелкомасштабных тектонических схем Сибирского кратона, в строении которого выделяется два архейских составных террейна в обрамлении палеопротерозойских орогенов.

Архейские составные терейна (СТ), Тунгусский и Алдано-Анабарский, располагаются соответственно в западной и восточной частях Сибирского кратона.

Тунгусский СТ по большей части перекрыт платформенным чехлом, выделен по геофизическим данным, выведен на поверхность только в его юго-западной части на Шарыжилгальском выступе, и вскрыт единичными скважинами. Наиболее ранние мезоархейские гнейс-мигматитовые комплексы имеют подчиненное распространение в Тунгусском СТ, преобладают неоархейские поздне- и пост-тектонические гранитоиды с возрастом около 2,56 млрд лет, которые на разных участках обладают близким составом и возрастом.

Алдано-Анабарский СТ выведен на поверхность на юге на Алданском щите, на севере на Анабарском щите, перекрыт платформенным чехлом в центральной части и подразделяется на несколько террейнов.

На Алданском щите выделяется два разновозрастных архейских террейна. На западе щита Чаро-Олекминская гранит-зеленокаменная область сложена ТТГ-зеленокаменными комплексами с возрастом около 3,0 млрд лет и разнообразными гранитоидами 2,8–2,9 млрд лет; завершают архейскую эндогенную активность в террейне породы AMCG ассоциации 2,61–2,67 млрд лет и внутриплитные граниты 2,4–2,5 млрд лет. В Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области преобладают метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы и гранитоиды с возрастами 3,0–3,4 млрд лет. Архейские террейны претерпели магматическую и тектоническую переработку около 1,9 млрд лет назад.

На Анабарском щите в центральной части выделен Далдынский террейн, сложенный преимущественно породами гранулито-гнейсового комплекса с возрастами протолитов от 2,7 до 3,4 млрд лет, которые тектонически перемешаны с ювенильными супракрустальными и плутоническими породами среднего палеопротерозоя с возрастами около 1,9–2,0 млрд лет.

В центральной части Алдано-Анабарского СТ под платформенным чехлом по результатам изучения керна скважин на территории листов P50, P51 и Q50 выделен Мархинский террейн, в составе которого преобладают ТТГ гнейсы 2,8–2,9 млрд лет и разнообразные по составу гранитоиды 2,75–2,70 млрд лет. Данные по коровым ксенолитам из кимберлитов фиксируют палеопротерозойский метаморфизм нижней коры Мархинского террейна.

© Самсонов А. В.

Представления о разобщенности Алдано-Анабарского СТ палеопротерозойским Акитканским орогеном, выделенный по геофизическому контуру Вилюйского грабена, не получили подтверждения при изучении керна скважин на территории листов P50 и P51.

Палеопротерозойские орогены, Ангарский, Восточно-Сибирский и Маганский, длительное время изучаются на выступах фундамента по краям Сибирского кратона, а в последние годы – и под платформенным чехлом.

Ангарский ороген расположен на западе Сибирского кратона в обрамлении Тунгусского СТ. Согласно результатам изучения Шарыжалгайского и Ангаро-Канского выступов, в составе Ангарского орогена участвуют метаморфизованные супракрустальные породы с детритовым цирконов 1,95–1,85 млрд лет и гранитоиды 1,85–1,74 млрд лет, причем низко-радиогенный изотопный состав неодима указывает на значимую роль архейской коры в их источниках. К таким же выводам приводят результаты изотопного изучения детритового циркона из песчаников в западном обрамлении Сибирского кратона.

Восточно-Сибирский ороген занимает обширные территории на востоке Сибирского кратона и хорошо изучен в северной и южной частях. На севере Хапчанский и Оленекский террейны сформировались в интервале возрастов 2,10–1,95 млрд лет в надсубдукционной обстановке на океанической коре и были аккретированы к архейскому Далдынскому террейну. На юге палеопротерозойские восточно-Алданский и Батомгский террейны также представляют систему островных дуг, сформированных и аккретированных в интервале 2,10–1,95 млрд лет. Более древний возраст Восточно-Сибирского палеопротерозойского орогена по сравнению с Ангарским орогеном (1,95–1,84 млрд лет) дополняется данными по детритовому циркону из протерозойских песчаников в восточном и западном обрамлении Сибирского кратона.

Маганский ороген выделен в осевой части части Сибирского кратона между Тунгусским и Алдано-Анабарским СТ. Его строение, состав и возраст изучены на Акитканском выступе и на Непско-Ботуобинском поднятии. Наиболее ранний комплекс представлен мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами с палеопротерозойскими модельными возрастами (T_{Nd}(DM) от 2,18 до 2,35 млрд лет) и U-Th-Pb изотопными возрастами циркона от 1,98 до 2,14 млрд лет. Эти породы, вероятно, представляют останцы граувакковых толщ, сформированных при разрушении островодужных построек. Разнообразные по составу син- и постколлизионные гранитоиды, преобладающие в Маганском орогене, внедрялись в интервале 2,0–1,8 млрд лет назад и формировались при ведущей роли палеопротерозойских источников как в надсубдукционной, так и в постколлизионной обстановках. Sm-Nd модельные возрасты постколлизионных гранитоидов (T_{Nd}(DM) от 2,30 до 2,52 млрд лет) указывают на вклад в их источники архейского корового материала. Это могло быть связано с вовлечением в плавление пород Алдано-Анабарского СТ, представлявшего лежачее крыло Маганского коллизионного орогена.

Таким образом, Сибирский кратон представляет крупный фрагмент палеопротерозойского суперконтинента Колумбия, и в нем запечатаны разновозрастные эпизоды роста раннедокембрийской континентальной коры. Разновозрастные Тунгусский и Алдано-Анабарский архейские составные террейны могут представлять тектонические фрагменты разновозрастных архейских супекратонов, Склавия и Сьюпериа соответственно. Различные по строению и возрасту палеопротерозойские орогены Сибирского кратона представляют фрагменты глобальной сети коллизионных и аккреционных орогенов, обеспечивших последовательную сборку палеопротерозойского суперконтинента Колумбия в интервале возраста 2,2–1,7 млрд лет назад.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ ОТНОШЕНИЙ В СИСТЕМЕ БАЗАЛЬТ-H_2O ДО 30 гПа

А. В. Сапегина[1, 2], А. Л. Перчук[1, 2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, кафедра петрологии и вулканологии, геологический факультет, Москва, ann.sapegina@gmail.com;
[2] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка

Метаморфическая дегидратация базальтового слоя океанической коры оказывает существенное влияние на магматизм и метасоматизм в зонах субдукции, а также на рециклинг воды в мантии. В связи с этим фазовые отношения для состава, отвечающего базальту срединно-океанического хребта (MORB) в сухих и водных условиях, активно исследовались в экспериментальных работах (напр., Ishii et al., 2019; Schmidt, Poli, 1998) и с помощью термодинамического моделирования (напр., Hernández-Uribe, Palin, 2019). Однако базальты срединно-океанических хребтов подвергаются активной гидротермальной переработке в зонах спрединга, что приводит к изменению их исходного химического состава (Staudigel et al., 1995).

В рамках этой работы мы провели сравнительное термодинамическое моделирование фазовых отношений для составов MORB-H_2O (средний состав N-MORB, Gale et al, 2013, H_2O = 2,78 мас. %) и гидратированного базальта (AOC, Altered oceanic crust, Staudigel et al., 1995). Фазовые P-T диаграммы были рассчитаны с использованием программного комплекса Perple_X в диапазоне температур 200–2100°C и давлений 0,01–30 ГПа.

Составы MORB и AOC, использованные при моделировании

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
MORB (Gale et al., 2013)	50,94	1,55	15,29	9,91	7,84	11,47	2,86	0,14	2,78
AOC (Staudigel et al., 1995)	48,92	1,18	16,58	9,63	7,11	13,76	2,21	0,60	2,78

Расчетная фазовая P-T диаграмма для состава MORB + H_2O демонстрирует хорошее согласование полей стабильности амфибола, эпидота, хлорита, фенгита и лавсонита с экспериментальными данными (напр., Schmidt, Poli, 1998). В высокотемпературной области диаграммы (T > 900 °C), а также при давлении выше 10 ГПа границы стабильности минеральных парагенезисов совпадают с установленными в сухой системе. В низкотемпературной области диаграммы (T < 900 °C) до 2,5 ГПа стабилен амфибол, а до 2 ГПа – эпидот. Поле стабильности лавсонита вытянуто вдоль оси давления и простирается вплоть до 10 ГПа, однако ограничено по температуре (~650–720 °C). Фенгит стабилен в пределах 1–10 ГПа и исчезает при температурах выше 900 °C.

Изменение минеральных парагенезисов в субдуцирующем базальте было прослежено на примере геотермы для поверхности слэба в Камчатской зоне субдукции (Ерёмин и др., 2024). Парагенезис состава N-MORB проходит путь от фации зеленых сланцев (парагенезис Ep + Chl + Amp + Pl + Qz) при 1,0–1,5 ГПа через голубые сланцы (Ep + Grt + Gl + Qz), эпидотовые эклогиты (Grt + Omp + Ep + Qz) при 1,5–2,0 ГПа до фенгитовых эклогитов (Grt + Omp + Qz + Phn ± Ky) выше 2,0 ГПа. Полная дегидратация метабазита и переход к безводному парагенезису Grt + Cpx + Stv происходит при 8,5 ГПа (~270 км). Если экстраполировать геотерму слэба до переходной зоны мантии и глубже до верхов нижней мантии, тогда,

© Сапегина А. В., Перчук А. Л.

как и в сухой системе, при 16–18 ГПа стабилизируется парагенезис Grt+Stv, выше 21 ГПа появляется CaPv, а в нижней мантии стабилен парагенезис CaPv+Brd+Fper+NAl.

При включении модели плавления (Holland et al., 2018) в расчеты, водный солидус метабазита хорошо согласуется с экспериментальными данными лишь до давления ~3 ГПа (Pawley, Holloway, 1993; Schmidt, Poli, 1998). При более высоком давлении солидус приобретает форму петли на P-T диаграмме, а затем становится изотермическим, что не соответствует экспериментальным наблюдениям. Этот факт, наряду с присутствием в надсолидусной области поля без расплава, свидетельствует о том, что существующие модели плавления и водного флюида пока не способны адекватно описывать состояние вещества выше второй критической точки.

Моделирование состава гидратированного базальта (AOC) показало сходство полей стабильности лавсонита и амфибола с рассчитанными для состава MORB+H_2O. Однако поле стабильности фенгита для AOC существенно расширяется по температуре – до 1200 °C (по сравнению с 900 °C для MORB-H_2O). Повышенная стабильность фенгита приводит к смещению полной дегидратации AOC (вдоль геотермы Камчатки) до ~10 ГПа (~350 км). Также отмечается расширение поля стабильности эпидота – с 2 до 3,5 ГПа при температурах 600–800 °C по сравнению с MORB-H_2O. В переходной зоне и нижней мантии устойчивые парагенезисы соответствуют рассчитанным для состава N-MORB. Для AOC существуют лишь единичные экспериментальные данные, полученные в ограниченном диапазоне P-T условий – 750–1000 °C и 3 ГПа (Carter et al., 2015). В этом диапазоне фазовые отношения, полученные в модели, хорошо согласуются с экспериментальными результатами. Моделирование в системе AOC с учетом плавления показало, что при давлении до 1,5 ГПа температуры плавления в обеих системах (AOC и MORB-H_2O) практически совпадают. Однако при дальнейшем увеличении давления солидус AOC отклоняется в сторону более низких температур – например, до 200°C ниже солидуса MORB-H_2O при 3 ГПа.

Таким образом, фазовые отношения для состава гидратированного базальта (AOC) отличаются от состава MORB-H2O, что следует учитывать при изучении процессов, происходящих в зонах субдукции.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

Литература

1. *Ерёмин М.Д.*, *Перчук А.Л.*, *Захаров В.С.*, *Геря Т.В.* Петролого-термомеханическое моделирование северного сегмента Камчаткой зоны субдукции: термальная структура, дегидратация и магматизм // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т. 63. № 4.
2. *Carter L.B.* и др. An Experimental Study of Trace Element Fluxes from Subducted Oceanic Crust // J. Petrology. 2015. Т. 56. № 8. С. 1585–1606.
3. *Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H., Su Y., Schilling J.G.* The mean composition of ocean ridge basalts: MEAN MORB // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Т. 14. № 3. С. 489–518.
4. *Hernández-Uribe D.*, *Palin R.M.* A revised petrological model for subducted oceanic crust: Insights from phase equilibrium modelling // Journal Metamorphic Geology. 2019. Т. 37. № 6. С. 745–768.
5. *Holland T.J., Green E.C., Powell R.* Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr // Journal of Petrology. 2018. Т. 59. № 5. С. 881–900.
6. *Ishii T.*, *Kojitani H.*, *Akaogi M.* Phase Relations of Harzburgite and MORB up to the Uppermost Lower Mantle Conditions: Precise Comparison With Pyrolite by Multisample Cell High-Pressure Experiments With Implication to Dynamics of Subducted Slabs // JGR Solid Earth. 2019. Т. 124. № 4. С. 3491–3507.
7. *Pawley A.R.*, *Holloway J.R.* Water Sources for Subduction Zone Volcanism: New Experimental Constraints // Science. 1993. Т. 260. № 5108. С. 664–667.
8. *Schmidt M.W.*, *Poli S.* Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Т. 163. № 1–4. С. 361–379.
9. *Staudigel H., Davies G.R., Hart S.R., Marchant K.M., Smith B.M.* Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites417/418 // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Т. 130. № 1–4. С. 169–185.

МЕТАЭНДЕРБИТЫ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ)

О. С. Сибелев, О. А. Максимов, А. И. Слабунов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, sibelev@krc.karelia.ru

В полихронной истории становления раннедокембрийского Гридинского эклогитсодержащего меланжа процессы архейской эндербитизации занимают важное место и маркируют стадию высокотемпературных преобразований, как матрикса меланжа, так и эклогитизированных включений. Метаэндербиты широко распространены в центральных частях изученной площади и пространственно тяготеют к областям с большим объемом обломочной составляющей меланжа и к апикальным частям пологих синформных структур. Палеопротерозойские дайки габбро с зонами закалки секут эндербиты, указывая на их относительно более древний возраст.

По геологическим критериям выделяется три генерации метаэндербитов: *1* – ранняя из них представлена м-, с/з метаэндербитами. Они развиваются по гранитодному матриксу меланжа. Внутри этих метаэндербитов сохраняются иногда проработанные фрагменты апобазитов; *2* – следующая – состоит из с-, к/з метаэндербитов и развита в виде жил различной морфологии, отдельных субизометричных тел, порой достигающих значительных размеров (до 700 м в диаметре). В них сохраняются фрагменты апобазитовых пород и участки ранних метаэндербитов; *3* – поздняя генерация представлена к/з метаэндербитами которые, образуют пегматоидные жилы без ксенолитов или реликтовых обломков.

Метаэндербиты представляют собой лейкократовые светло-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые (вплоть до пегматоидных) породы. Объемная доля темноцветных минералов варьирует от 35 % до 10 % и падает в зависимости от интенсивности эндербитизации (наименьшее их количество наблюдается в мелкозернистых породах 2 генерации). Наряду с уменьшением количества темноцветных минералов, растет количество кварца и плагиоклаза. Минеральный состав метаэндербитов: Pl – 20–45 % (Warr, 2021); Qz – 30–40 %; Amp (Hbl+Cum) – 7–15 %; Bt – 5–14 %; Grt – 4–7 %. Второстепенные минералы: Kfs – до 3 %; Opx – до 1,5 %; Cal – до 1 %, Ms и Chl – доли %, акцессории: Mgt, Ttn, Py, Ep, Ap.

Главная текстурная особенность метаэндербитов – наличие равномерно распределенных в породе коронитовых агрегатов, подобных друзитам. Короны развиваются вокруг ортопироксена в последовательности: Opx (±Chl, Cum) → Qz+Hbl (симплектиты) → Hbl → ±Opx2+Hbl+Bt+Pl →Grt

По химическому составу эндербиты отвечают низкокалиевым гранитоидам известково-щелочной серии семейства гранодиоритов. Они обеднены редкоземельными элементами (Th, Rb, Ba, Zr), имеют явно выраженную положительную аномалию Eu и несколько обогащены тяжелыми редкоземельными элементами. И по петрохимическим, и по геохимическим характеристикам они значительно отличаются от гранитоидов матрикса меланжа.

Температуры и давления метаморфизма, рассчитанные для Opx-Grt парагенезиса классическими геобарометрами, лежат в пределах 720–800 °C и 16,9–8,2 кбар, соответственно. Результаты PT-расчетов методом мультиравновесной геотермобарометрии позволили локализовать условия формирования ортопироксенсодержащего парагенезиса в области высокобарной гранулитовой фации метаморфизма при T = 740 °C и P = 11 кбар (Максимов, 2023). При близких PT-условиях метаморфизма в амфиболитах, эклогитах и цоизититах Гридинского комплекса происходит формирование симплектитовых структур, связанных с декомпрессией

© Сибелев О. С., Максимов О. А., Слабунов А. И.

(Сибелев, 2012б; Dokukina et al., 2022). Поздние ретроградные изменения эндербитов происходили в области амфиболитовой фации метаморфизма при снижении условий метаморфизма до T = 630 °C и P = 8 кбар.

Процессы эндербитизации накладываются на архейские эклогиты 2,72 млрд лет (Volodichev et al., 2004; Balagansky et al., 2024), а жилы метаэндербитов нередко рассекают последние. В свою очередь сами метаэндербиты секутся жилами плагиомикроклиновых гранитов возрастом 2646 ± 46 млн лет (Balagansky et al., 2024) и палеопротерозойскими дайками.

Проведены геохронологические исследования эндербитов: изучены цирконы из всех трех выделенных генераций эндербитов. По результатам U-Th-Pb датирования цирконов методом лазерной абляции в метаэндербитах установлены три возрастные группы: 2837 ± 5–2825 ± 22, 2737 ± 5–2722 ± 17, 2705 ± 13 млн лет (цирконы датировались методом лазерной абляции, оценки возраста – U-Pb конкордантные значения). Ранние генерации, по-видимому, сохранились от гранитоидного протолита. Цирконы с возрастом 2722 ± 17 млн лет характеризуются тем, что обеднены тяжелыми РЗЭ. Это позволяет синхронизировать их образование с гранатсодержащими коронитовыми структурами. Наиболее молодые генерации циркона установлены только в поздних пегматоидных фазах эндербита.

Геологические и петрографические наблюдения позволяют классифицировать явления эндербитизации в Гридинском эклогитсодержащем комплексе как процесс мигматизации в высокотемпературных и высокобарических условиях. Метаэндербиты развиваются здесь в характерных для мигматитов формах и отвечают всем трем их генетическим классам: метасоматических, метаморфических и инъекционных образований (Петрографический…, 2008). В значительной степени эти классы согласуются с выделенными фазами эндербитизации (генерациями метаэндербитов). Наличие симплектитовых и симплектитоподобных структур, широкий интервал полученных значений давлений при метаморфизме и близость возраста эклогитов и метаэндербитов, позволяет сделать вывод о достаточно быстром переходе от эклогитовой к гранулитовой фации в архейское время и протекании процессов эндербитизации на стадии постэклогитовой декомпрессии в ходе неоархейской аккреции и последующей коллизии (Слабунов и др., 2021).

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

Литература

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Максимов О. А. Метаморфическая эволюция Гридинского эклогитсодержащего комплекса (фенноскандинавский щит) Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2023. 22 с.

Сибелев О. С. Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012а. С. 28–37.

Сибелев О. С. Механизм формирования декомпрессионных симплектитовых структур в метаморфитах Беломорского подвижного пояса // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции. Т. 2. СПб., 2012б. С. 227–230.

Слабунов А. И., *Балаганский В. В.*, *Щипанский А. А.* Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 648–675.

Balagansky V. V., Maksimov O. A., Gorbunov I. A., Gorbunova T. V., Mudruk S. V., Sidorov M. Yu., Sibelev O. S., Slabunov A. I. Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2024. V. 413. 107579. doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107579

Dokukina K. A., Khiller V. V., Khubanov V. B., Mints M. V., Dokukin P. A., Natapov L., Belousova E., Yakushik M. A. Neoarchean high-pressure granulite-facies anatexis of continental rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // Precambrian Research. 2022. V. 381. 106843.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Archean Eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield // Petrology. 2004. V. 12. P. 540–560.

Warr L. N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

МЕТОД ОЦЕНКИ НАЛИЧИЯ КРУПНЫХ АЛМАЗОВ В КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБКАХ НА ОСНОВЕ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

С. К. Симаков[1], Ю. Б. Стегницкий[2]

[1] ООО «Адамант», Санкт-Петербург, Simakov1957@yandex.ru,
[2] Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Санкт-Петербург

В настоящей работе представлены петрологические критерии на основе флюидно-магматической модели оценки алмазоносности кимберлитов (Simakov and Stegnitsky, 2021). Оценка флюидного режима возможна по составам минералов участвующих в минеральных равновесиях с обменом Fe^{+2}–Fe^{+3}. Таковыми являются ильменит, шпинель и гранат. Для оценки fo_2 кимберлитовых объектов применяются кислородные барометры (фугометры или оксометры), разработанные на основе минеральных равновесий перидотитового и эклогитового парагенезиса, включающих обмен Fe^{+2}–Fe^{+3} с использованием методики выборки наиболее достоверных стехиометрически рассчитанных значений Fe^{+3} гранатов (Simakov, 2006). Приняв средний составом оливина в кимберлитах равным 90 % Fo, были разработаны Pyr–(Opx–Ol) оксибарометры (Simakov and Stegnitsky, 2021). Тестирование данной методики проведено на известных южно-африканских и уральских алмазах содержащих включения пиропа и экспериментально измеренным составом флюида и на алмазах, содержащих минеральные включениях пиропа, флогопита и самородного железа.

Известно, что абсолютное большинство гигантских и крупных алмазов, найденных за последнее столетие, приурочены в основном к Африкано-Аравийской платформе (Ferraris, 2023). Источником 41 % всех наиболее крупных алмазов (> 400 карат) являются Африканские кимберлитовые трубки Карове, Премьер (Куллинан) и Летсенг, 88 % этих алмазов относятся к типу IIa, единичные находки алмазов типа IIa такого размера отмечены в тр. Джваненг и Ягерсфонтейн. Менее крупные (>100 карат) встречаются в трубках Орапа, Као, Мотае, Лихобонг и Монастери, большинство из них также относятся к типу IIa. Находки отдельных крупных алмазов известны также в кимберлитах Якутии и Канады. При этом отмечено, что высокий % обычных алмазов типа IIa в африканских трубках может служить признаком возможности наличия в них крупных кристаллов (Moore, 2009). Для якутских алмазов отмечено, что количество азота и водорода в них уменьшается с увеличением их крупности.

В настоящее время генезис таких алмазов или как еще их называют «CLIPPIR diamonds» (Подобный Куллинану, Крупный, Бедный на включения, Чистый, Неправильной формы и Растворенный) не ясен, поскольку в них практически полностью отсутствуют минеральные включения, позволяющие отнести их к тому или иному известному типу парагенезиса. Существуют расплавные и флюидные модели их образования в широком интервале глубин. Азот может входить в алмаз из аммиака, который устойчив в условиях восстановленного, существенно УВ флюида, и не устойчив в условиях окисленного (Simakov, 2006; Sokol et al., 2017). Таким образом наиболее азотистые алмазы должны образовываться в условиях восстановленного, а безазотистые – в условиях окисленного флюидов. Подтверждением этому являются расчеты степени восстановленности по фугитивности кислорода, проведенные для эклогитовых включений в алмазах тр. Премьер с известными содержаниями азота (Simakov et al., 2023). Алмазы с наиболее восстановленными условиями образования имеют максимальные содержания азота (рис. 1). С другой стороны, степень окисленности-восстановленности кимберлитовых трубок можно оценить по расчетам P-T-FO_2 параметров и рассчитанному флюиду по составам

© Симаков С. К., Стегницкий Ю. Б.

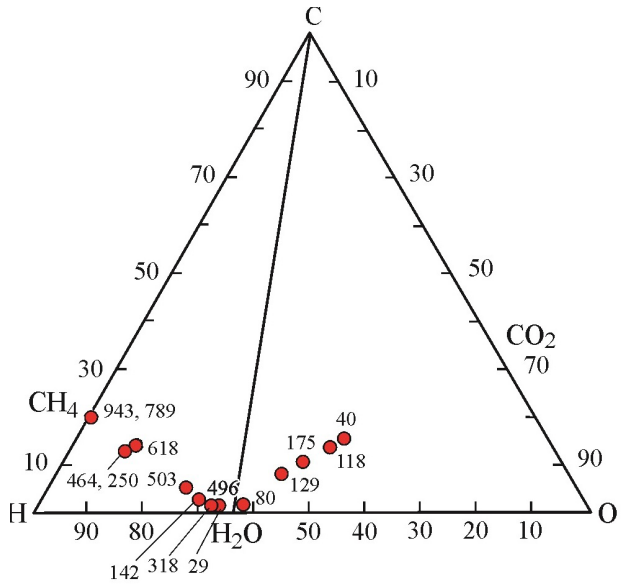


Рис. 1. Содержание азота в эклогитовых алмазах тр. Премьер в зависимости от расчетного состава флюида.

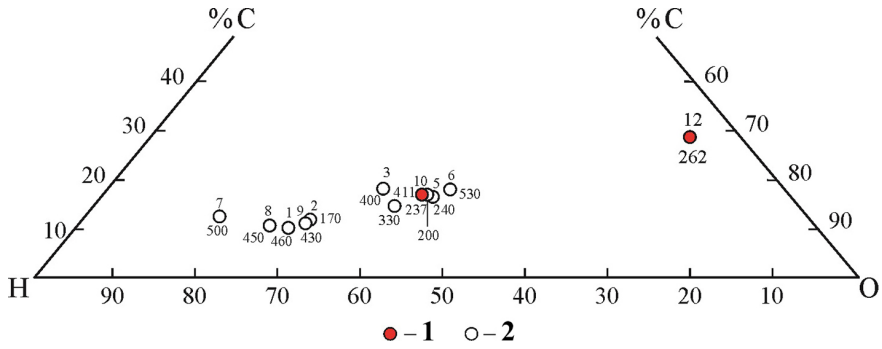


Рис. 2. Расчетный состав флюида для якутских трубок со средним содержанием азота по трубке (в ppm – по данным из (Хачатрян и др., 2022)).

1 – Ботуобинская, *2* – Удачная, *3* – Юбилейная, *4* – Айхал, *5* – Сытыканская, *6* – Нюрба, *7* – Интернациональная, *8* – Мир, *9* – Дачная, *10* – Комсомольская, *11* – Зарница, *12* – Заполярная.
1 – трубки, содержащие крупные алмазы типа IIa (Зарница и Заполярная), **2** – трубки без них.

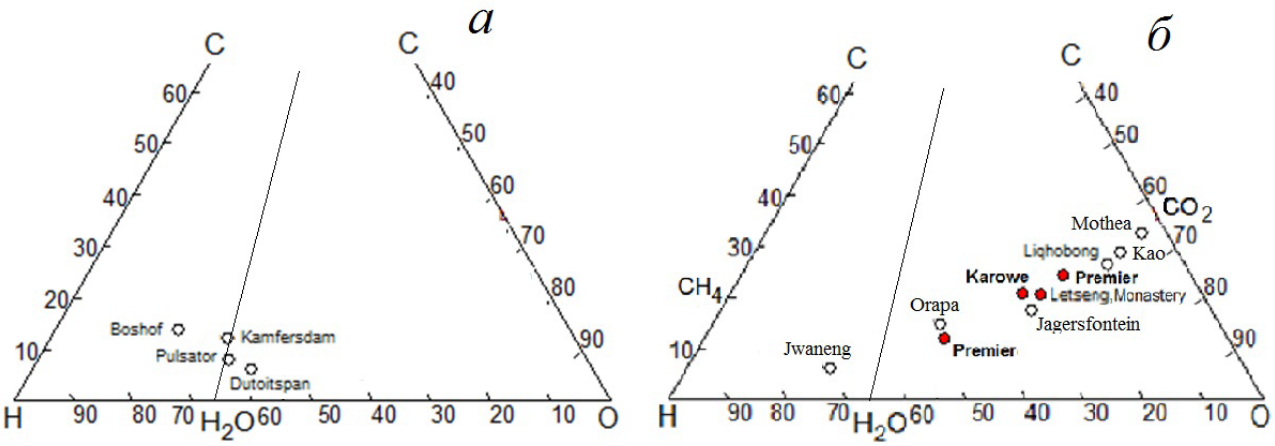


Рис. 3. Расчетный состав флюида для трубок поля Кимберли (*а*) и трубок содержащих алмазы типа IIa более 100 карат (*б*). Красными кружками обозначены трубки с максимальным содержанием гигантских алмазов типа IIa.

пиропов (Simakov and Stegnitskiy, 2021). Данным методом были оценены средние составы флюидов для ряда кимберлитовых трубок Якутии с известным средним содержанием азота в изученных алмазах (рис. 2). Наиболее восстановленные флюиды имеют высокоалмазоносные тр. Интернациональная, Мир и Ботуобинская с высокими средними содержаниями азота в алмазах, крупные алмазы в них отсутствуют. Тр. Зарница и Заполярная, где встречается максимальное количество крупных алмазов соответствуют более окисленным водно-двууглекислым флюидам. При этом содержание азота в алмазах во всех трубках в целом уменьшается с увеличением степени окисленности. Аналогичные расчеты P-T-FO_2 параметров были проведены и для южно-африканских кимберлитовых трубок. Выокоалмазоносные тр. Кимберли, где алмазы-гиганты типа IIa отсутствуют, а известно только одна находка кристалла такой размерности типа I имеют более восстановленный водно-метановый флюид (рис. 3, *а*). В то время как флюиды тр. Карове, Премьер (Куллинан), Летсенг и других, содержащих максимальное количество безазотных алмазов-гигантов, соответствуют водно-двууглекислым составам (рис. 3, *б*). Таким образом, предложенный авторами минералого-петрологический метод позволяет ранжировать кимберлитовые породы по степени вероятности нахождения в них крупных алмазов по расчетам P-T-FO_2 параметров и рассчитанному флюиду. Двууглекисло-водный состав C-H-O флюидов является положительным критерием для нахождения в кимберлитовых трубках крупных алмазов и алмазов-гигантов.

Литература

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е., Барышев А. Н. Распределение структурных примесей в алмазах из кимберлитовых трубок с различной алмазоносностью // Отечественная Геология. 2022. № 5. С. 3–13.

Ferraris R. Presentation at Kimberley International Diamond Symposium (KIDS 2023), 2023. 24–25 August. 34 p.

Moore A. E. Type II diamonds: Flamboyant Megacrysts? // S. Afr. J. Geol. 2009. V. 112. P. 23–38.

Simakov S. K. Redox state of eclogites and peridotites from sub-cratonic upper mantle and a connection with diamond genesis // Contrib Mineral Petrol. 2006. V. 151. P. 282–296.

Simakov S. K., *Stegnitskiy Yu.* A new pyrope-based mineralogical petrological method for identifying the diamond potential of kimberlite/lamproite deposits. // Ore Energ Res Geol. 2021. V. 7. 100013.

Simakov S. K., Scribano V., Melnik N. et al. Nano and Micro Diamond Formation in Nature. Springer Briefs in Earth Sciences. 2023. 132 p.

Sokol A. G., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A. et al. Carbon and nitrogen speciation in nitro. Nitrogen-rich C-O–H–N fluids at 5.5–7.8GPa // Earth Plan Sci Lett. 2017. V. 460. P. 234–243.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А. О. Симанкова, Е. В. Пушкарев

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

В девоне на Южном Урале выделяется несколько структурно-формационных зон, в которых проявляется базитовый магматизм океанического и островодужного типа (Пучков, 2000). В эмсе формируется зона субдукции, сопровождающаяся бонинитовым, базальтовым и риолитовым вулканизмом, представленным контрастным баймак-бурибайскими и таналыкским вулканогенными комплексами в Западно-Магнитогорской зоне. В эмс-эйфельский период в Западно-Магнитогорской зоне вулканизм был проявлен известково-щелочными породами ирендыкского комплекса и контрастной карамалыташской серией (Пучков, 2000). Возрастными аналогами баймак-бурибайского комплекса в Восточно-Магнитогорской зоне являются киембаевский базальтовый и акжарский базальт-риолитовый комплексы, по петрохимическим и геохимическим особенностям относимые к базальтам СОХ и траппоидам платформ (Серавкин, 1992). В среднем девоне к одновозрастным аналогам карамалыташского комплекса в северной части Восточно-Магнитогорской зоны относят субокеанические натриевые толеиты Гумбейской зоны: буранный, сухтелинский и браиловский комплексы (Язева, Бочкарев, 1998). В Западно-Мугоджарской зоне среднедевонские вулканогенные комплексы представлены формациями, сменяющимися от океанических толеитов до островодужных: актогайский и мугоджарский комплексы, куркудукский и милыашинский комплексы (Пучков, 2000; История…, 1984). В позднем девоне завершается островодужный вулканизм, происходит мягкая коллизия магнитогорской островной дуги к краю Восточно-Европейской платформы, проявляются шарьяжные процессы, происходит формирование аллохтонов, начинает преобладать режим эрозии горных сооружений с образованием зилаирского флиша D_3–C_1 (Пучков, 2000). В это время на Южном Урале, как считается, окончательно формируется структура Сакмарской зоны с крупными мафит-ультрамафитовыми аллохтонами (Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский и др.), образующими в современном залегании верхние тектонические пластины. Хабарнинский аллохтон площадью около 400 км^2, расположенный в нескольких километрах западнее Новотроицка, является одним из наиболее сложных по своему геологическому строению. Он включает несколько магматических комплексов и метаморфические породы в его основании, которые прорваны многочисленными дайками долеритов, собранных в крупные рои. В восточной части аллохтона, где сконцентрирована большая часть даек, простирание тел субширотное, в северной и северо-западной частях массива дайки имеют северо-западное простирание. Протяженность даек варьируется от первых метров до 15 км, мощность достигает до 20 м. Геологические данные о том, что долеритовые дайки выходят за границу аллохтона и прорывают парааутохтонные комплексы отсутствуют.

Долеритовые дайки Хабарнинского аллохтона обладают однородным химическим составом. На диаграмме TAS фигуративные точки составов долеритов компактно ложатся в поле базальтов нормальной щелочности. В долеритах содержание кремнезема SiO_2 = 49,3 мас. %, сумма щелочей – от 2,5 до 3,5 мас. % с преобладанием натрия. Железистость пород варьирует от 0,5 до 0,6. Среднее содержание TiO_2 в долеритах – 1,6 мас. %, MgO – 5,6 мас. %. По распределению редкоземельных элементов долериты близки к базальтам срединно-океанических хребтов. Долериты имеют более высокие содержания крупноионных литофильных элементов

© Симанкова А. О., Пушкарев Е. В.

(Rb, Ba, Sr) относительно базальтов СОХ-типа. Европиевая аномалия отсутствует, что может свидетельствовать о первичности расплавов без заметной их дифференциации.

При сопоставлении долеритовых даек Хабарнинского аллохтона со среднедевонскими вулканитами океанического типа разных зон Южного Урала выявлены общие черты сходства по ряду петрогенных компонентов: TiO_2, Al_2O_3, K_2O. При этом присутствуют вариации в содержании Na_2O и CaO в сравнении с натриевыми толеитами Гумбейской зоны и MgO в сравнении с базальтами киембаевского комплекса. Характер распределения РЗЭ в долеритах схож с породами киембаевского и мугоджарского комплексов. Натриевые толеиты Гумбейской зоны имеют более низкое содержание РЗЭ и Eu-минимум в сравнении с долеритами Хабарнинского аллохтона.

Согласно полученным изотопно-геохронологическим данным (Sm-Nd и Ar-Ar методы), возраст долеритов соответствует позднему девону 377–360 млн лет. Следовательно, они связаны с самым молодым на Урале проявлением магматизма СОХ-типа. По петрохимическим и геохимическим данным хабарнинские долериты похожи на среднедевонские вулканические породы океанического типа на Южном Урале, однако они не формируют типичного для них комплекса параллельных даек, связанного с рифтогенезом в срединно-океанических хребтах, задуговых бассейнах или в обстановках внутридугового растяжения. Можно утверждать, что источником долеритов Хабарнинского аллохтона послужила относительно слабодеплетированная астеносферная мантия, сходная с перидотитами СОХ. Вовлечение такого материала в область магмагенерации в позднем девоне могло быть связано с астеносферным диапиром, внедрившегося в зону разрыва слэба на стадии завершения субдукции в Магнитогорской дуге в среднем девоне. Аналогичный сценарий предполагается, например, для формирования долеритов ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса на Северном Урале (Холоднов, 2024), близкого к хабарнинским по петрогеохимическим характеристикам и возрасту. Можно предположить также, что вовлечение астеносферного материала в область плавления связано с увеличением глубины магматических очагов после коллизии Магнитогорской островной дуги и края ВЕП в позднем девоне. Наконец, нельзя исключать, что хабарнинские долериты могут быть связаны с проявлением плюмового магматизма Кольско-Днепровской крупной изверженной провинции, к которым относятся рои позднедевонских долеритовых даек в Пайхой-Новоземельской складчатой зоне и Башкирском антиклинории (Шайбеков, 2012; Puchkov, 2016).

Работа выполнена по госбюджетной теме 123011800009-9 в Лаборатории петрологии магматических формаций ИГГ УрО РАН. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург).

Литература

История развития Уральского палеоокеана. Москва: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 162 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Серавкин И.Б., *Косарев А.М.* и др. Вулканизм Южного Урала. Москва: Наука, 1992. 197 с.

Холоднов В.В., *Шагалов Е.С.*, *Петров Г.А.* Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постаккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал) // Литосфера. 2024. Т. 24. № 1. С. 5–28.

Шайбеков Р.И. Новые данные о возрасте пород габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория (Россия, Ненецкий автономный округ) // Известия Коми НЦ УРО РАН. 2012. Т. 4. № 12. С. 67–73.

Язева Р.Г., *Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Puchkov V., Ernst R.E. et al. A Devonian >2000-km-long dolerite dyke swarm-belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF. 2016. V. 138. № 1. P. 6–16.

КОНТРАСТНЫЕ УСЛОВИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВЫСОКИХ СТУПЕНЕЙ В ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

А. В. Скобленко

Геологический институт РАН, Москва, askoblenko@uj.ac.za

Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАОП) представляет собой крупнейшую структуру Евразии, сформированную в результате эволюции Палеоазиатского океана в течение позднего мезопротерозоя-раннего мезозоя. В строении западного сегмента ЦАОП, включающего складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западной части Китая, выделяются палеозойские островодужные и аккреционные структурно-вещественные комплексы, включающие фрагменты офиолитовых разрезов и комплексов океанических островов. Для западного сегмента ЦАОП характерно присутствие узких протяженных тектонических зон, сложенных метаморфическими породами различных ступеней и генезиса, включая высоко- и ультравысокобарические образования (эклогиты, гранатовые пироксениты, гранат-кианитовые гнейсы (кислые гранулиты), гранатовые перидотиты, карбонатно-силикатные породы, гранат-глаукофановые сланцы и метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, и их производные). Время проявления метаморфизма высоких ступеней в рассматриваемой части ЦАОП охватывает интервал от позднего эдиакария до позднего ордовика и в целом соответствует времени коллизионных и аккреционных процессов.

Для Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области ЦАОП, включающей в себя Северный, запад Центрального и Южный Казахстан, а также Северный Тянь-Шань, характерно присутствие крупных массивов с докембрийской континентальной корой, которые обрамляются интенсивно дислоцированными нижнепалеозойскими образованиями. В строении фундамента этих докембрийских массивов участвуют метаморфические комплексы высоких ступеней в пределах Кокчетавского (зерендинская серия), Чуйско-Кендыктасского (актюзский комплекс), Иссыккульского (макбальский комплекс), Жельтавского (кояндинский и анрахайский комплексы) и Ишим-Нарынского (кассанская серия) массивов. Эти породы были сформированы на пике метаморфизма в интервале ~535–475 млн лет при температурах свыше 800 °C (за исключением актюзского комплекса с оцененными параметрами температуры ~700 °C) и давлениях, превышающих 1,8 ГПа. Предполагается, что протолиты метаосадочных пород входили в состав эдиакарско-кембрийского чехла докембрийских массивов, в то время как протолиты эклогитов и гранатсодержащих кислых гранулитов представляли собой фрагменты различных коровых комплексов фундамента массивов.

В Джунгаро-Балхашской области ЦАОП, включающей Центральный Казахстан и северо-западный Китай, метаморфические комплексы высоких ступеней участвуют в строении серпентинитовых меланжей, слагая отдельные блоки совместно с фрагментами плутонических частей офиолитовых разрезов надсубдукционного типа, кремнисто-базальтовыми толщами с базальтами типа N-MORB и OIB, кремнистыми и кремнисто-туфогенными толщами. Метаморфические породы здесь представлены главным образом ассоциациями в различной степени амфиболитизированных эклогитов (редко) и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев, выявленные в офиолитовых зонах – Северо-Балхашской (Центральный Казахстан), а также Тангбале, Барлеик и Майлы (Западная Джунгария). Минеральные ассоциации пород характеризуют два эпизода проявления метаморфических преобразований в периоды ~490 млн лет

© Скобленко А. В.

и ~470–458 млн лет при P < 1,9 ГПа, T < 600 °C. Метаморфические породы этих зон формировались за счет преобразования в высокобарических условиях океанических вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов.

К северо-востоку от Джунгаро-Балхашской области сходные метаморфические комплексы высоких ступеней в составе серпентинитовых меланжей выделяются в пределах Иртышско-Зайсанской области (Чарская зона) и в западной части Алтае-Саянской области (Горный Алтай) в Чарышско-Теректинской (Уймонской) и Курайской зонах (Чаган-Узунский офиолитовый массив). Протолиты пород, вероятно, были представлены фрагментами океанических комплексов (базальты N-MORB, вулканогенно-осадочные толщи), преобразованными на пике метаморфизма при P 1,5–2 ГПа, T < 700 °C. Однако время проявления пиковых метаморфических преобразований для (±эклогит)-глаукофансланцевых ассоциаций рассматриваемых зон различается и соответствует этапам ~636–585 млн лет для пород Курайской зоны, ~491–484 млн лет для пород Чарышско-Теректинской зоны, и ~ 450 млн лет для пород Чарской зоны.

P-T градиенты и предполагаемая тектоническая принадлежность протолитов пород высоких ступеней в западной части ЦАОП характеризуют контрастные условия и обстановки формирования метаморфических комплексов. В Джунгаро-Балхашской, Иртышско-Зайсанской и западной части Алтае-Саянской области метаморфические породы представлены в различной степени измененными (±эклогит)-глаукофансланцевыми ассоциациями с серпентинитами, для которых предполагаются внутриокеанические обстановки формирования в условиях «холодного» геотермического градиента при P < 2,0 ГПа, T < 700 °C. При этом высокобарические породы помимо метаморфических преобразований в процессе субдукции, по-видимому, испытывали неоднократные эпизоды метасоматической переработки в зоне взаимодействия слэба и мантийного клина, что среди прочего выражается в зональном распределении компонентов в минералах и изотопно-геохимических характеристиках пород. В Кокчетав-Северотяньшаньской области ведущую роль в метаморфических преобразованиях пород играют процессы субдукции фрагментов докембрийской континентальной коры в раннем палеозое (535–475 млн лет), связанные с частичным плавлением коровых комплексов с образованием мигматитов и жил гранитоидов в ассоциации с эклогитами в более высокотемпературных условиях при T > 800 °C; P > 1,8 ГПа. При этом Кокчетавский массив (Северный Казахстан) представляет собой уникальный пример вовлечения в субдукционные процессы коровых комплексов вплоть до формирования алмаз- и коэситсодержащих парагенезисов при P > 4–6 ГПа; T 800–1000 °C.

ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ СЕРЫ ЭКЛОГИТОВ И МАСШТАБЫ ФЛЮИДНОГО МАССОПЕРЕНОСА В КОРНЕВЫХ ЗОНАХ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ (СЕВЕРО-МУЙСКИЙ БЛОК, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

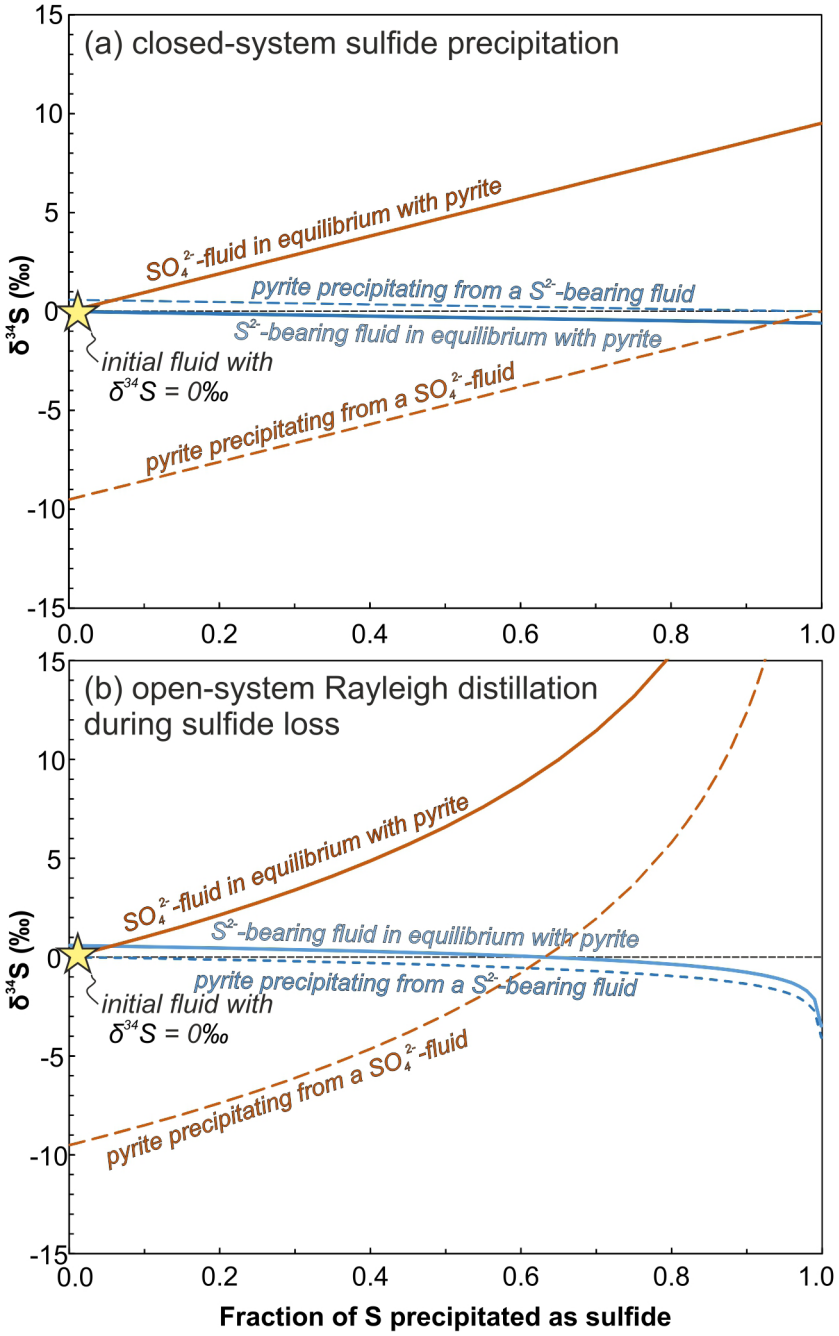
С. Ю. Скузоватов[1], Ю. И. Тарасова[1], В. Н. Реутский[2], Т. А. Веливецкая[3], В. С. Шацкий[2]

[1] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, skuzovatov@igc.irk.ru
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск
[3] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Водные флюиды и богатые H_2O расплавы, генерируемые в процессе субдукционного погружения, деволатилизации слэба и частичного плавления, имеют ключевое значение для формирования и сохранения химической неоднородности верхней мантии. Особую важность имеет корово-мантийное рециклирование летучих компонентов (C, H, O, S) в субдукционных флюидах, которые во многом определяют редокс-реакции в надсубдукционной мантии и способность флюидов транспортировать в различной степени несовместимые элементы и металлы в вышележащую мантию (Kelley and Cottrell, 2009; Evans et al., 2017). Современные зоны субдукции и их древние аналоги, включая обстановки островных дуг и задуговых бассейнов, сопровождаются систематическими проявлениями гидротермальной активности вплоть до крупных месторождений некоторых основных и благородных металлов (Wang and Xiao, 2018). Тем не менее, взаимосвязь между окислительно-восстановительными условиями, степенью мобилизации металлов и формированием месторождений надсубдукционных обстановок все еще остается дискуссионной.

Для решения этого вопроса существенное внимание в последнее десятилетие было уделено источникам и происхождению сульфидных парагенезисов, включая их изотопные характеристики, в метабазитах, метаосадочных породах и серпентинитах высокобарических комплексов океанических обстановок (Brown et al., 2014; Crossley et al., 2018; Evans et al., 2014; Li et al., 2021; Walters et al., 2019), и – в меньшей степени – поведению серы в обстановках континентальной субдукции, которые характеризуются более ограниченным флюидопереносом и проницаемостью коры. Симплектитовые и амфиболизированные порфиробластовые эклогиты Северо-Муйского блока (северное Забайкалье) содержат рассеянную сульфидную минерализацию с составом пирит + халькопирит ± пирротин, имеющую метасоматическое происхождение и сформированную на стадии ретроградной гидратации, тогда как первичных (магматических) или проградных сульфидов в породах не обнаружено. Данный факт предполагает незначительное содержание серы в породах протолита континентального происхождения или частичную потерю серы в проградном метаморфизме. Новообразованный метасоматический пирит в различной степени обогащен сидеро- и халькофильными элементами, из которых Cu, Zn, Pb, As, Hg, Tl, и Bi в среднем имеют систематически более высокое содержание в симплектитовых эклогитах. Отсутствие сколь-либо значимой зональности в распределении Co–Ni указывает на отложение сульфидов в едином событии просачивания флюида. Привнос содержащих S и H_2O флюидов привел к кристаллизации пирита с контрастными значениями $\delta^{34}S$, наблюдаемых в гидротермально измененных океанических базитах и ультрамафитах (~+0÷+9‰), и сульфидов из метаосадков и вулканических пород океанического дна (–10÷–6‰). В симплектитовых эклогитах вариации $\delta^{34}S$ в пределах образца (до ~5‰) наиболее вероятно являются результатом метасоматического взаимодействия окисленных,

© Скузоватов С. Ю., Тарасова Ю. И., Реутский В. Н., Веливецкая Т. А., Шацкий В. С.



Модели изотопного фракционирования серы в условиях закрытой системы (а) и Рэлеевской дистилляции при потере сульфида (б) при 550 ºС.

содержащих SO_4^{2-} флюидов на уровнях гранулитовой фации нижней коры (рисунок), что согласуется с находками включений и микровключений барита в пирите. Более ограниченные вариации $\delta^{34}S$ в образцах амфиболизированных порфиробластовых эклогитов могли контролироваться отложением пирита из восстановленных (с серой в форме H_2S или HS^-) флюидов в силу незначительного изотопного фракционирования серы в паре Δпирит–H_2S (рисунок). Присутствие контрастных источников серы может быть следствием локального происхождения флюидов в случае неоднородного строения литосферы в зоне субдукции и коллизии,

где в качестве источников тектонически совмещены в различной степени измененные базиты и метаосадочные породы. В качестве альтернативного механизма можно предполагать последовательную эволюцию единого H_2O–CO_2 флюида от условий эклогитовой до гранулитовой фации с уменьшением соотношения вода/порода, окислением серы и отложением обедненных ^{34}S сульфидов в симплектитовых эклогитах.

Исследования инициированы в рамках проекта № 21-77-10038 и продолжаются при поддержке базового проекта государственного задания ИГХ СО РАН № 0284-2021-0007.

Литература

Brown J.L., *Christy A.G.*, *Ellis D.J.* et al. Prograde sulfide metamorphism in blueschist and eclogite, New Caledonia // Journal of Petrology. 2014. V. 55(3). P. 643–670.

Crossley R.J., *Evans K.A.*, *Jeon H.* et al. Insights into sulfur cycling in subduction zones from in-situ isotope analysis of sulphides in high-pressure serpentinites and 'hybrid' samples from Alpine Corsica // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 359–378.

Evans K.A., *Tomkins A.G.*, *Cliff J.* et al. Insights into subduction zone sulfur recycling from isotopic analysis of eclogite-hosted sulfides // Chemical Geology. 2014. V. 365. P. 1–19.

Evans K.A., *Reddy S.M.*, *Tomkins A.G.* et al. Effects of geodynamic setting on the redox state of fluids released by subducted mantle lithosphere // Lithos. 2017. V. 278–281. P. 26–42.

Li J.-L., *Klemd R.*, *Huang G.-F.* et al. Unravelling slab $\delta^{34}S$ compositions from in-situ sulphide δ^{34S} studies of high-pressure metamorphic rocks // International Geology Review. 2021. V. 63(1). P. 109–129.

Kelley K.A., *Cottrell E.* Water and the oxidation state of subduction zone magmas // Science. 2009. V. 325. P. 605.

Walters J.B., *Cruz-Uribe A.M.*, *Marschall H.R.* Isotopic compositions of sulfides in exhumed high-pressure terranes: implications for sulfur cycling in subduction zones // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2019. V. 20. 10.1029/2019GC008374.

Wang Y.-Y., *Xiao Y.* Fluid-controlled element transport and mineralization in subduction zones // Solid Earth Sciences. 2018. V. 3. 87e104.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛЕГЕНДЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

А. И. Слабунов, С. А. Светов, А. В. Степанова, П. В. Медведев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Тектоническая карта – это картографическое отображение моделей строения (архитектуры) земной коры, а также геодинамических обстановок формирования, слагающих их вещественных комплексов [Тектонический…, 2016].

Исходя из сказанного, петрологическая и геохимическая информация о геологических (магматических, осадочных, метаморфических) комплексах имеет важнейшее значение при составлении тектонической карты, так как именно эти данные являются ключевыми при реконструкции геодинамических обстановок.

Геологической основой для новой тектонической карты является обзорная геологическая карта масштаба 1 : 750 000 созданная коллективом Института геологии КарНЦ РАН под руководством В. С. Куликова (Куликов и др., 2017). Географически она включает территорию Республики Карелия и сопряженных областей северо-запада России и восточной Финляндии. С точки зрения тектонического районирования – это древнее ядро Фенноскандинавского щита – Карельский архейский кратон, который граничит с архейско-протерозойской Беломорской провинцией на северо-востоке и палеопротерозойской Свекофеннской провинцией – на юго-западе, в акватории Белого моря и Ладожского озера выделяются мезо-неопротерозойские рифтогенные структуры (авлакогены), а в южной части территории он (щит) перекрывается вендско-фанерозойским осадочным чехлом Русской плиты. При работе над новой тектонической картой будет использован опыт подготовки тектонической карты Карелии (Слабунов, Полин, 2022, Слабунов и др., 2022).

По особенностям состава среди архейских зеленокаменных образований будут выделены комплексы-индикаторы океанической коры: базальт-коматиитовые океанических плато и офиолитовые (задуговых бассейнов, супрасубдукционные и инициальные) (Слабунов и др., 2006). Имеющиеся данные по геохимии метавулканитов и осадочных пород зеленокаменных комплексов позволяют выделять среди них индикаторы вулканических построек островных дуг, а также преддуговых и задуговых осадочных бассейнов. Материалы по метамофической петрологии позволяют выделить важные для понимания субдукционной геодинамики архейские и палеопротерозойские эклогитсодержащие комплексы.

Наиболее широко среди архейских комплексов пределах щита развиты гранитоды. На тектонической карте гранитоиды будет классифицированы по трем главным параметрам: 1) по возрасту кристаллизации; 2) по составу источников плавления (на основании анализа их Nd систематики), 3) по особенностям химического и минерального состава (Moyen, 2020): ассоциация тоналитов-трондъемитов-гранодиоритов (ТТГ) (низко-, средне-, высокобарные), санукитоиды, граниты (обычные биотитовые, обогащенные ЛРЗЭ, мусковит-биотитовые), щелочные граниты. Связь гранитоидов с определенными геодинамическими процессами не всегда очевидна, поэтому в качестве геодинамических индикаторов будут выделяться только такие из них как коллизионные S-граниты, анорогенные А-гранит.

Для оценки влияния мантийных плюмов на литосферу региона будут использоваться такие их проявления как бимодальный, щелочной, кимберлитовый магматизм. Важно также оценить архитектуру плюмгенерированных магматических провинций, включающих в себя дайковые рои, расслоенные интрузии, силловые провинции и вулканичиеские поля. Мафические

© Слабунов А. И., Светов С. А., Степанова А. В., Медведев П. В.

магматические комплексы являются основой для выявления обстановок континентального рифтогенеза. Условия формирования расплавов базитов, оцениваемые по составу ранних ликвидусных фаз и включений в них, а также оценки потенциальных температур в источнике являются ключевыми при идентификации проявлений плюмового магматизма.

Осадочные бассейны, генетически связанные с плюмами, характирузуются, кроме проявления в них основного магматизма в виде вулканитов и силлов, фациальными особенностями седиментации в зависимости от тектонической природы, что будет использоваться при создании карты.

Изучение проявлений метаморфизма и его эволюция имеет принципиально важное значение для геодинамических реконструкций и эти процессы имеют высокую степень изученности в регионе (Глебовицкий и др, 1996 и ссылки там). Так важным индикатором коллизионной геодинамики является наличие метаморфических комплексов, эволюционирующих по «часовой стрелке» в области устойчивости кианита с образованием на пике высокобарных (кианитовая субфация) гранулитов, сменящихся парагенезами амфиболитовой фации (Ревердатто и др., 2017). Аккреционный стиль эволюции метаморфических комплексов с широким развитием высокотемпературного / умеренно-низкобарического метаморфизма проявлен в юго-западной части территории в пределах форланда Свекенофеннского орогена (Балтыбаев, 2013).

Таким образом, данные о петрологии и геохимических особенностях вещественных комплексов будут основой для оценки их геодинамической природы.

Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск) по теме FMEN-2023-0009.

Литература

Балтыбаев Ш. К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.

Глебовицкий В. А., *Миллер Ю. В.*, *Другова Г. М.* и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Куликов В. С., *Светов С. А.*, *Слабунов А. И.* и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского НЦ РАН. № 2. Серия Геология докембрия. 2017. С. 3–41.

Природа и модели метаморфизма. Ревердатто и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.

Слабунов А. И., *Полин А. К.* Тектоническая карта // Атлас Республики Карелия; отв. ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. С. 14–15.

Слабунов А. И., *Светов С. А.*, *Степанова А. В.* и др. Новая тектоническая карта Карелии: принципы построения и их реализация // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 132–138.

Слабунов А. И., *Лобач-Жученко С. Б.*, *Бибикова Е. В.* и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3–32.

Тектонический кодекс России / Межеловский Н. В. (Отв. ред.). М.: ГЕОКАРТА: ГЕОС. 2016. 240 с.

Moyen J.-F. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin // DEY, S. &MOYEN, J.-F. (eds) Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 489, 2020.

КАРТИРОВАНИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОКА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ МАСШТАБА 1:50 000 НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ: ЗАДАЧИ, МЕТОДИКА, ПРАКТИЧЕСКАЯ ОТДАЧА

А. О. Соболев

ООО «Геоконсалт Групп», Санкт-Петербург, saofeast@mail.ru

На основании опытно-методических работ впервые в отечественной практике, при крупномасштабном картировании риолитоидно-гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций и связанных с ними вулканоструктур в Примагаданском сегменте Охоско-Чукоткого вулканического пояса, были разработаны критерии выделения пород субвулканической, экструзивной и покровной фаций [1; 2]. Их диагностические признаки сведены в таблицу, представленную в презентации доклада.

Из данной таблицы следует, что для обоснованного выделения разных фаций необходимо получить комплекс их мега-, макро- и микроскопических признаков. Кроме того, они имеют и петрогеохимические отличия. Информативными в полевых наблюдениях являются: морфология горных сооружений, характер отдельности, размеры и количество минералов-вкрапленников, наличие или отсутствие гомеогенных и фьяммевидных обособлений и ксенолитов. К микроскопическим признакам относятся текстура и степень раскристаллизации основной массы, количественные соотношения идиоморфных вкрапленников и их обломков. Наиболее «работающими» петрохимическими критериями являются калиевость и кальциевость пород, а так же степень окисленности железа. Например, породы экструзивных фаций ольского комплекса отличаются наиболее высокой калиевостью и повышенными содержаниями Rb, U,Th, Nb, иногда Y.

При фациальном анализе пород эффузивно-интрузивных массивов целесообразно использовать следующие бинарные диаграммы: кремнезем – сумма щелочей, калий-натрий, кремнезем – коэффициент окисленности, рубидий-стронций, торий-уран, иттрий-ниобий. Петрогеохимические признаки применимы при региональных построениях, но наиболее отчетливо они «работают» в пределах конкретных вулканоструктур. На новом этапе геологического картирования масштаба 1:50 000 в окраинноконтинентальных и внутриконтинентальных вулканических поясах, прежде всего на тер-ритории ДВФО РФ, для выявления потенциально рудоносных участков применение данно-го подхода представляется обязательным.

Авторский опыт показывает, что на созданных во времена СССР многих геологических картах масштаба 1:50 000 первого и даже второго поколений по территориям Приморского, Хабаровского краям и Магаданской области участки развития вулканитов часто показаны как однородные, без выделения фаций и палеореконструкций вулканоструктур. Связь золото-серебрянных эпитермальных месторождений с экструзивными фациями показана на многочисленных месторождениях, в частности на изученных автором месторождениях Салют, Полянка, рудопроявлениях Милоградовское (Лимовое) Союз.

Литература

Соболев А. О., *Умитбаев Р. Б.* Крупномасштабное картирование риолитоидно-гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций и связанных с ними вулканоструктур в Примагаданском сегменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 1992 г. Отчет по договору 118д. Санкт-Петербург, 110 с. http://mfgi.ru/index.php/component/mfgi/?id=24291 (дата обращения 13.05.2025).

Соболев А. О., Умитбаев Р. Б. К методике крупномасштабного картирования риолитоидно-гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации, Сыктывкар, 1997. С. 53–55.

© Соболев А. О.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ПОДНЯТИЯ ЕНГАНЕПЭ КАК ИНДИКАТОРЫ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. А. Соболева[1], И. Д. Соболев[2], Т. А. Вовчина[1]

[1] Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, aa_soboleva@mail.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sobolev_id@mail.ru

На поднятии Енганепэ на западном склоне Полярного Урала выходит на поверхность комплекс доуралид, представленный породами бедамельской серии (R_3–V) и терригенными отложениями енганепэйской свиты (V_2– $Є_1$). Магматические образования представлены вулканитами в составе бедамельской серии и их субвулканическими аналогами, а также позднерифейскими плутоническими породами.

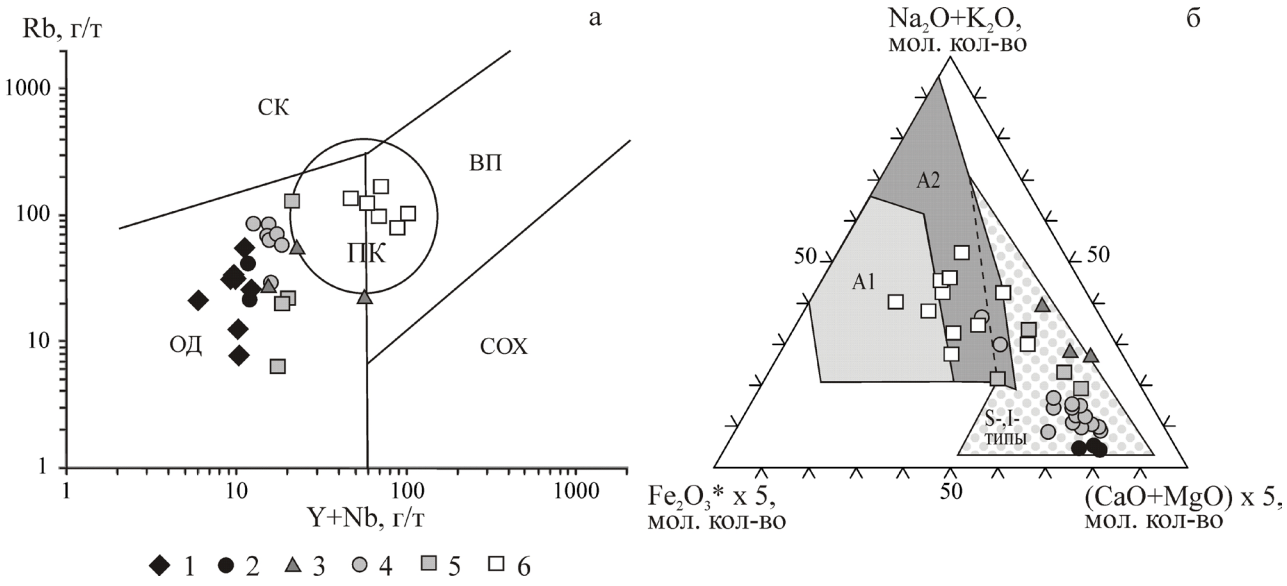
Геохимические особенности интрузивных пород с учетом наблюдаемых геологических взаимоотношений и U-Pb возрастов позволяют предположить основные этапы эволюции магматизма и смену геодинамических обстановок (рисунок, *а*) в позднем докембрии на территории северной части Полярного Урала:

1. Формирование во второй половине позднего рифея примитивной островной дуги. Извержения вулканитов непрерывной серии сопровождались внедреним интрузий габбродиоритов, кварцевых диоритов и тоналитов позднерифейского возраста – 734–719 млн лет (Моргунова, Соболева, 2007, Государственная…, 2007), слагающих тектонические блоки в серпентинитовом меланже в северной части поднятия Енганепэ. По сравнению с NMORB породы этой ассоциации обогащены LILE и обеднены HFSE, для них характерны низкие содержания Ta и Nb, а также низкие ΣREE при слабо дифференцированных спектрах REE и отсутствии или небольшом дефиците Eu (таблица).

Возраст, млн лет	Породы	ΣREE, г/т	La_n/Yb_n	La_n/Sm_n	Gd_n/Yb_n	Eu_n/Eu_n^*
734–719	Габбро и габбродиориты	11–62	0,7–3,1	0,6–2,2	0,9–1,6	0,34–1,11
	Диориты и кварцевые диориты	12–30	1,8–3,4	1,6–2,5	0,9–1,2	0,67–1,02
	Тоналиты	31–33	3,5–3,9	2,7–3,1	1,0	0,79–0,80
670±5	Плагиограниты	40–207	6,1–19,3	3,5–5,0	1,2–2,0	0,34–0,57
638±5	Граниты и гранодиориты	47–112	5,0–10,0	3,0–5,3	1,1–2,6	0,85–1,27
555–547	Риолиты и риодациты	111–231	2,2–5,7	1,8–3,0	0,6–1,7	0,04–0,44

2. Аккреционные процессы, предполагаемые по геохимическим особенностям плагиогранитов с возрастом 670±5 млн лет (Khain et al., 2003), образующих секущие жилы в габбродиоритах, кварцевых диоритах и тоналитах тектонических блоков в меланже. Плагиограниты богаче литофильными элементами-примесями по сравнению с гранитоидами первого этапа. При таком же высоком, как в породах непрерывной ассоциации, содержании LILE они

© Соболева А. А., Соболев И. Д., Вовчина Т. А.



а – диаграмма Дж. Пирса (Pearce, 1996), *б* – диаграмма А. В. Гребенникова (Гребенников, 2014). *1–3* – гранитоиды из блоков в меланже: кварцевые диориты (*1*), тоналиты (*2*), плагиограниты (*3*); *4* – гранитоиды м-ва Южный; *5* – гальки гранитоидов из конгломератов енганепэйской свиты; *6* – риолиты экструзивной и субвулканической фаций.

характеризуются намного более высокими концентрациями HFSE, дифференцированным спектром распределения REE и проявленным дефицитом Eu при более высоких ΣREE.

3. Формирование в конце позднего рифея зрелой островной дуги или активной континентальной окраины (Арктиды?) и внедрение интрузивов гранодиоритов и гранитов. Возраст гранитоидов массива Южный в южной части поднятия Енганепэ – 638 ± 5 млн лет (Соболева и др., 2012). Породы отличают высокие величины LILE/HFSE, низкие концентрации Nb, Ta, невысокие – ΣREE при относительном обогащении LREE и слабо проявленном или отсутствующем дефиците Eu.

4. Выведение в конце венда на поверхность и разрушение островодужных (и окраинно-континентальных?) магматических пород, формирование вулканомиктовых терригенных пород енганепэйской свиты, в том числе конгломератов, содержащих обломки гранитоидов, аналогичных по составу породам массива Южный (Соболева и др., 2012). Субсинхронная эксплозивная вулканическая деятельность в 559–552 млн лет (Соболева и др., 2013) и внедрение субвулканических тел и экструзий риолитов с возрастом 555–547 млн лет (Шишкин и др., 2004), развитых на юге поднятия Енганепэ. Риолиты обогащены LILE, в них заметно более высокие по сравнению с позднерифейскими гранитоидами содержания Ta, Nb, других HFSE и повышенные концентрации ΣREE при сильном дефиците Eu. По геохимическим особенностям они соответствуют гранитам A2-типа (рисунок, *б*), образующимся в условиях локального растяжения при постсубдукционных и постколлизионных процессах.

Работа выполнена в рамках темы ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ГР № 122040600012-2 и при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00266.

Литература

Гребенников А. В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

Моргунова А. А., Соболева А. А. Реликты корневой части позднерифейской примитивной островной дуги на севере поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007. № 12. С. 13–18.

Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И. и др. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 524–530.

Соболева А.А., Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. и др. Возраст покровной фации наиболее поздних вулканитов доуралид Полярного Урала по данным U-Pb датирования цирконов // От минералогии до геохимии: Мат-лы межд. научн. конф. Береговое, Крым, 2013. С. 192–194.

Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И. и др. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 148–150.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000. Серия Уральская. Лист Q-41. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 329–358.

Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. № 19. P. 120–125.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КЫВВОЖСКОГО РАЙОНА СРЕДНЕГО ТИМАНА

М. Ю. Сокерин, Ю. В. Глухов, К. Г. Пархачева, С. К. Кузнецов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Кыввожский район занимает центральную часть Вольско-Вымского поднятия, сложенную в основном породами верхнего рифея, претерпевшими региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Интрузивные образования представлены габбродолеритами среднетиманского комплекса позднего рифея и канино-тиманского комплекса среднего девона. Выделяется Кыввожское золотороссыпное поле, включающее Среднекыввожскую, Кыввожскую, Димтемъельскую россыпи.

В 2009–2014 гг. ООО «Ухтагеосервис» проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов россыпного золота. В 2018–2020 гг. Сыктывкарским сектором Института Карпинского выполнено геологическое доизучение района. Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН изучены золото из аллювиальных отложений, геохимические особенности и минеральный состав зон развития сульфидной минерализации.

В аллювиальных отложениях преобладает полуокатанное и хорошо окатанное золото, величина частиц которого варьирует в широких пределах, достигая размеров небольших самородков (Дудар,1996; Глухов и др., 2018; Пархачева и др., 2024). Многие частицы претерпели повторные деформации в виде конвертообразных изгибов, вмятин и разрывов. У большинства золотин наблюдаются высокопробные каймы. В составе золота всегда присутствует Ag, содержание которого достигает 41,9 мас. %. Иногда отмечаются Cu (до 10,7 масс. %), Pd (до 1,9 масс. %) и Hg. Часто обнаруживаются частицы золота блочного строения с высокосеребристыми низкопробными прожилковидными зонами, прослеживающимися по периферии блоков. В сростках с золотом и в виде включений в нем отмечаются кварц, пирит, галенит, мусковит, изредка – минералы ряда кобальтин-герсдорфит, галеновисмутит, самородный висмут, ауростибит, судовиковит. Выделяется три типа золота: относительно гомогенное серебросодержащее, серебросодержащее блочное с высокосеребристыми прожилками по границам блоков и редко встречающееся серебросодержащее с медью и палладием. Морфология, состав и строение россыпного золота свидетельствуют о его поступлении в россыпи из различных, в том числе, близко расположенных источников.

Наибольший интерес представляют зоны развития прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, контролирующиеся разрывными нарушениями северо-западного простирания. Сульфидные прожилки выполняют трещины, согласные сланцеватости вмещающих пород.

Зоны развития сульфидной минерализации характеризуются повышенным содержанием Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Bi, Au, редкоземельных элементов. Основным минералом сульфидных прожилок является пирит, нередко наблюдающийся в породах в виде крупных вкраплений величиной до нескольких сантиметров. Состав пирита близок к стехиометричному, нередко в нем отмечаются примеси Co, Ni, As и Cu. В ассоциации с пиритом находятся пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, монацит, ксенотим, ковеллин, халькозин, борнит и другие минералы (Кузнецов и др., 2014).

Самородное золото устанавливается крайне редко. Единичные микрочастицы обнаружены в серицит-хлорит-кварцевых сланцах лунвожской свиты, в протолочках кварцевых песчаников и сланцев лунвожской свиты с вкрапленностью сульфидов и развитием гидроксидов железа руч. Средний Кыввож. Золото неокатанное пластинчатой и сложной формы, размер частиц

© Сокерин М. Ю., Глухов Ю. В., Пархачева К. Г., Кузнецов С. К.

составляет 0,1–0,4 мм. По составу оно весьма высокопробное, содержание Ag составляет 0,7–2,4 мас.%. Внутреннее строение однородное. В одной из частиц обнаружено включение пентландита с примесью кобальта –2,7 мас.%. В протолочной пробе микрочастица золота установлена на поверхности зерна пирита, в ассоциации с которым присутствуют галенит и халькопирит.

Вблизи водораздела на правобережье руч. Средний Кыввож в протолочках кварцевых песчаников в зоне их контакта с серицит-кварц-хлоритовыми сланцами лунвожской свиты установлено морфологически весьма своеобразное самородное золото, детально описанное ранее (Сокерин и др., 2022). Зона контакта тектонически сильно нарушена, кварцевые песчаники брекчированы, характерно обильное развитие глинки и гидроксидов железа. Золото имеет облик сложных округло-комковатых, комковато-ветвистых, амебообразных зерен и агрегатов размером по удлинению от 0,04 до 0,16 мм.

Внутреннее строение частиц золота характеризуется относительно однородной внутренней областью и контрастирующей по составу низкопробной каймой. Содержание Ag во внутренних областях варьирует в узком интервале значений – от 6 до 9 мас. %. От центра к краю золотин наблюдается сначала плавное, затем резкое увеличение концентрации Ag до 10–17 мас. % в разных зернах. Содержание Ag в каймах в 1,5–2 раза выше, чем во внутренних областях. Во всех полученных срезах золотин кайма является непрерывной и имеет одинаковую толщину около 1 мкм. Кроме того, на поверхности золотин присутствуют выделения весьма высокопробного золота толщиной до 5 мкм, имеющие резкую границу с низкопробной областью каймы. Эти участки выглядят как поздняя генерация золота, так как нигде не прерывают низкопробную кайму, а нарастают на нее.

Учитывая низкие, по данным химических анализов содержания золота в зонах развития сульфидной минерализации, и лишь единичные находки самородного золота в коренных породах, можно полагать, что гидротермальные процессы, обусловившие формирование сульфидной (золотосульфидной) минерализации были относительно слабыми, а отложение золота пространственно рассеянным и весьма неравномерным.

Тем не менее, наличие коренного золота, присутствие в кыввожских россыпях неокатанных, а также крупных частиц золота вплоть до мелких самородков свидетельствуют о весьма вероятной локализации в пределах Кыввожского района рудных объектов золотосульфидного или золото-сульфидно-кварцевого типа. Проведение дальнейших исследований и развитие представлений об эндогенной и экзогенной минерагении золота, алмазов, редких и редкоземельных металлов, других полезных ископаемых Среднего Тимана в связи с историей геологического развития этого региона остается весьма актуальной задачей.

Литература

Глухов Ю. В., Кузнецов С. К., Савельев В. П., Котречко Е. Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 1 (33). С. 49–59.

Дудар В. А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы. № 4. 1996. С. 80–90.

Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Есев А. А. Минеральный состав зон пиритизации Кыввожского района (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 10. С. 12–16.

Пархачева К. Г., Глухов Ю. В., Сокерин М. Ю., Кузнецов С. К., Шайбеков Р. И. Самородное золото из аллювиальных отложений Кыввожского района и его вероятные коренные источники (Вольско-Вымское поднятие, Средний Тиман) // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 4. С. 274–396. DOI: 10.31857/S0016777024040038

Сокерин М. Ю., Глухов Ю. В., Макеев Б. А., Пархачева К. Г., Салдин В. А., Симакова Ю. С., Сокерина Н. В. Типоморфизм аутигенного золота рифейских песчаников Кыввожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман) // ЗРМО. 2023. Ч. CLII. № 1. С. 50–60. DOI: 10.31857/S0869605522060065

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МОНЦОНИТОВ В СОСТАВЕ ЛЕВО-СЕЙМКАНСКОГО МАССИВА

Р. В. Соловов[1, 2], Г. О. Ползуненков[1], А. В. Альшевский[1], В. В. Акинин[1]

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан
[2] Северо-Восточный государственный университет, Магадан

Связь оруденения с гранитоидным магматизмом до сих пор остается одной из проблем геологии. Ключевым в понимании процессов рудообразования связанных с гранитоидами является изучение вмещающих оруденение интрузивных пород. Одной из таких характеристик является возраст, определяемый соврменными изотопными методами. Временная и пространственная связь между процессами внедрения гранитоидов и рудообразованием позволяет не только ограничить возраст минерализации, но и понять роль интрузивного комплекса в рудообразующих процессах.

В Северном Приохотье, помимо широко распространенных золото-серебряных проявлений, известно нетипичное для этого региона малое месторождение кобальта Обход, определенное как Co-Cu-Au типа (Колова, Малиновский, 2015). Это месторождение располагается в экзоконтакте крупного гранитоидного Лево-Сеймканского массива, относимого к Омчанскому комплексу (ОМК). Большинство исследователей связывают образование кобальтовой минерализации с данным магматизмом (Колова, Малиновский, 2015; Савва,2023). Лево-Сеймканский массив сложен главным образом лейкогранитами, в его северной части, в районе месторождения Обход, также откартированы кварцевые монцониты, которые по данным геологического картирования и петрографических наблюдений, выелялись как более древние фазы (Ичетовкин, 1965; Ушаков, 1982). В южной части Лево-Сеймканского массива такие же монцониты слагают достаточно крупный Геданский интрузив. По химическому составу горные породы этого интрузива относятся к магнезиальным, металюминиевым и известково-щелочным образованиям.

Взаимоотношения монцонитов и лейкогранитов в обнажениях наиболее детально изучались во время полевых исследований Н. В. Ичетовкина и В. М. Ушакова. При составлении государственной геологической карты нового поколения на лист P-55 кварцевые монцониты были отнесены к позднемеловому Неорчанскому комплексу на основании близкого состава с петротипичными интрузивными образованиями, хотя датировок U-Pb методом по циркону не проводились. Мы восполнили этот пробел, провели дополнительные полевые исследования в 2024 г. и отобрали образцы кварцевых монцонитов в рудном поле месторождения Обход и в самом Геданском интрузиве (Шпикерман, 2016).

U-Pb датирование циркона из монцонитов было выполнено методом LA-ISP-MS в Центре Геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Для кварцевых монцонитов из рудного поля месторождения Обход было получено значение U-Pb возраста по 82 ± 1 млн лет (СКВО = 1,1, p = 0,29, N = 7), а для Геданского интрузива 83 ± 1 млн лет (СКВО = 0,05, p = 0,83, N = 19), что, согласно международной стратиграфической шкале, отвечает кампанскому ярусу позднего мела. Примечательным является то, что в ядрах некоторых кампанских цирконов из образца кварцевых монцонитов Геданского интрузива установлены и готеривские U-Pb даты – 132 ± 2 млн лет (7 измерений, СКВО = 0,13), что указывает на захват ксеногенных цирконов Омчанского комплекса с нарастанием новой фазы (рисунок).

© Сокерин М. Ю., Глухов Ю. В., Пархачева К. Г., Кузнецов С. К.

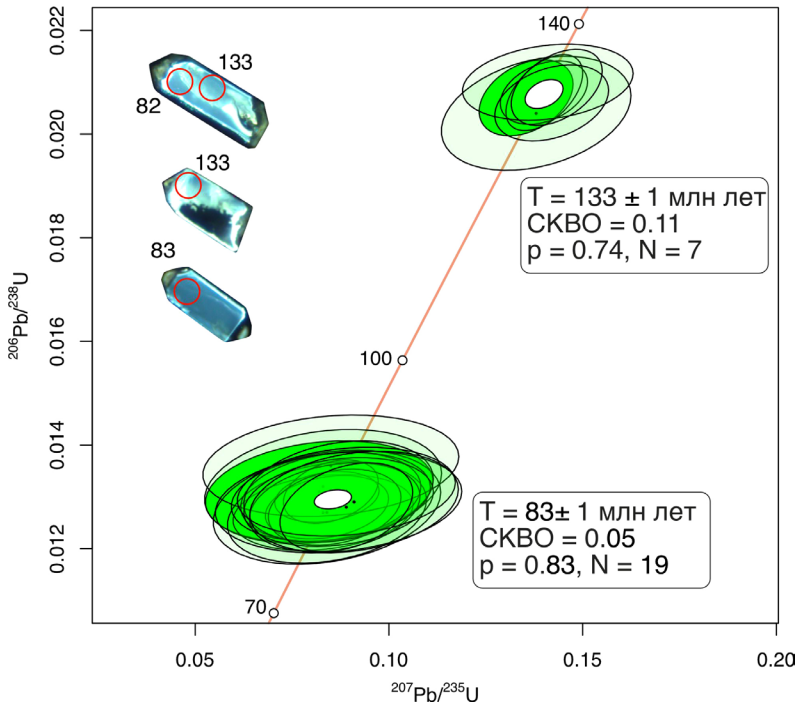


График с конкордией для цирконов монцонитов Геданского интрузива.

Полученные данные позволяют с уверенностью отнести кварцевые монцониты к позднемеловым магматическим образованиям, секущим раннемеловые лейкограниты ОМК. Таким образом, в пределах рудного поля месторождения Обход установлены два разных интрузивных комплекса. После получения оценки возраста кобальтовой минерализации можно будет предметно обсуждать с каким из магматических комплексов это оруденение связано.

Исследования выполнены в рамках темы НИР молодежной лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (№124051600003-4).

Литература

Ичетовкин Н.В. Гранитоиды южной части Яно-Колымской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. – Магадан, 1965.

Колова Е.Е., Малиновский М.А. Минералогия и условия формирования золотосодержащих кобальтовых руд месторождения Обход (Северо-Восток России) //Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2015. № 2. С. 15–27.

Савва Н.Е. Диарсениды и сульфоарсениды Fe, Co, Ni, пространнсвенно связанные с Лево-Сеймканским гранитным плутоном (Магаданская область, Россия) //Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2023. № 4. С. 51–61.

Ушаков В.М. и др. Геологическая съемка и доизучение масштаба 1:50 000 в Сеймканском рудном узле в пределах планшетов Р-55-132-А,Б, Р-55-121-А в 1979–1982 гг. Усть-Омчуг, 1982.

Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф. Петухов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-55 – Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016.

О НАЛИЧИИ ДРЕВНЕГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА КРЫМА

Э. М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com

Структурная скважина Симферополь-1 глубиной ~3,5 км, расположенная в Симферопольском поднятии у стыка Равнинного и Горного Крыма, пройдена для проверки гипотезы о возможном наличии серьезные залежей нефти под предполагаемым крупномасштабным надвигом типа сутуры (Юдин, 1998; Юдин и др., 2005). Нефти не оказалось. Автор заметки присутствовал при первичном описании керна этой скважины в ИМР (Симферополь) и совместно с Г. К. Ерёменко просматривал керн и множество шлифов к нему. У нас было единое мнение – большая часть разреза скважины слагают метаморфические породы амфиболитовой фации, местами интенсивно диафторированные в условиях низкотемпературной части фации зеленых сланцев. Тогда же В. В. Юдин передал мне несколько фрагментов керна с глубины 2121–2123 м. Результаты их изучения приведены ниже. Отмечу, что в серии публикаций В. В. Юдина породы скважины Симферопольская-1 описаны как перемятые осадочные породы мезозоя. На глубине 2121 м основной тип пород – кианит-биотит-чермакит-кварцевые кристаллические сланцы (рис. 1, 2) с акцессорными ильменитом, фторапатитом, цирконом и монацитом. Типичный состав чермакита, масс. %: SiO_2 39,28; TiO_2 0,25; Al_2O_3 18,33; Fe_2O_3 7,24; FeO 13,01; MnO 0,09; MgO 5,47; CaO 10,84; Na_2O 1,33; K_2O 0,45; сумма 97,29 %; что отвечает – $(Na_{0,125}K_{0,086})_{0,213}(Ca_{1,739}Na_{0,261})_2(Fe^{2+}{}_{1,629}Mg_{1,221}Fe^{3+}{}_{0,138}Mn_{0,012})_3(lAl_{1,294}Fe^{3+}{}_{0,678}Ti_{0,028})_2[(OH)_2/(Al_{2,118}Si_{5,882}O)_8O_{22}]$. По составу это – крайне высоко глиноземистый амфибол – алюмоферрочермакит, характерный минерал высокотемпературной части амфиболиовой фации (такой амфибол – характерен для высокоглиноземистых кристаллических сланцев беломорской серии Карельского кратона). В интервале 2121–2123 м. чермакитовые кристаллические сланцы переслаиваются с биотитовыми кварцитами и титаномагнетит-биотитовыми плагиогнейсами. Выше и ниже этого интервала скважиной Симферополь-1 вскрыты

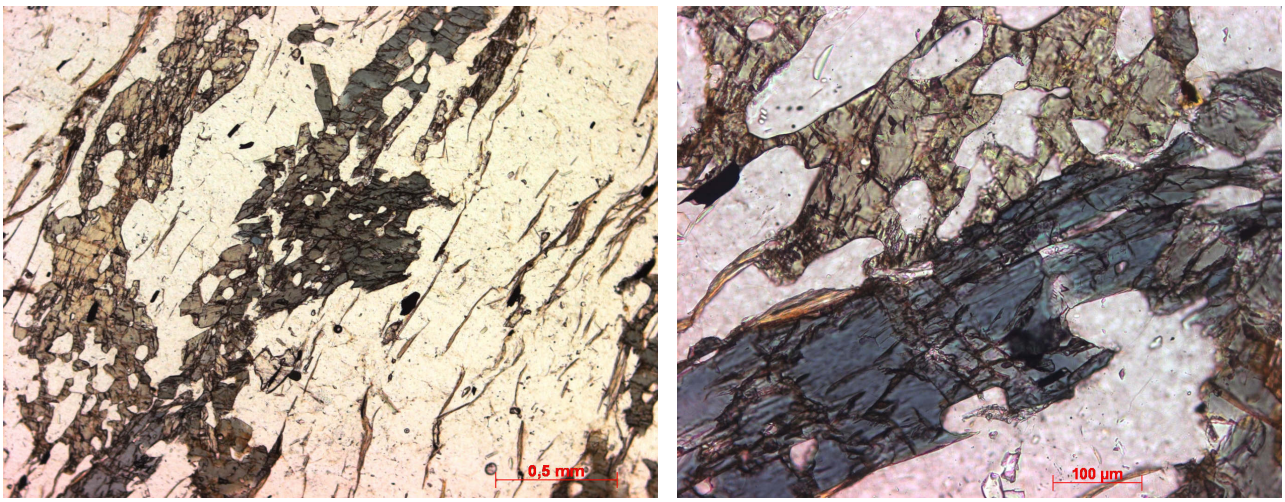


Рис. 1. Скважина Симферополь-1, глубина 2121 м. Кианит-биотит-чермакит-кварцевые кристаллические сланцы с гранобластовой структурой. Резко выражен плеохроизм чермакита. В проходящем свете при 1 николе. Длина красной линейки 500 мкм (слева), 100 мкм (справа).
Образец В. В. Юдина. Шлиф и фото Э. М. Спиридонова.

© Спиридонов Э. М.

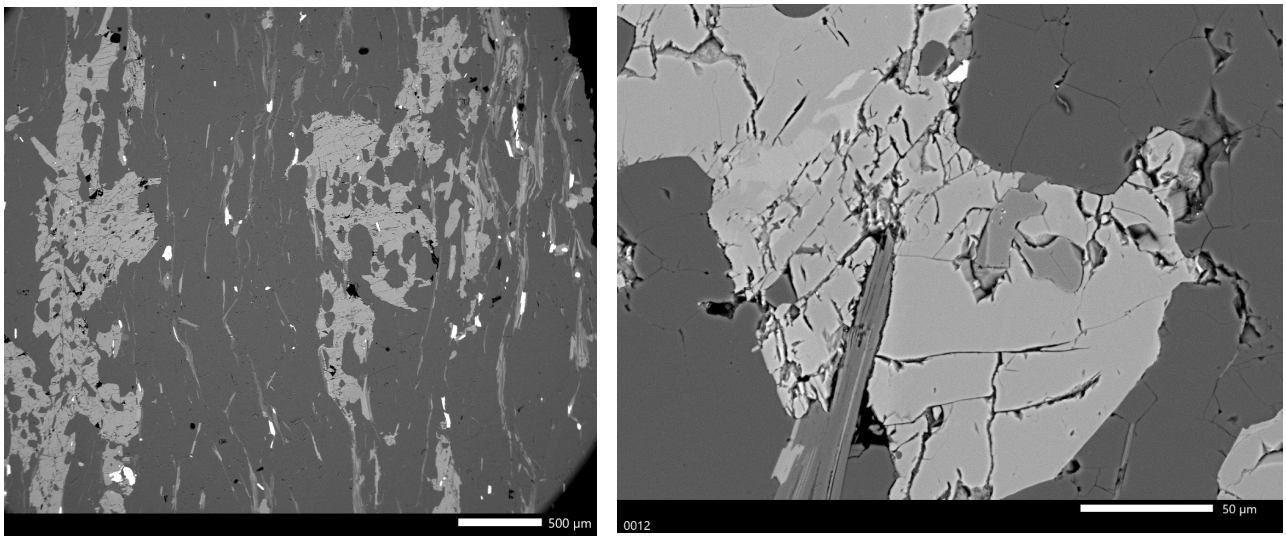


Рис. 2. Скважина Симферополь-1, глубина 2121 м. Кианит-биотит-чермакит-кварцевые кристаллические сланцы. На левом снимке – типичная гнейсовидная текстура, белые кристаллы – ильменит; длина линейки 500 мкм. На правом снимке – в чермаките овальные включения кианита (чуть темнее, чем чермакит), длина линейки 50 мкм. В отраженных электронах.

разнообразные амфиболиты, плагиогнейсы, в том числе с кордиеритом. По наблюдениям известного геолога Г. К. Ерёменко (ИМР, Симферополь) и главного геолога Крымгеологии в 1990-е годы Н. Ф. Литвиненко – метаморфические породы амфиболитовой фации структурной скважины Симферополь-1 сходны с метаморфитами раннего докембрия, обнаженными на северном берегу Азовского моря у Мариуполя. Таким образом, в фундаменте Крыма присутствуют фрагменты древней зрелой континентальной коры. С учетом данных о наличии в фундаменте Крыма гранат-кордиеритовых плагиогнейсов амфиболитовой фации (Спиридонов, 2017) и высокорадиоактивных гранитов раннедокембрийского возраста (Спиридонов и др., 2019), можно предположить, что Крым возник на глубоко переработанном кристаллическом основании – возможном продолжении на юг структур Украинского кристаллического щита Русской платформы.

Выполнено по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М. В. Ломоносова.

Литература

Короновский Н. В. Геология России и сопредельных территорий. М.: ИНФРА-М. 2017. 230 с.

Муратов М. В. Геология Крымского полуострова. Том II. М.: Недра, 1973. 192 с.

Спиридонов Э. М. Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кастель, Горный Крым // Изв. вузов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.

Спиридонов Э. М. О составе фундамента киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: Геос, 2018. Т. II. С. 219–223.

Спиридонов Э. М., Семиколенных Е. С., Филимонов С. В., Путинцева Е. В., Шалимов И. В., Тевелев Арк. В., Никитин М. Ю., Кривицкая Н. Н. Ксеногенные минералы Zr, Y, Th, U и реститовые гранат и кордиерит в магматических породах – индикаторы состава фундамента мезозоид Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2019. https://conf.msu.ru/rus/event/5604/

Юдин В. В. Микститы Горного Крыма // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 666–669.

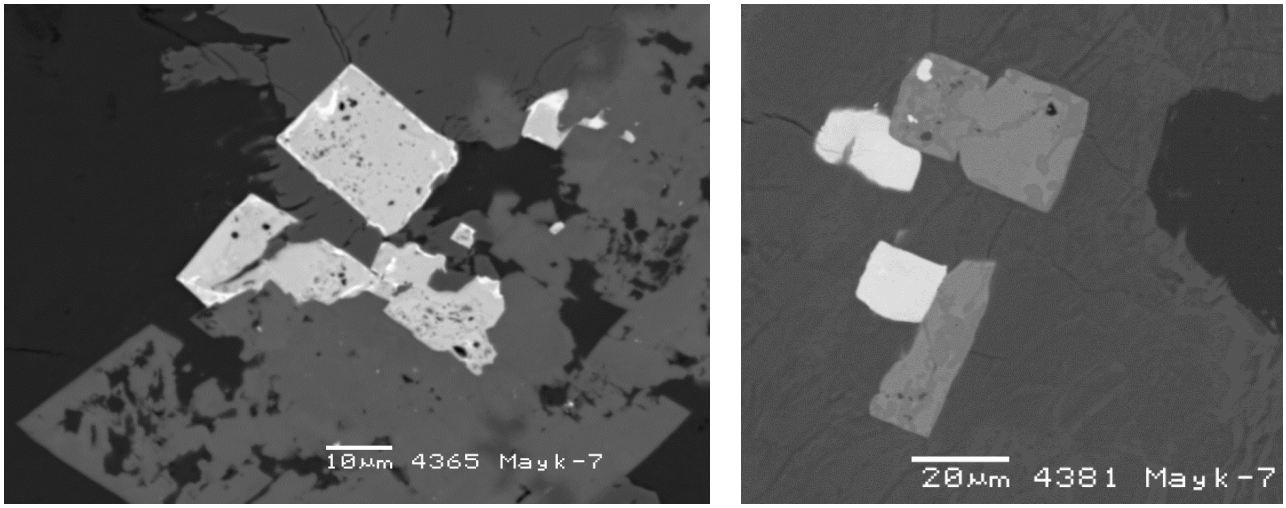
Юдин В. В., Гошовский С. В., Еременко Г. К. Геологическая интерпретация скважины Симферопольская-1 // Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско- Каспийского региона. Симферополь: ДОЛЯ, 2005. С. 87–98.

КСЕНОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ГРАНИТОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НОРИЛЬСКИХ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВАХ

Э. М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com

Одни из замечательных образований трапповой формации Восточно-Сибирской платформы – рудно-магматические системы Норильского рудного поля. Рудное поле размещено в СЗ углу платформы, в зоне краевых дислокаций (Годлевский, 1959; Маслов, 1963; Люлько и др., 1987; Степанов, Туровцев, 1988). Это особая часть Восточно-Сибирской платформы, где плитный чехол заметно дислоцирован, разбит массой разломов, включая надвиги и поддвиги; промежуточная между типичной платформой и складчатой областью (Спиридонов, 2022). Месторождения Октябрьское и Талнахское на севере рудного поля, Норильские и Масловское на юге рудного поля – контролируют интрузивы Хараелахский, Верхнеталнахский, Норильские. Мантийные расплавы и северных, и южных интрузивов внедрились практически от границ платформы (Степанов, Туровцев, 1988; Спиридонов, 2010, 2022). Ксеногенный материал установлен в горизонте вкрапленных сульфидных руд – капельников: в плагиоперидотитах, меланотроктолитах, меланократовых оливиновых габброноритах. В Хараелахском интрузиве изучен ксеногенный ураноторианит, его состав, масс. %: ThO_2 82,56, UO_2 15,14, CeO_2 0,64, PbO 0,24, сумма 98,58 %, формула $(Th_{0,83}U_{0,15}Ce_{0,01}Pb_{0,01})_1O_2$. Породы Верхнеталнахского интрузива содержат срастания сильно корродированного с массой лакун растворения урансодержащего циркона и твердого раствора торит-коффинит с каймами и включениями ураноторианита (рисунок). Состав торита, масс. %: ThO_2 63,78, UO_2 14,84, PbO 2,05, SiO_2 17,64, P_2O_5 0,87; сумма 99,20 %, формула $(Th_{0,79}U_{0,18}Pb_{0,03})_1[(SiO_4)_{0,96}(PO_4)_{0,04}]_1$; состав ураноторианита, масс. %: ThO_2 65,24, UO_2 32,34, PbO 1,89, сумма 99,47 %, формула $(Th_{0,66}U_{0,315}Pb_{0,025})_1O_2$. Породы Норильского



Срастания ксеногенных циркона (серый) и твердого раствора на основе торита (светлый). Циркон сильно корродирован с массой лакун.

Слева: светло-серый – твердый раствор торит – коффинит с каймами и включениями ураноторианита (белый). *Справа:* белый – твердый раствор торит – коффинит – циркон – ксенотим. В отраженных электронах. Вкрапленные сульфидные руды. Месторождение Талнахское. Рудник Маяк, гор. – 220 м.

© Спиридонов Э. М.

интрузива содержат ксеногенные твердый раствор торит-коффинит-циркон-ксенотим, его состав, масс. %: SiO_2 17,10, P_2O_5 6,04, SO_3 0,25, ThO_2 32,48, UO_2 23,84, ZrO_2 8,89, TiO_2 0,16, Y_2O_3 6,79, Gd_2O_3 0,44, Dy_2O_3 0,89, Er_2O_3 0,65, Yb_2O_3 0,70, Sc_2O_3 0,12, CaO 1,05; сумма 99,40; формула $(Th_{0,330}U_{0,231}Zr_{0,193}Ti_{0,008}/Y_{0,161}Ca_{0,050}Dy_{0,013}Yb_{0,010}Er_{0,009}Gd_{30,006}Sc_{0,004})_{1,001}$, $[(SiO_4)_{0,763}(PO_4)_{0,228}(SO_4)_{0,008}]_{0,999}$, что отвечает 33 % торита $Th[SiO_4]$ – 24 % коффинита $U[SiO_4]$ – 20 % циркона $Zr[SiO_4]$ – 23 % ксенотима-(Y) (Y, HREE) $[PO_4]$; а также богатый торием монацит-(Ce), его состав, масс. %: %: SiO_2 4,57, P_2O_5 22,83, SO_3 1,57, ThO_2 15,22, Y_2O_3 2,95, La_2O_3 14,03, Ce_2O_3 24,72, Pr_2O_3 2,12, Nd_2O_3 7,38, Sm_2O_3 1,07; Gd_2O_3 1,13, Tb_2O_3 0,67, Dy_2O_3 0,80, CaO 0,22; сумма 99,28; формула $(Ce_{0,377}La_{0,213}Nd_{0,110}Y_{0,065}Pr_{0,032}\ Gd_{0,016}Sm_{0,015}Dy_{0,011}Tb_{0,009}/Th_{0,144}Ca_{0,010})_{1,003}[(PO_4)_{0,804}(SiO_4)_{0,144}(SO_4)_{0,049}]_{0,997}$, что отвечает твердому раствору состава – 80 % монацит-(Ce) – 14 % хаттонит $Th[SiO_4\}$ – 6 % ксенотим-(Y) $Y[PO_4]$. Описанные ксеногенные минералы Th-U-Zr-Y – типичные образования высокорадиоактивных калиевых гранитов зрелой континентальной коры (Pagel, 1992; Cassils et al., 1995; Wang et al., 2003; Zirkon…, 2004; Förster, 2006). Очевидно, что норильские рудоносные интрузивы прорвались через тела высокорадиоактивных гранитов в кристаллическом фундаменте платформы. Вероятно, это – уточняет тектоническую позицию Норильского рудного поля.

Работа выполнена по госбюджетной теме № 121061600049-4 (ЦИТИС):«Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения», с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М. В. Ломоносова.

Литература

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.

Люлько В. А., Амосов Ю. Н., Душаткин А. Б. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона // Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143–149.

Маслов Г. Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1963. С. 336–350.

Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. С. 52–79.

Спиридонов Э. М. Норильские рудоносные интрузивы и сульфидные руды. К 120-летию М. Н. Годлевского // Отечественная геология. 2022. № 6. 95–116. DOI:10.47765/0869-7175-2022-10001

Степанов В. К., Туровцев Д. М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86–94.

Cassilas R., Nagy G., Panto G. Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bering accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) // Eur. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 989–1006.

Förster H.-J. Composition and origin of intermediate solid solution in the system thorite – xenotime – zircon – coffinite // Lithos. 2006. Vol. 88. P. 35–55.

Pagel M. The mineralogy and geochemistry of uranium, thorium, and rare-earth elements in two radioactive granites from the Vosges // Mineral. Mag. 1982. Vol. 46. P. 149–161.

Wang R. C., Fontan F., Chen X. M., Hu H., Liu C. S., Xu S. J., de Parseval P. Accessory minerals in the Xihuashan Y-enriched granitic complex, Southern China: a record of magmatic and hydrothermal stages of evolution // Canad. Mineral. 2003. Vol. 41. P. 727–748.

Zircon (eds. J. M. Hanclar, P. W. O. Hoskin) // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 53. 500 p.

ДВА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПА ПЛАГИОГРАНИТОВ ГОРНОГО КРЫМА: ОСТРОВОДУЖНЫЕ АЛЛАНИТОВЫЕ (ГАББРОИДНОЙ ФОРМАЦИИ) И ПОСЛЕОСТРОВОДУЖНЫЕ КСЕНОТИМ-МОНАЦИТОВЫЕ (ГРАНИТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ)

Э. М. Спиридонов[1], Г. Н. Овсянников[1], С. В. Филимонов[1], Е. В. Путинцева[2], Е. С. Койбагарова[2], Н. Н. Коротаева[1], М. Ю. Никитин[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru

В. И. Вернадский показал, что существуют обогащенные кальцием граниты с ортитом и бедные кальцием – с монацитом (Вернадский, 1914). Гранитоиды с ортитом – алланитом входят в состав доорогенных (островодужных и иных) габброидных и гранитоидных комплексов (Хвостова, 1962; Геохимия…, 1965 и др.). В Горном Крыму Э. М. Спиридонов и Т. О. Фёдоров обособили два петрологически различных интрузивных комплекса – островодужный габброидный первомайско-аюдагский и послеостроводужный гранитоидный кастельский (Спиридонов и др., 1990). Первый комплекс завершается внедрением даек долеритов, второй – даек гранитоид-порфиров. Крымские алланитовые плагиограниты слагают гнезда и жилы среди анортит-битовнитовых кварцевых габбронорит-долеритов и габбронорит-диоритов в интрузивах Аю-Даг, Шарха, Кушнарёвский … и верхние части квазирасслоенного габбронорит – габбродиорит – плагиогранитного Кушнарёвского и подобных ему мелких интрузивов (Спиридонов и др., 1990, 2025; Овсянников и др., 2024). Характерный кристалл зонального алланита приведен на рис. 1. В составе редкоземельных минералов группы эпидота плагиогранитов Горного Крыма проявлена почти линейная зависимость суммы Ti+V и отношения La/Nd; максимальные значения этих параметров у раннего Ti алланита-(Ce), промежуточные – у алланита-(Ce), минимальные – у позднего REE эпидота. Зависимости иных параметров имеют экспоненциальный характер. Таков характер положительной зависимости суммы Ti+V и суммы REE. Таков же характер положительной зависимости содержания Ce и величины La/Nd. Таков и характер отрицательной зависимости величин Ce/La и La/Nd. Редкоземельный состав алланита-(Ce) крымских плагиогранитов близок к мировому типу алланита в гранитах по (Fleisher, 1985); единственное отличие – в два раза повышенное содержание Gd в крымском алланите-(Ce).

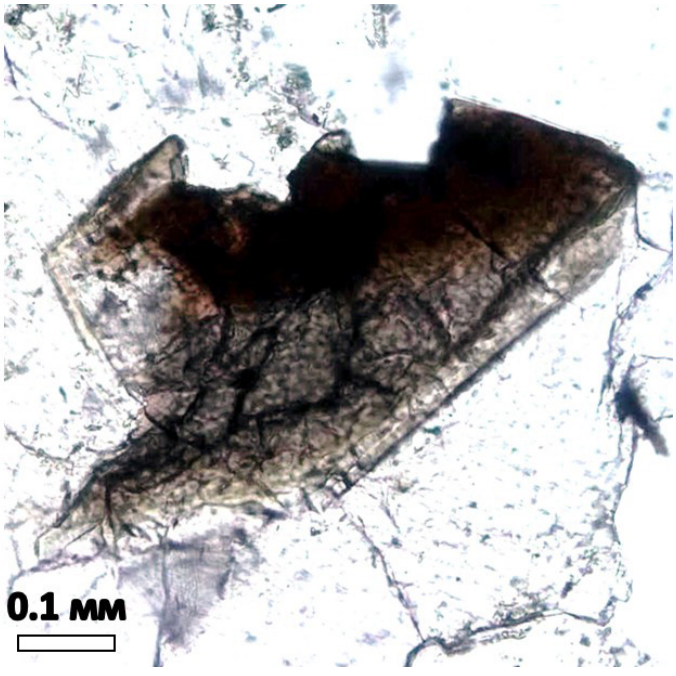


Рис. 1. Зональный кристалл Ti-V алланита-(Ce) с оторочкой алланита-(Ce) в плагиогранитах верхов Кушнарёвского (Первомайского) интрузива. В проходящем свете, при 1 николе.

© Спиридонов Э. М., Овсянников Г. Н., Филимонов С. В., Путинцева Е. В., Койбагарова Е. С., Коротаева Н. Н., Никитин М. Ю.

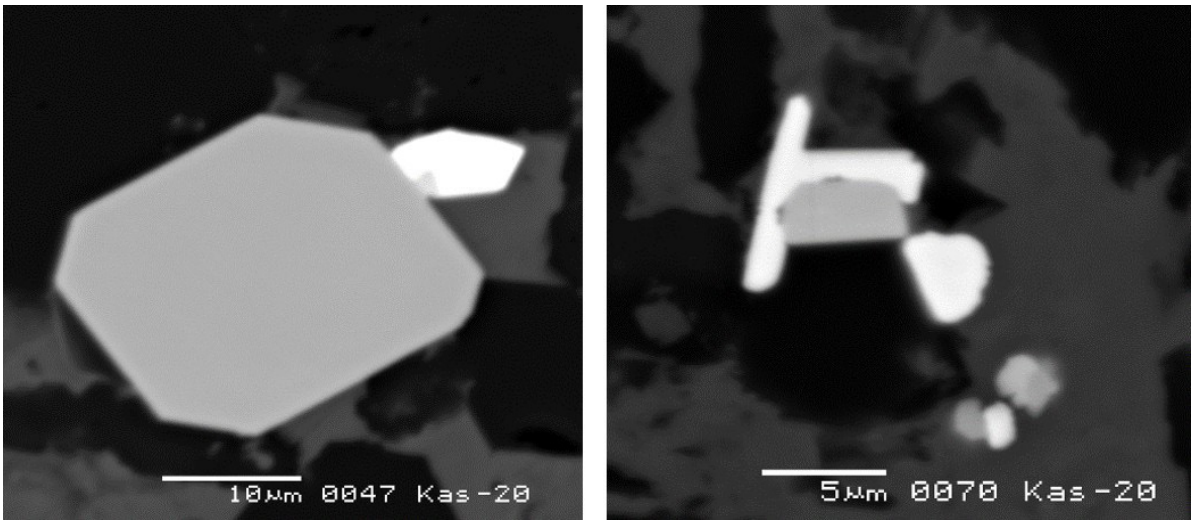


Рис. 2. Фаялитовые плагиограниты г. Кастель. Слева – срастание кристаллов циркона (светло серый) и монацита (белый). Справа – срастание кристаллов монацита (белые) и ксенотима (светло-серые). В отраженных электронах.

Гранитоиды (обычно граниты) с монацитом входят в состав орогенных и посторогенных комплексов гранитов, лейкогранитов и аляскитов (Геохимия…, 1965 и мн. др.). В Горном Крыму аналог орогенных гранитов представляют высокожелезистые ксенотим-монацитовые плагиограниты Кастели, которые секут габброиды первомайско-аюдагского комплекса, содержат их ксенолиты (Спиридонов, Путинцева, 2023). Для этих пород характерны срастания монацита с цирконом и ксенотимом (рис. 2). Эндемичный – плагиогранитный состав фаялитовых гранитоидов Крыма, возможно, обусловлен наличием бедных калием плагиогнейсов в фундаменте данного района киммерид Горного Крыма (Спиридонов, 2017).

Выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Петроград, 1914. 780 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов (ред. К.А. Власов). М.: Наука, 1965. Т. 2. Минералогия редких элементов. 830 с.

Овсянников Г.Н., *Спиридонов Э.М.*, *Филимонов С.В.* Плагиоклаз интрузивных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма: от плагиолерцолитов до плагиогранитов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2024. Т. 64. № 2. С. 85–95.

Спиридонов Э.М. Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кастель, Горный Крым // Изв. вузов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.

Спиридонов Э.М., *Овсянников Г.Н.*, *Филимонов С.В.*, *Койбагарова Е.С.*, *Коротаева Н.Н.* Ti ферриалланит-(Ce), Ti-V и Ti алланит-(Ce), алланит-(Ce), алланит-(Y), REE эпидот островодужных габброидов и плагиогранитоидов Первомайско-Аюдагского комплекса Горного Крыма // Геохимия. 2025. Т. 70. № 8. С. 615–644.

Спиридонов Э.М., *Путинцева Е.В.* Интрузив послеостроводужных фаялитовых плагиогранитов г. Кастель в киммеридах Горного Крыма // Вестн. МГУ. 2021. № 4. С. 98–108.

Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., *Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990**.** Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.

Хвостова В.А. Минералогия ортита // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 11. 121 с.

Fleischer M. A summary of the variations in relative abundance of the lantanides and yttrium in allanites and epidotes // Bull. Geol. Soc. Finland. 1985. Vol. 57 (1). P. 151–155.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КИМБЕРИТЫ КИМОЗЕРО (КАРЕЛИЯ) С РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ – ПЕТРОТИП МЕТАКИМБЕРЛИТОВ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ

Э. М. Спиридонов[1], Е. В. Путинцева[2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru

Древнейшие в нашей стране кимберлиты Кимозеро с возрастом 1,92 млрд лет (Priyatkina et al., 2014) размещены в северном Прионежье, в Карельском кратоне на Балтийском щите Русской платформы; кимберлиты включают блоки базальтов и габбро-долеритов и окружены аналогичными образованиями трапповой формации людиковия PR_1 (Ушков, 2001: Онежская…, 2011). Эти зеленокаменные породы (Иностранцев, 1877) принадлежат Олонецкой диабазовой формации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (Левинсон-Лессинг, 1888). По нашим наблюдениям, эти породы с обильным пренитом и пумпеллиитом-(Fe^{2+}) отвечают пренит-пумпеллиитовой фации ППФ по (Мияширо, 1976; Philpotts, Auge, 2009). Кимберлиты Кимозеро интенсивно тектонизированы. В кристаллах флогопита развиты кинкбэнды, нередко они смяты и скручены. Как и базиты включений и рамы, кимберлиты претерпели зеленокаменный метаморфизм в условиях цеолитовой (ломонтитовой) фации ЦФ, затем – ППФ и превращены в метакимберлиты (Путинцева, Спиридонов, 2016). Метакимберлиты ППФ Кимозеро слагают антигорит с реликтами лнзардита, тремолит, карбонаты, клинохлор, Nb титанит, магнетит, хроммагнетит, брусит… Метакимберлиты по кимберлитам, богатым магматическим кальцитом, включают массу тремолита (рис. 1).

Широко распространены метаморфогенные минералы лантанидов – алланит-(Ce), фторгидроксилбастнезит-(Ce) и -(La), фторгидроксилпаризит-(Ce) и -(La), бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), монацит-(Ce). Границы кристаллов этих минералов и титанита, антигорита,

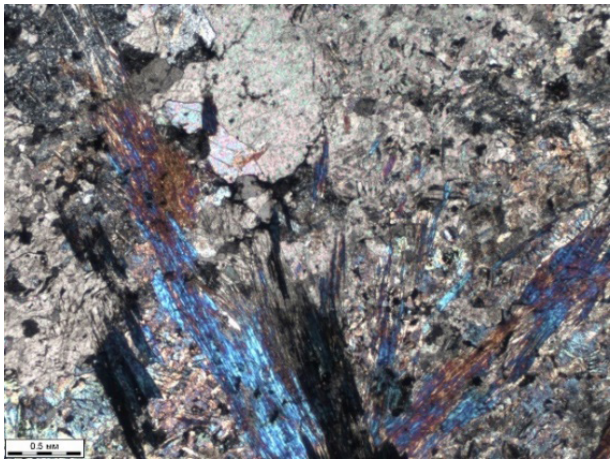


Рис. 1. Метаморфизованные в условиях ППФ кимберлиты II фазы Кимозера. Зернистые агрегаты тремолита, кальцита и доломита. В проходящем свете, николи X.

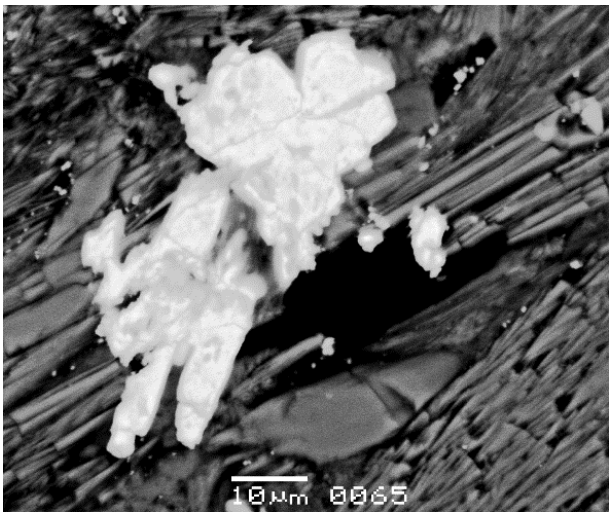


Рис. 2. Метаморфизованные в условиях ППФ кимберлиты II фазы Кимозера. Гидроксилбастнезит-(La) (белый) окружен гидроксилпаризитом-La) (светло-серый) в агрегате тремолита и карбонатов. В отраженных электронах.

© Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В.

тремолита – индукционные поверхности совместного роста. Метаморфогенные минералы лантанидов наследовали Ce, Ce-La, Ce-La-Nd специфику магматического кальцита и перовскита кимберлитов. Большая часть алланита принадлежит ряду алланит – ферриалланит, меньшая – ряду алланит – хромалланит (до 9 масс. % Cr_2O_3) (Putintseva, Spiridonov, 2017). При более поздних процессах метаморфизма часть алланита заместили бастнезит, паризит или монацит. Метаморфогенные фторкарбонаты REE, преимущественно гидроксил-доминантные, обильны в отдельных участках метакимберлитов ППФ (рис. 2). Монацит-(Ce), возникший за счет алланита-Ce), распространен в агрегатах антигорита.

Срастание метаморфогенных диффузных бадделеита и циркона с титанитом возможно возникло за счет кальциртита кимберлитов; такой циркон крайне беден гафнием – Zr/Hf = ~100. При процессах метаморфизма в условиях ППФ произошла полная мобилизация лантанидов с новообразованием их собственных минералов. Поэтому Sm/Nd датировки этих пород отражают возраст их метаморфизма. Для Кимозера – это 1,76 млрд лет (Махоткин, 2003), что моложе кимберлитов на 160 млн лет. Это вепсий Балтийского щита, что отвечает реальной геологической ситуации.

Исследование выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Иностранцев А.А. Геологический очерк Овенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. СПб.: Императорская АН, 1877. 749 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. Санкт-петербургского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.

Махоткин И.Л. Возраст и петрология кимберлитов и связанных с ними пород из района Кимозера, северное Прионежье, Карелия. В кн.: Геохимия магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 107–109.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431 с.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. Новые данные о минералах. 2016. Вып. 51. С. 62–94.

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94–98.

Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

Priyatkina N., Chudoley A.K., Ustinov V.N., Kullerud K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence // Precambr. Res. 2014. Vol. 249. P. 162–179.

Putintseva E.V., Spiridonov E.M. Allanite-(Ce): a typical mineral of metakimberlites from the Lake Kimozero area, Karelia // Geology Ore Deposits. 2017. Vol. 59. № 8. P. 720–728.

АГАТОНОСНЫЕ ВУЛКАНИТЫ PR_1 СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ – ПЕТРОТИП МЕТАБАЗАЛЬТОВ ЛОМОНТИТОВОЙ ФАЦИИ. ОЛОНЕЦКАЯ ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ Ф.Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА

Э.М. Спиридонов[1], Е.В. Путинцева[2], О.Б. Лавров[3]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Древнейшие в нашей стране агаты (рис. 1) заключены в метаморфизованных базальтах суйсарского комплекса трапповой формации людиковия PR_1 Северного Прионежья на Балтийском щите (Голубев, Светов, 1989; Онежская…, 2011). Халцедон и агаты в этих породах обнаружил и описал В.М. Тимофеев (1912, 1935). Что такое агаты? Это – узорчатые агрегаты тонко расщепленного халцедона, часто скрученного (рис. 1), кварцина, кварца, аметиста, карбонатов, цеолитов, оксидов, гидрооксидов и сульфидов железа… (Спиридонов и др., 2014).

Поверхности покровов онежских вулканитов представляют собой ребристые текстуры «водоворотов» лавового течения (Тимофеев, 1916). Зеленокаменные вулканиты Северного

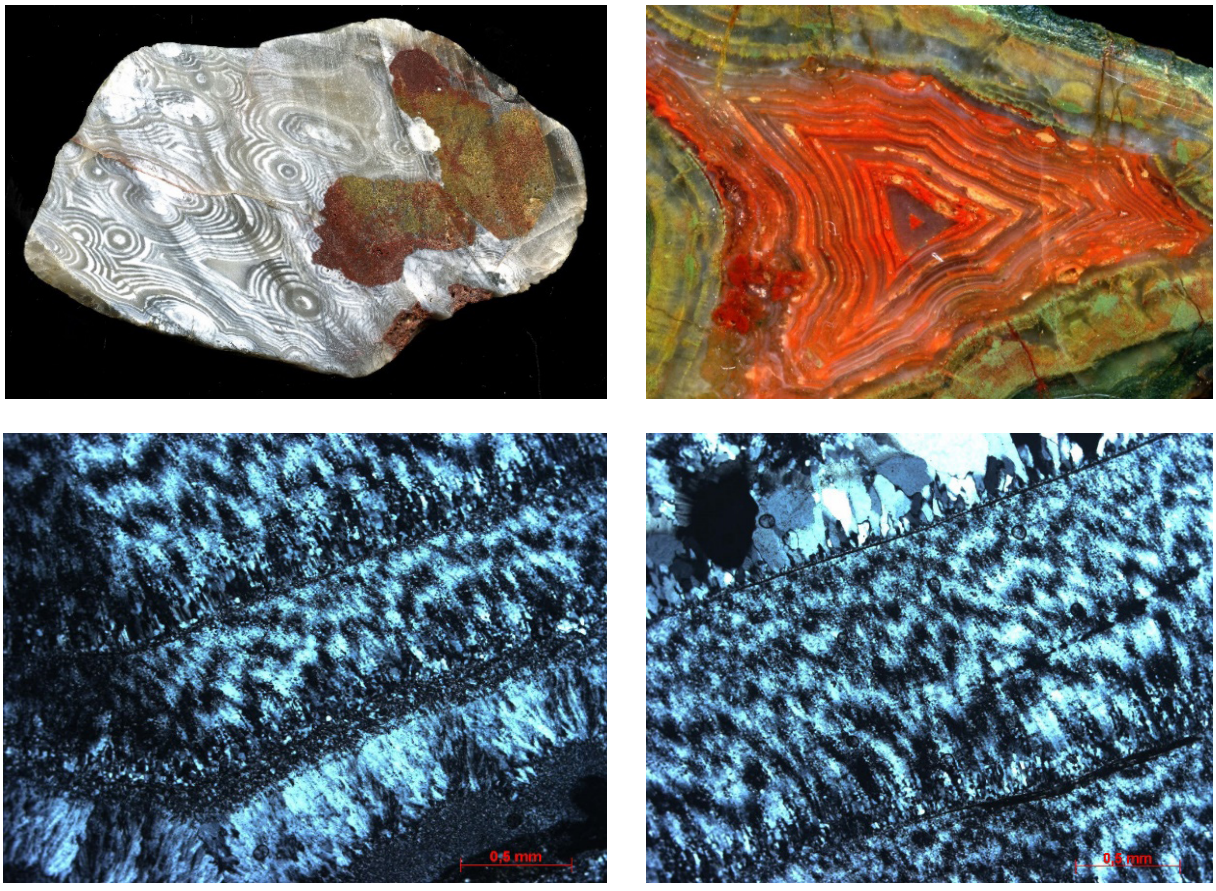


Рис. 1. Раннепротерозойские агаты из метаморфизованных в условиях ломонтитовой фации шаровых базальтов Пингубы, Северное Прионежье. Халцедон и кварц окрашены гематитом, гётитом, ферроселадонитом. *Образцы сверху* слева 109×59 мм, справа 18×13 мм. *Внизу* – в проходящем свете, николи X. Наслоение агрегатов скрученного нитевидного халцедона и кварцина (внизу слева) и кварца (вверху справа). *Колл. О.Б. Лаврова. Фото Э.М. Спиридонова.*

© Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б.

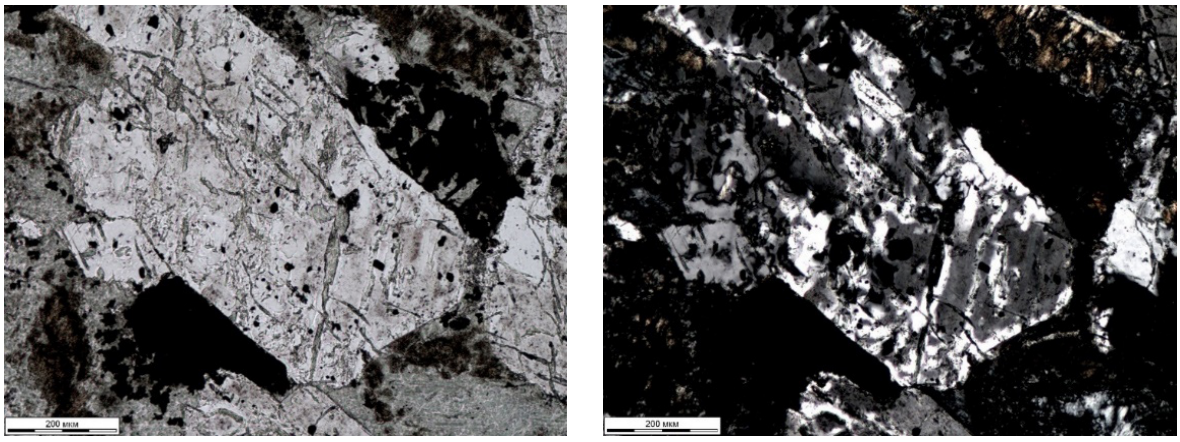


Рис. 2. Псевдоморфозы альбита (серый до черного при скрещенных николях) и ломонтита (белый при скрещенных николях) по лабрадору. Метабазальты острова Суйсарь с гнездами халцедона. Исторический шлиф В.М. Тимофеева. Колл. петрограф. музея СПбГУ. В проходящем свете, *слева* при 1 николе, *справа* – николи Х. *Фото Е.В. Путинцевой.*

Прионежья Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выделил как Олонецкую диабазовую формацию (1888). По нашим данным, минеральные ассоциации онежских агатоносных метабазальтов отвечают ломонтитовой фации по (Миясиро, 1976; Philpotts, Ague, 2009) (рис. 2). В них вкрапленники лабрадора-битовнита замещены срастаниями ломонтита и альбита $Na_{98,7}Ca_{0,8}K_{0,5}$. Оптические свойства онежского ломонтита стандартные, его химическому составу соответствует формула – $(Ca_{0,98}Sr_{0,02}Na_{0,02})_{1,02}[Al_{2,02}Si_{3,98}O_{12}]\cdot 4{,}1(H_2O)$, близкая к теоретической.

По нашим наблюдениям в районе Пингубы, Ялгубы, островов Суйсарь и Шантарских – метабазальты ломонтитовой фации образуют узкие «термальные синклинали» среди полей преобладающих метабазальтов пренит-пумпеллиитовой фации, в которых агаты превращены в кварциты и яшмовидные породы (Спиридонов и др., 2014; Spiridonov et al., 2019).

Исследование выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Голубев А.И., *Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. 1989.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. Санкт-петербургского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир. 1976. 536 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) (ред. Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431 с.

Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С. Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вестника РФФИ. М.: ЗАО ИТЦ МОЛНЕТ, 2014. 72 с.

Тимофеев В.М. Халцедоны острова Суйсарь // Тр. Император. Петроград. об-ва естествоиспытателей. 1912. Т. XXXV. Вып. 5. С. 157–174.

Тимофеев В.М. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области // Тр. Император. Петроград. об-ва естествоисп. 1916. Т. XXXVIII. Вып. 5. С. 1–13.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. Петрография СССР (ред. акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). Серия I. Региональная петрография. Вып. 5. М.–Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

Spiridonov E., Ladygin V., Frolova Yu., Lavrov O., Putintseva E., Semikolennykh E., Sokolov V., Chernov M. Agates in the low-grade metamorphic volcanic rocks: “bearing”, “existence”, “extinction” // Euroclay-2019. IV Intern. Conf. Paris: Sorbonne Université. 2019. P. 563.

ПЕТРОТИП МЕТАДОЛЕРИТОВ (ДИАБАЗОВ) ЛОМОНТИТОВОЙ ФАЦИИ – ПОРОДЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ PR_1 СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ. ОЛОНЕЦКАЯ ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ Ф.Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА

Э.М. Спиридонов[1], Е.В. Путинцева[2], О.Б. Лавров[3]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс людиковия PR_1 Северного Прионежья Балтийского щита Русской платформы – трапповая формация включает метаморфизованные базальты и долериты (Голубев, Светов, 1989; Онежская…, 2011). Поверхности покровов вулканитов представляют собой ребристые текстуры «водоворотов» лавового течения (Тимофеев, 1916). Зеленокаменные вулканиты Северного Прионежья Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выделил как Олонецкую диабазовую формацию (1888). Уровень регионального метаморфизма вулканитов меняется от ломонтитовой (цеолитовой) фации до преобладающей пренит-пумпеллиитовой фации (Путинцева, Спиридонов, 2016; Путинцева и др., 2017; Спиридонов и др., 2023); названия фаций даны по (Миясиро, 1976; Philpotts, Ague, 2009). По нашим наблюдениям, метабазиты ломонтитовой фации в Северном Прионежье развиты в узких «термальных синклиналях» – у Пингубы, на острове Суйсарь, Шантарских островах… среди преобладающих метабазитов пренит-пумпеллиитовой фации (Спиридонов и др., 2023). Халцедон и агаты в этих метабазальтах – мандельштейнах обнаружил и описал В.М. Тимофеев (1912, 1935). Среди агатоносных метабазальтов развиты метадолериты с реликтами офитовой структуры (рис. 1, 2); очевидно, это – метаморфизованные субвулканические долериты. В них идиоморфные таблицы лабрадора-битовнита замещены срастаниями ломонтита и альбита $Na_{98,9}Ca_{0,7}K_{0,4}$. Оптические свойства ломонтита онежских метадолеритов стандартные, его химический состав отвечает формуле – $(Ca_{0,97}Sr_{0,03}Na_{0,01})_{1,01}[Al_{2,01}Si_{3,99}O_{12}]\cdot 4{,}05(H_2O)$, которая близка к теоретической.

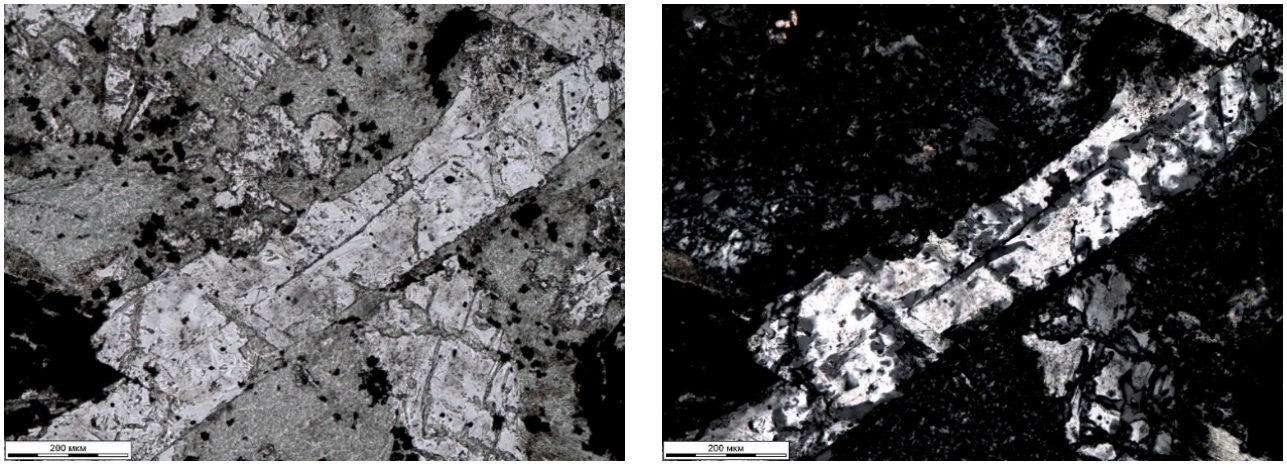


Рис. 1. Раннепротерозойские метадолериты (диабазы) ломонтитовой (цеолитовой) фации острова Суйсарь, Северное Прионежье. Таблицы лабрадора-битовнита замещены ломонтитом (белый в скрещенных николях) и альбитом (темно-серый в скрещенных николях). Авгит замещен хлоритом – клинохлором (бледно-зеленый при 1 николе), титаномагнетит (черный при 1 николе) замещен титанитом. В проходящем свете, *слева* при 1 николе, *справа* – николи Х. Длина линейки 200 мкм. Исторический шлиф В.М. Тимофеева. Колл. петрограф. музея СПбГУ. *Фото Е.В. Путинцевой.*

© Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б.

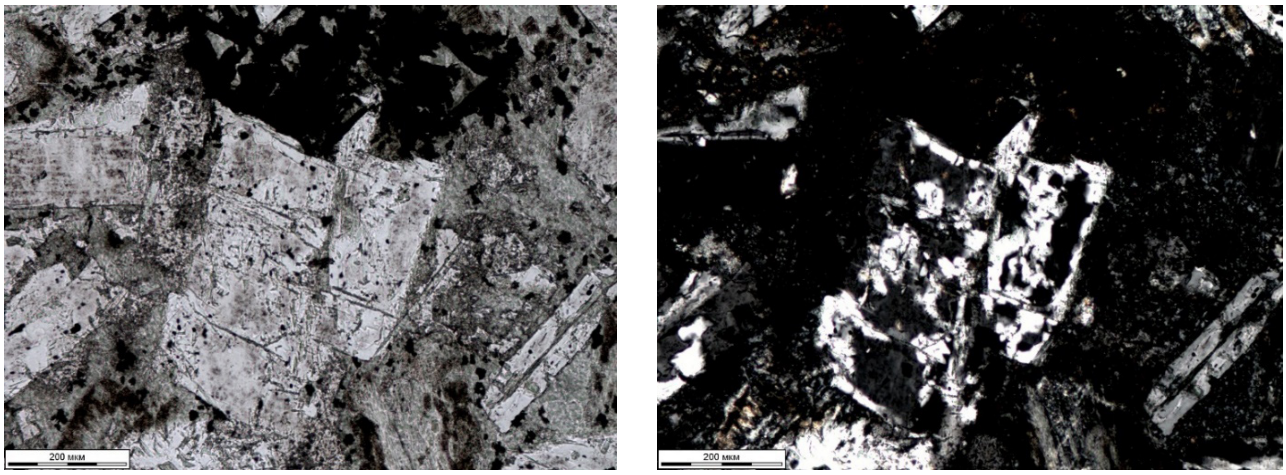


Рис. 2. Раннепротерозойские метадолериты (диабазы) ломонтитовой (цеолитовой) фации острова Суйсарь, Северное Прионежье. Таблицы лабрадора-битовнита замещены ломонтитом (белый в скрещенных николях) и альбитом (темно-серый в скрещенных николях). Авгит замещен хлоритом – клинохлором, титаномагнетит (черный при 1 николе) – титанитом. В проходящем свете, *слева* при 1 николе, *справа* – николи X. Длина линейки 200 мкм. Исторический шлиф В.М. Тимофеева. Колл. петрограф. музея СПбГУ. *Фото Е.В. Путинцевой.*

Исследование выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Голубев А.И., *Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. 1989.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. Санкт-петербургского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) (ред. Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431с.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. Новые данные о минералах. 2016. Вып. 51. С. 62–94.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М., Лавров О.Б. Низкоградный метаморфизм трапповой формации Северного Прионежья, Карелия // Геодинамич.обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. СПб.: ИГГД, 2017. С. 154–155.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б. Траппы и кимберлиты раннего протерозоя Североонежской структуры (Карелия), метаморфизованные в условиях цеолитовой фации и пренит-пумпеллиитовой фации // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2023. С. 48.

Тимофеев В.М. Халцедоны острова Суйсарь // Тр. Император. Петроград. об-ва естествоиспытателей. 1912. Т. XXXV. Вып. 5. С. 157–174.

Тимофеев В.М. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области // Тр. Император. Петроград. об-ва естествоисп. 1916. Т. XXXVIII. Вып. 5. С. 1–13.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. Петрография СССР (ред. акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). Серия I. Региональная петрография. Выпуск 5. М.–Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

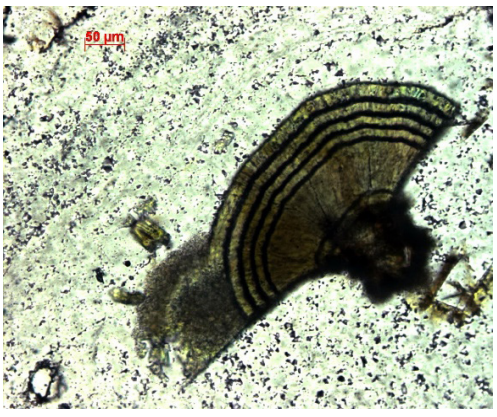
Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

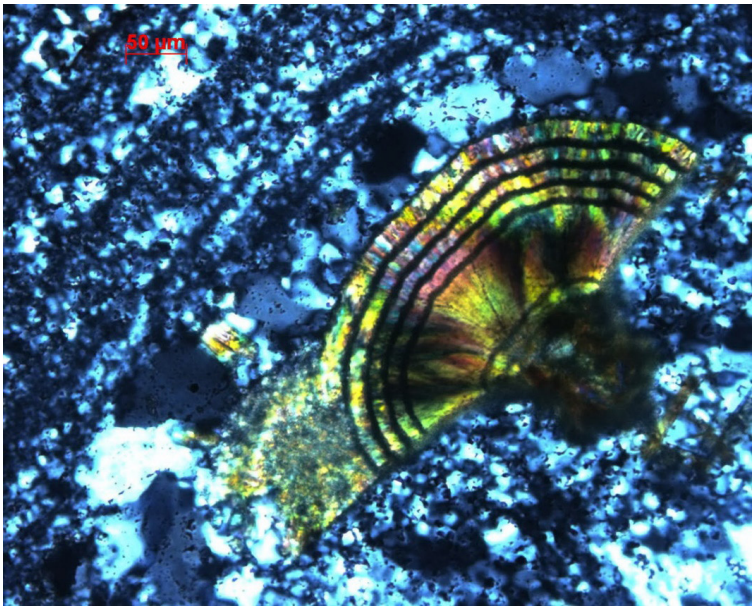
МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ АГАТЫ В МЕТАБАЗАЛЬТАХ ЛЮДИКОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ (КАРЕЛИЯ) ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ЛОМОНТИТОВОЙ ФАЦИИ К ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ

Э. М. Спиридонов[1], Е. В. Путинцева[2], О. Б. Лавров[3]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Древнейшие в нашей стране проявления агатов в метаморфизованных базальтах острова Суйсарь (Тимофеев, 1912, 1935), Пингубы, Шантарских островов, месторождений шунгита размещены в северном Прионежье в Карельском кратоне Балтийского щита Русской платформы и принадлежат трапповой формации раннего протерозоя – людиковия с возрастом около 2,1–2,0 млрд лет (Голубев, Светов, 1989; Онежская…, 2011). По нашим данным, это – мандельштейны, которые слагают альбит, хлорит, ломонтит, эпидот, селадонит, кварц, титанит, корренсит, калишпат, кронштедтит, с гнездами и прожилками халцедона, кварца, кварцина, кальцита, гетита, гематита, ферроселадонита; агатовая минерализация сингенетична метабазальтам (Спиридонов и др., 2023), уровень метаморфизма которых отвечает цеолитовой (ломонтитовой) фации по (Thompson, 1970; Миясиро, 1976; Philpotts, Ague, 2009). По нашим наблюдениям, агатоносные метабазальты ломонтитовой (цеолитовой) фации развиты в узких «термальных синклиналях» среди преобладающих в Северном Прионежье метабазальтов пренит-пумпеллиитовой фации, среди которых агатов нет, они превращены в кварциты и яшмовидные породы (Спиридонов и др., 2014, 2023). Изохронный Sm/Nd возраст метаморфизованных магматических пород 1,76 млрд лет (Махоткин, 2003). Итак, процессы метаморфизма,





Метаагаты в мандельштейнах переходной зоны от ломонтитовой в пренит-пумпеллиитовой фации. Заметно перекристаллизованные агрегаты халцедона, большей частью замещенного кварцем, с метасоматическим гнездом тонко расщепленного пумпеллиита-(Fe^{2+}). В проходящем свете, вверху при 1 николе, внизу – николи X. Длина красной линейки 50 мкм. *Фото Э. М. Спиридонова.*

© Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В., Лавров О. Б.

породившие агатоносные метабазальты ломонтитовой (цеолитовой) фации Северного Прионежья, нельзя рассматривать как диагенетичные. Это – эпигенетичные процессы метаморфизма, оторванные от времени кристаллизации магматических пород примерно на 250 млн лет.

Особый интерес представляет относительно узкая зона перехода от мандельштейнов ломонтитовой фации с агатами к мандельштейнам пренит-пумпеллиитовой фации с включениями метаморфизованных агатов – кварцитов. В переходной зоне мандельштейны содержат метаагаты – частично перекристаллизованные агрегаты халцедона и кварца с великолепными метакристаллами пумпеллиита-(Fe^{2+}) (рис.), химический состав которого -($Ca_{1,950}Mg_{0,045}Mn_{0,005})_2(Fe^{2+}{}_{0,762}Mg_{0,238})_1(Al_{1,740}Fe^{3+}{}_{0,260})_2[O/OH/H_2O/(Si_{0,990}Al_{0,010})_1O_4/Si_2O_7]$.

Выполнено по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретенного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. 1989. *Махоткин И.Л.* Возраст и петрология кимберлитов и связанных с ними пород из района Кимозера, северное Прионежье, Карелия / Геохимия магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 107–109.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431 с.

Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С., *Янакиева Д.Я.* Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вестника РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б. Траппы и кимберлиты раннего протерозоя Северо-онежской структуры (Карелия), метаморфизованные в условиях цеолитовой фации и пренит-пумпеллиитовой фации // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2023. С. 48.

Тимофеев В.М. Халцедоны острова Суйсарь // Тр. Император. Петроградского общества естествоиспытателей. 1912. Т. XXXV. Вып. 5. С. 157–174.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. Петрография СССР (ред. акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). Серия I. Региональная петрография. Выпуск 5. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.

Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

Thompson A.B. Laumontite equilibria and the zeolite facies // Amer. J. Sci. 1970. Vol. 269. P. 267–275.

ПЕТРОТИП МЕТАБАЗАЛЬТОВ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ – МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ БАЗАЛЬТЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ЛЮДИКОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ (КАРЕЛИЯ). ОЛОНЕЦКАЯ ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ Ф.Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА

Э.М. Спиридонов[1], Е.В. Путинцева[2], О.Б. Лавров[3]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс людиковия PR_1 Северного Прионежья Балтийского щита Русской платформы – трапповая формация включает в основном метаморфизованные базальты (Голубев, Светов, 1989; Онежская…, 2011). Однако, поверхности покровов онежских вулканитов представляют собой ребристые текстуры «водоворотов» лавового течения (Тимофеев, 1916, 1935). Эти базиты – зеленокаменные. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выделил их как Олонецкую диабазовую формацию (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935). Уровень регионального метаморфизма погружения вулканитов трапповой формации Северного Прионежья меняется от ломонтитовой (цеолитовой) фации до преобладающей пренит-пумпеллиитовой фации (Спиридонов и др., 2023); названия фаций даны по (Миясиро, 1976; Philpotts, Ague, 2009). Метабазальты пренит-пумпеллиитовой фации Северного Прионежье слагают альбит $Na_{97,9}Ca_{1,7}K_{0,4}$, хлорит – рипидолит (Alx = 1,1–1,2, f = 41–47), ярко плеохроирующий пумпеллиит-(Fe^{2+}), эпидот-клиноцоизит, пренит, кварц, титанит, редкие – актинолит, калишпат от $K_{83,5}Na_{14,7}Ba_{1,1}Ca_{0,7}$ до K_1, REE-эпидот-(Ce), гидроандрадит, ферроаксинит, ленниленапеит. Миндалины, гнезда, прожилки и цемент брекчий слагают интенсивно плеохроирующий пумпеллиит-(Fe^{2+}) с варьирующими железистостью (в основном повышенной) и глиноземистостью (обычно невысокой), пренит и феррипренит, кварц (рис. 1, 2), второстепенные – рутил, кальцит, гематит, железистый алюмоселадонит.

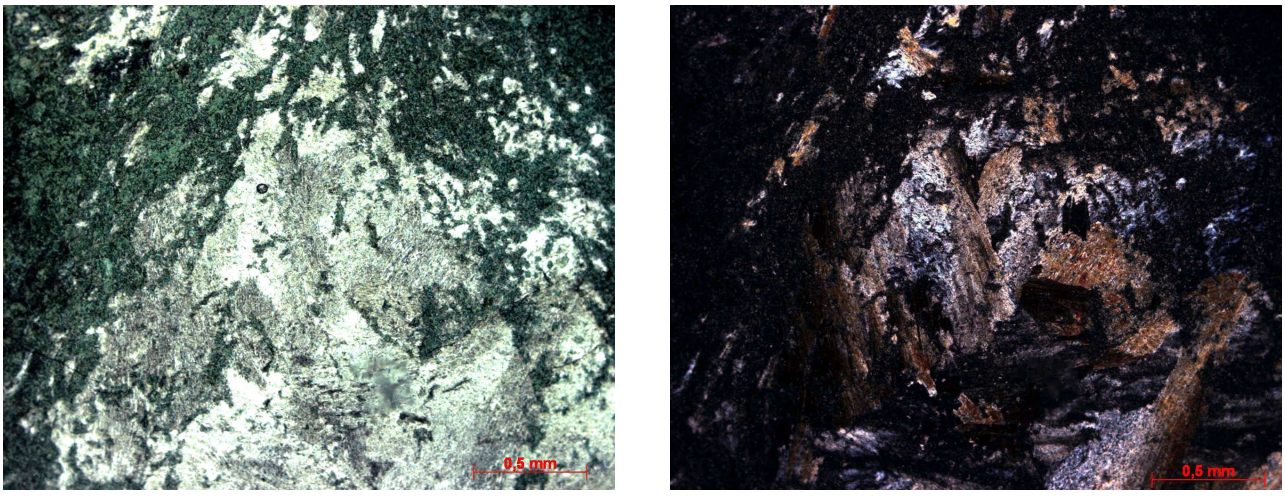


Рис. 1. Метабазальты пренит-пумпеллиитовой фации суйсарского комплекса. Ялгуба. Гнездо пренита (белесый до серого при 1 николе, желтоватый до белого в скрещенных николях) и пумпеллиита-(Fe^{2+}), плеохроирующий от зеленого до интенсивно зеленого, немного кварца. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Длина красной полоски 0.5 мм. *Фото Э.М. Спиридонова.*

© Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б.

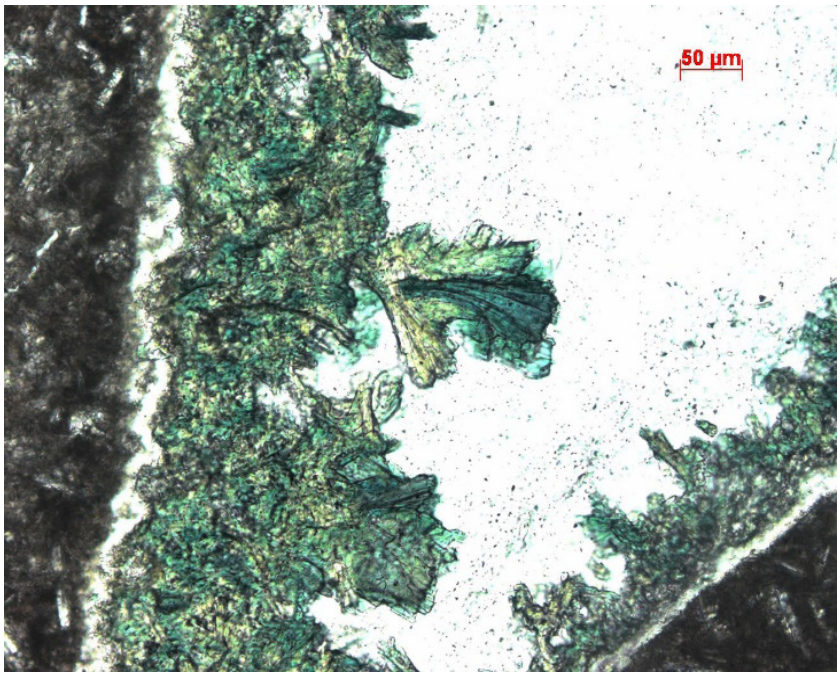


Рис. 2. Метабазальты пренит-пумпеллиитовой фации суйсарского комплекса с миндалиной кварца и пумпеллиита-(Fe^{2+}). Пумпеллиит интенсивно плеохроирует от светлого желто-зеленоватого до густого синевато-зеленого. В проходящем свете при 1 николе. Длина красной линейки 50 мкм. *Фото Э. М. Спиридонова.*

Выполнено по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М. В. Ломоносова.

Литература

Голубев А. И., *Светов А. П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. 1989.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. Санкт-петербургского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) (ред. Л. В. Глушанин, А. И. Голубев, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431 с.

Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В., Лавров О. Б. Траппы и кимберлиты раннего протерозоя Североонежской структуры (Карелия), метаморфизованные в условиях цеолитовой фации и пренит-пумпеллиитовой фации // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2023. С. 48.

Тимофеев В. М. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области // Тр. Император. Петроград. об-ва естествоисп. 1916. Т. XXXVIII. Вып. 5. С. 1–13.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР (ред. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг). Серия I. Региональная петрография. Выпуск 5. М.–Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

Philpotts A. R., Ague J. J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ ПРЕНИТА, ФЕРРИПРЕНИТА, ПУМПЕЛЛИИТА-(Fe^{2+}) В МЕТАБАЗАЛЬТАХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЧАСТИ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ

Э. М. Спиридонов[1], Е. В. Путинцева[2], О. Б. Лавров[3]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс людиковия PR_1 Северного Прионежья Балтийского щита Русской платформы – трапповая формация, включает в основном метаморфизованные – зеленокаменные базальты (Онежская…, 2011). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделил их как Олонецкую диабазовую формацию (Левинсон-Лессинг, 1888). Наиболее распространены метабазальты пренит-пумпеллиитовой фации ППФ (Спиридонов и др., 2023). Миндалины и гнезда в них слагают пумпеллиит-(Fe^{2+}) с варьирующими железистостью и глиноземистостью, пренит $Ca_2Al[AlSi_3O_{10}/(OH)_2]$ и феррипренит $Ca_2(Fe^{3+}, Al)[AlSi_3O_{10}/(OH)_2]$ с различной железистостью, кварц (рис. 1, 2). Пумпеллиит-(Fe^{2+}) представлен двумя лискретными группами по составу: менее железистый с f = 67 (65–68) и более железистый с f = 77 (72–81); типичный состав пумпеллиита 1 группы – $(Ca_{1,930}Mg_{0,065}Mn_{0,005})_2(Fe^{2+}_{0,521}Al_{0,247}Mg_{0,207})_1(Al_{1,993}V_{0,007})_2$ $[O/(OH_{0,788}O_{0,222})_1/ (Si_{0,975}Al_{0,025})_1O_4/Si_2O_7]$; типичный состав пумпеллиита 2 группы – $(Ca_{1,914}Mg_{0,086})_2(Fe^{2+}_{0,771}Mg_{0,229})_1(Al_{1,836}$ $Fe^{3+}_{0,158}Fe^{2+}_{0,003})_2$ $[O/OH/ Si_{1,003}O_4/Si_2O_7]$. Пренит – железосодержащий, величина $Fe^{3+}/Al+Fe^{3+}$ = 6,1 % (4,8–8,6); вариации его состава отвечают $(Ca_{1,94–1,95}Fe^{2+}_{0,06–0,05})_2(Al_{0,89–0,92}Fe^{3+}_{0,11–0,09})_1[Al_{1,03–1,04}Si_{2,97–2,96}O_{10}/(OH)_2]$. В составе феррипренита величина $Fe^{3+}/Al+Fe^{3+}$ = 28,7 % (27,2–30,3); вариации его состава отвечают $(Ca_{1,96}Fe^{2+}_{0,04})_2(Fe^{3+}_{0,53–0,54}Al_{0,47–0,46})_1[Al_{1,03–1,04}Si_{2,97–2,96}O_{10}/(OH)_2]$. Как видно, по составу между пренитом и феррипренитом разрыв. Такие особенности пренита и пумпеллиита

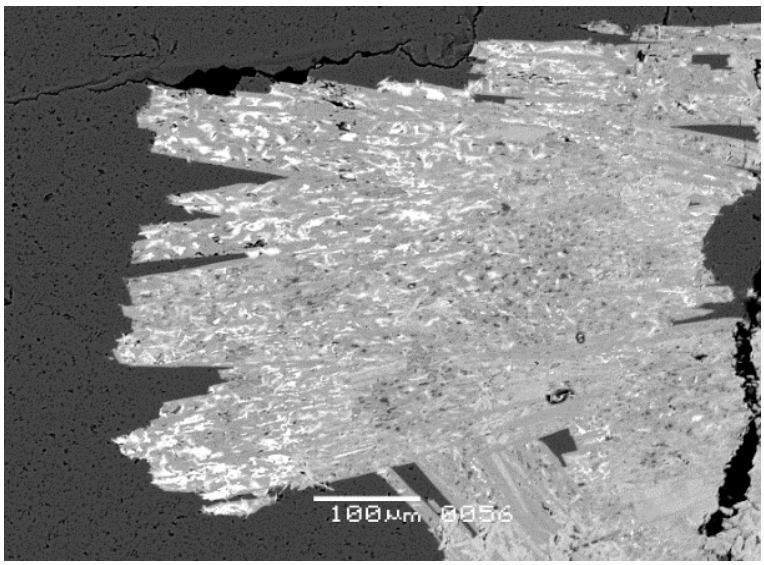


Рис. 1. Метабазальты пренит-пумпеллиитовой фации суйсарского комплекса. Ялгуба. Гнездо кварца (черный) и пренита (серый). Пренит содержит мелкие включения пумпеллиита-(Fe^{2+}) (светлые). В отраженных электронах.

© Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В., Лавров О. Б.



Рис. 2. Фрагмент рисунка 1. Гнездо длинных тонких пластин пренита (серый) и более толстых пластин феррипренита (светло-серый). Пластины феррипренита состоят из поперечных блоков с различной железистостью. В агрегаты пластин пренита и феррипренита включено множество кристаллов пумпеллиита (более светлые и «рельефные») с заметно варьирующей железистостью. Длина линейки 50 мкм. В отраженных электронах.

характерны для самой низкотемпературной части ППФ. В более высокотемпературных образованиях ППФ нет феррипренита, отсутствуют мелкоблоковые кристаллы с чередованием феррипренита и пренита, нет мелкоблоковых кристаллов пумпеллиита-(Fe^{2+}) различной железистости (Springer et al., 1992 и мн. др.).

Выполнено по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М. В. Ломоносова.

Литература

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. Санкт-петербургского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) (ред. Л. В. Глушанин, А. И. Голубев, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 431 с.

Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В., Лавров О. Б. Траппы и кимберлиты раннего протерозоя Североонежской структуры (Карелия), метаморфизованные в условиях цеолитовой фации и пренит-пумпеллиитовой фации // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2023. С. 48.

Springer R. K., Day H. W., Beiersdorfer R. E. Prehnite-pumpellyite to green schist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California // J. Metamorph. Geol. 1992. Vol. 10. P. 147–170.

МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОРКОДОН-НАЯХАНСКОЙ ЗОНЫ ОЧВП, СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ

Е. В. Старикова[1], Д. А. Рогов[1], А. Л. Коновалов[1], Т. Н. Сурин[1], В. Ю. Соловьев[2], В. В. Прийменко[2]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

Коркодон-Наяханская золото-молибденовая рудоносная зона выделяется в контурах одноименной структурно-тектонической зоны, расположенной ортогонально простиранию основных структур Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Размещение полезных ископаемых на этой территории контролируется зоной регионального глубинного разлома, маркирующегося цепью вскрытых или неглубоко залегающих гранитоидных массивов позднемелового наяханского (габбро?)-гранодиорит-гранитового плутонического комплекса и ограниченными по площади полями верхнемеловых вулканитов преимущественно кислого состава. Основанием для меловых магматических образований служат терригенно-сланцевые формации верхнего триаса и нижней-средней юры. С интрузивными телами гранитоидов пространственно и генетически связаны проявления золоторудно-кварцевой и золото-редкометалльной рудных формаций, а также молибдена, вольфрама и висмута порфировой(?) (Mo) и кварцево-грейзеновой (W, Bi) формаций. С вулканическими комплексами ассоциирует минерализация золото-серебряной и серебро-полиметаллической рудных формаций [Государственная…, 2022]. На южном продолжении Коркодон-Наяханской зоны в контурах Охотского сектора ОЧВП выделяется Вилигинский золото-сереброрудный район, минерагеническая специализация которого определяется более широким распространением меловых вулканических комплексов, продуктивных на оруденение золото-серебряного типа, но в то же время развита и минерализация молибдена, вольфрама и висмута, также ассоциирующая с гранитоидами наяханского комплекса. В ходе минерагенических обобщений на данной территории выделена серия перспективных рудных узлов и оценены их прогнозные ресурсы [Кузнецов и др., 1998; Государственная…, 2022], хотя конкретные рудопроявления по настоящее время характеризуются низкой степенью изученности.

Основные перспективы Коркодон-Наяханской рудоносной зоны и Вилигинского рудного района связываются с молибденовыми объектами, среди которых известны два малых месторождения (Верхнеомолонское и Орлиное), несколько перспективных рудопроявлений (Аксу, Тынгыльчанское, Маймакан, Октава) и многочисленные пункты минерализации (рисунок). Большинство объектов было установлено в ходе геолого-съемочных работ 1950–1970-х годов, на некоторых были проведены поисковые и поисково-разведочные работы. Для Верхнеомолонского и Орлиного месторождений произведен подсчет запасов, на основании которого они были отнесены к непромышленным, однако в современных кондициях эти запасы требуют переоценки и, по всей вероятности, могут быть увеличены на порядок до параметров перспективных для освоения. При этом современные данные по составу руд и рудоносных пород для большинства объектов отсутствуют. Этот пробел восполнен только для проявления Аксу, на территории которого в ходе поисковых работ был получен большой массив современных минералого-геохимических данных по рудам и околорудным метасоматитам [Соцкая и др., 2021] и изучен возраст руд и рудоносных гранитоидов [Акинин и др., 2019].

С 2024 г. в районе верхних течений рек Омолон и Наяхан, охватывающем южную часть Коркодон-Наяханской зоны в месте ее сочленения с Охотским сектором ОЧВП, начаты

© Старикова Е. В., Рогов Д. А., Коновалов А. Л., Сурин Т. Н., Соловьев В. Ю., Прийменко В. В.

геолого-съемочные работы масштаба 1 : 200 000, одной из задач которых является доизучение молибденовых рудопроявлений, в т. ч. уточнение их рудно-формационного типа, установление факторов контроля оруденения, разработка поисковых критериев и оценка перспектив. С этой целью было проведено опробование ряда рудопроявлений, в настоящей работе приводятся первые результаты их изучения.

Типовым объектом площади доизучения является месторождение Орлиное, локализованное в пределах одноименного массива (см. рисунок). Рудные штокверковые и жильные тела приурочены к контактам тел мелкозернистых до аплитовидных биотитовых гранитов поздней фазы внедрения и вмещающих их гранодиоритов. Мощность прожилков от мм до 10 см, они сложены кварцем, часто вдоль зальбандов отмечается мусковит. Рудные минералы представлены молибденитом, вольфрамитом, пиритом, более редкими халькопиритом, сфалеритом и галенитом, в качестве акцессорных установлены минералы висмута и свинца (сульфосоли, сульфиды и сульфотеллуриды). Молибденит наблюдается в виде скоплений пластинчатых кристаллов в зальбандах жил, реже вкраплен в основной массе жил и околожильных метасоматитов, размер отдельных индивидов достигает 3 см. Вольфрамит встречен в единичных кристаллах до 1–3 см в зальбандах жил. Пирит, реже халькопирит, сфалерит и галенит наблюдаются в гнездообразных скоплениях как в центральной части жил, так и в их зальбандах и метасоматических каймах. Висмутовая и свинцово-висмутовая минерализация установлена в виде акцессорных фаз, ассоциирующих как с вольфрамитом, так и с молибденитом. Метасоматические преобразования проявлены в виде маломощных (первые см) околожильных оторочек кварц-мусковитового и кварц-ортоклаз-мусковитового состава с редкой мелкой вкрапленностью рудных фаз.

Проявления Заозерное, Рудный и Маймакан имеют схожее строение, но отличаются геохимическим профилем. Спецификой проявления Заозерное, установленного в апикальной части Няркинского массива, является более широкое распространение минералов вольфрама (ферберит, шеелит) и сульфидов полиметаллов. Оруденение здесь также связано с контактом гранодиоритов и биотитовых гранитов, при этом в гранодиоритах рудные жилы существенно вольфрамитовые с незначительным количеством молибденита, тогда как в биотитовых гранитах несут молибденовую и полиметаллическую (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит) минерализацию.

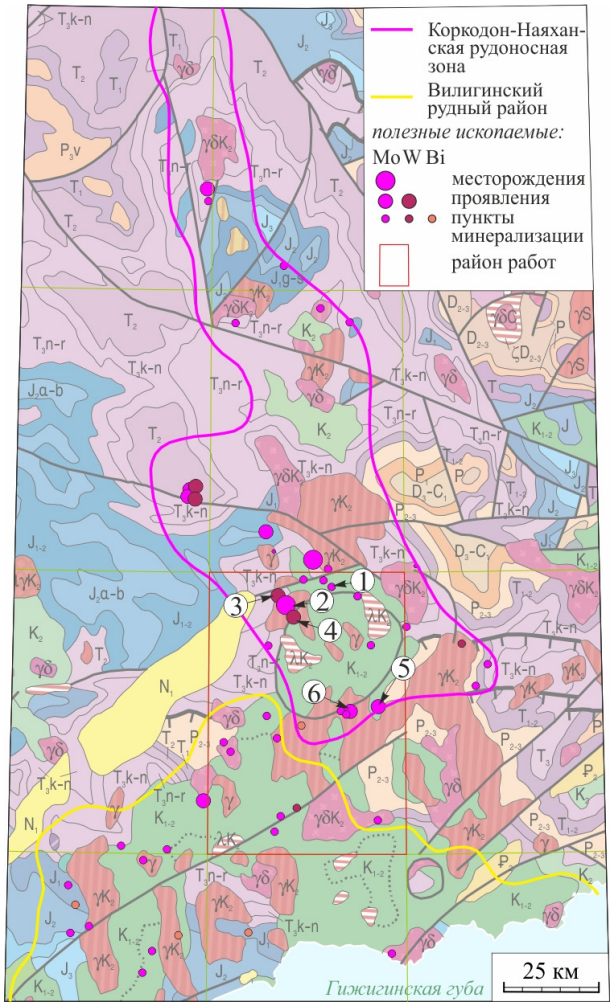


Схема размещения редкометалльных (Mo, W, Bi) объектов в Коркодон-Наяханской рудоносной зоне и Вилигинском районе.

Изученные рудопроявления: *1* – Ветреный, *2* – Орлиное (месторождение), *3* – Сланцевый, *4* – Заозерное, *5* – Маймакан, *6* – Рудный. Составлено по материалам [Геологическая…, 2016; Государственная…, 2022].

Содержания рудных компонентов (г/т) в жильных и метасоматических образованиях из Mo и W-Mo (Bi) рудопроявлений южной части Коркодон-Наяханской зоны (n = 37)

	Be	**Mo**	**Sn**	**W**	**Th**	**U**	**Li**	**Cu**	**Zn**
min	0,5	3,47	0,5	1,43	0,18	0,11	6,22	3,87	4,64
max	1620	26 700	69,3	14 300	12,5	8,87	460	625	815
средн	46,02	3171	16,03	791,7	5,902	2,449	81,1	70,95	93,83

	Ge	**Sb**	**As**	**Te**	**Re**	**Pb**	**Bi**	**Ag**	**Au**
min	1,41	0,05	0,25	0,1	0,003	1,22	0,05	0,012	0,001
max	4,12	1,11	2680	24,6	0,37	353	1730	31,8	0,17
средн	2,739	0,211	82,82	1,832	0,041	34,48	96,56	1,284	0,007

Проявления Рудный и Маймакан приурочены к краевой части массива Большой Наяханский (Верхне-Чалбугский), где залегают в мелкозернистых гранитах. В составе рудных жил здесь кроме молибденита и небольших количеств вольфрамита, установлен широкий спектр сульфидов полиметаллов (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит) и разнообразная висмутовая, свинцово-висмутовая (самородный висмут, сульфосоли и сульфотеллуриды) и серебряная (самородное серебро, гессит) акцессорная минерализация.

Проявления Сланцевый и Ветреный отличаются от вышеописанных условиями локализации рудных жил: они приурочены к экзоконтактам массивов гранитоидов и залегают в ороговикованных терригенных породах верхнего триаса. Мощность рудных жил здесь не превышает первых см, околожильные метасоматиты проявлены крайне слабо и представляют собой кварц-серицитовую оторочку мощностью до 1–2 см. На проявлении Сланцевый главными рудными минералами являются вольфрамиты и шеелит, менее распространен пирит и молибденит, в некоторых образцах установлен берилл. На проявлении Ветреный встречены отдельные маломощные кварц-молибденитовые прожилки.

Минеральный состав рудных жил и метасоматитов полностью соотвествует их геохимическому спектру (таблица), при этом корреляционные связи между компонентами отражают наблюдаемые закономерности в распределении минеральных ассоциаций.

Полученные результаты свидетельствуют, что изученные рудные объекты, несмотря на различия в минерагенической специализации, тождественны по геологическому строению и генезису. Следовательно, принятое ранее отнесение проявлений молибдена, вольфрама и висмута к различным рудным формациям требует пересмотра. Дальнейшие исследования должны быть направлены на установление закономерностей распределения рудных ассоциаций, выявление аспектов их генезиса и уточнение рудно-формационного типа.

Исследования выполнены в ходе работ по Госзаданию ФГБУ «Институт Карпинского» на 2024–2025 гг. и при поддержке государственной темы ФГБУН СВКНИИ ДВО РАН: НИР «Разработка критериев рудоносности магматических комплексов» – № 124051600003-4.

Литература

Акинин В. В., *Колова Е. Е.*, *Савва Н. Е.*, *Горячев Н. А.*, *Маматюсупов В. Т.*, *Кузнецов В. М.*, *Альшевский А. В.*, *Ползуненков Г. О.* Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфирового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны северо-востока России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий, масштаб: 1 : 2 500 000 / гл. ред. О. В. Петров, отв. ред. С. И. Стрельников. СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист P-57 – Эвенск. Объяснительная записка / В. М. Кузнецов, В. В. Акинин, А. С. Бяков и др. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.

Кузнецов В. М., *Гагиев М. Х.*, *Дылевский Е. Ф.*, *Михайлова В. П.*, *Палымская З. А.*, *Шашурина И. Т.*, *Шевченко В. М.*, *Шпикерман В. И.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 270 с.

Соцкая О. Т., *Михалицына Т. И.*, *Савва Н. Е.*, *Горячев Н. А.*, *Маматюсупов В. Т.*, *Семышев Ф. И.*, *Малиновский М. А.* Рудно-метасоматическая зональность молибден-порфировой системы Аксу (Северо-восток Азии) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2021. № 3. С. 3–17.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОРОДАХ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИВОВ УРАЛЬСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

С. Ю. Степанов[1], А. В. Козлов[2], Р. С. Паламарчук[1]

[1] Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс
[2] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург

Зональные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, формирующиеся на ранних стадиях становления островных дуг, являются неотъемлемой частью большинства известных складчатых поясов. Эти интрузивы были отнесены к аналогичной по названию формации.

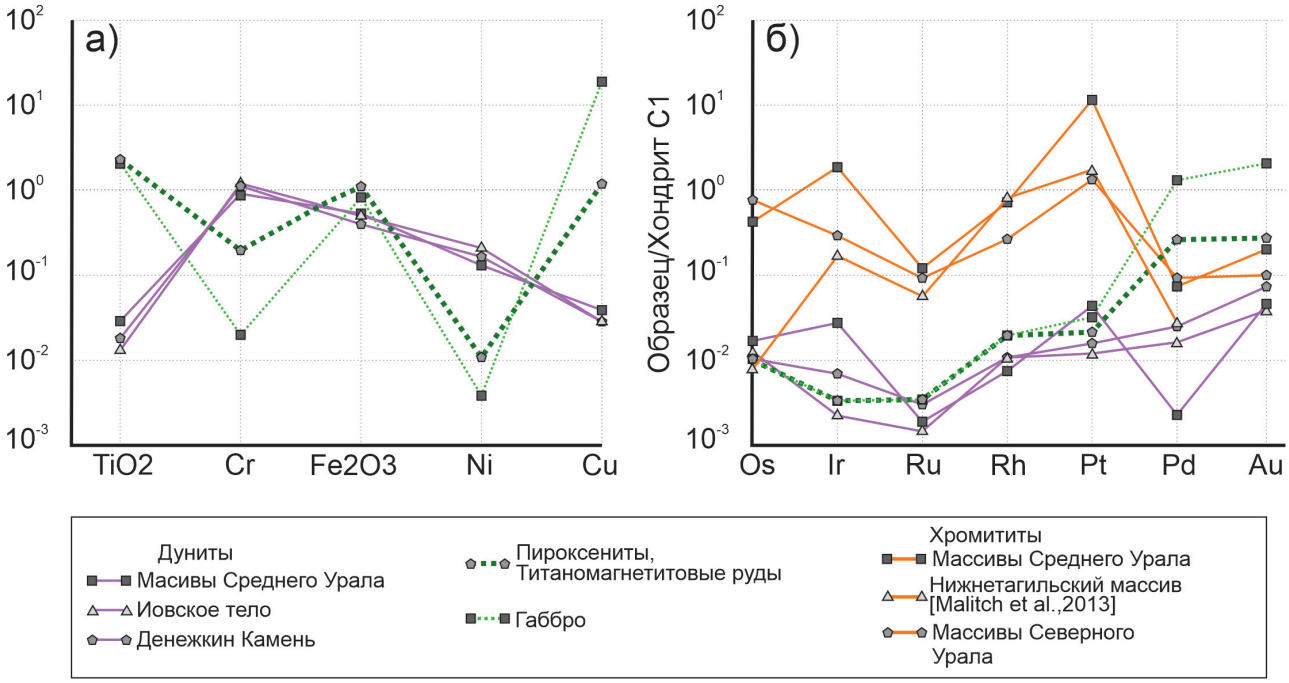
Необходимо отметить, что изверженные породы дунит-клинопиксенит-габбровой формации активно изучаются на протяжении практически всей истории существования современной петрографии и петрологии. Высокий интерес к этим геологическим образованиям вначале был вызван обнаружением в дунитах коренных скоплений платины (Карпинский, 1926), которые, однако, так и не стали объектом промышленной отработки. Но по мере геологического изучения интрузивных комплексов, впоследствии объединенных в Платиноносный пояс Урала (Иванов, 1997), были открыты крупные месторождения железных руд в клинопироксенитах (Фоминых и др., 1987) и медное оруденение с высокими концентрациями элементов платиновой группы в габбро (Аникина, Алексеев, 2010).

В генетическом плане одним из наиболее сложных вопросов, обсуждаемых на протяжении нескольких десятилетий, была целесообразность и обоснованность объединения ультрамафитовой и мафитовой части в единую формацию (Благульнина и др., 1979). Решение этой фундаментальной геологической проблемы имеет, в том числе, и определяющее значение в обосновании прогнозно-поисковой модели, необходимой для разработки оптимального комплекса поисковых работ, направленных на обнаружение новых железорудных и медно-благороднометалльных месторождений. Позиция процессов рудообразования в рамках общей эволюции магматизма дунит-клинопироксенит-габбровой формации будет оценена в рамках данной работы на основании анализа результатов петрографических, минералогических и геохимических исследований.

В ходе обобщения материалов, включающих результаты поисковых работ последних 10 лет, минералого-петрографических и геохимических исследований, было установлено генетическое сродство интрузивных пород Платиноносного пояса Урала. Последовательная смена магматитов от ультраосновных к основным с переходом от ультрамафитов к мафитам связана с эволюцией единого мантийного источника. В то же время, по петрохимическим и геохимическим признакам установлено контрастное различие между ультраосновными и основными породами. Это различие может быть объяснено преобладанием кумулятивных процессов при формировании дунитовой части интрузивов над процессами прямой кристаллизации расплавов при формировании габброидов.

Контрастные петрохимические и геохимические различия находят отражение и в рудной специализации пород. В ходе кристаллизации дунитов при высоких температурах активность серы в рудообразующих процессах незначительна. При образовании дунитов фугитивность кислорода также невысока, что приводит к кристаллизации из числа рудных минералов только хромшпинелида при полном отсутствии магнетита. Важно отметить, что массовая кристаллизация оливина способствует полной экстракции никеля из расплава с накоплением этого

© Степанов С. Ю., Козлов А. В., Паламарчук Р. С.



Хондрит-нормализованные [McDonough, Sun, 1995] содержания рудных элементов и благородных металлов в различных породах дунит-клинопироксенит-габбровых интрузивов Среднего и Северного Урала

элемента в качестве примеси в оливине. Начало формирования верлитов и клинопироксенитов сопровождается резкой сменой окислительно-восстановительных условий, эта смена инициирована массовой кристаллизацией магнетита вплоть до формирования массивных магнетитовых руд в клинопироксенитах. Столь резкая смена окислительно-восстановительных условий приводит к изменению активности серы с сопутствующим формированием сульфидов. В отличие от большинства магматических сульфидных месторождений объекты Платиноносного Пояса Урала характеризуются практически полным отсутствием сульфидов никеля, ограниченным количеством сульфидов железа и абсолютным преобладанием сульфидов, пересыщенных медью (прежде всего борнита). Эти особенности легко могут быть объяснены практически полной экстракцией никеля из расплава при накоплении его в оливине, и концентрированием железа в виде магнетита, исключающем широкое распространение магматического пирротина (Stepanov et al., 2023).

Эволюция пород в едином ряду дуниты–клинопироксениты–габбро с закономерной сменой рудной специфики, находит отражение и в закономерностях распределения элементов платиновой группы (ЭПГ). Так в рамках высокотемпературных раннемагматических рудообразующих процессов в дунитах совместно с хромшпинелидом накапливаются тугоплавкие платиноиды преимущественно в виде интерметаллических соединениях. По мере снижения температур в сочетании с контрастной сменой окислительно-восстановительных условий, вызванной валовой кристаллизацией магнетита, повышение активности серы в рудообразующих процессах сопровождается кристаллизацией сульфидов (преимущественно борнита) и накоплением легкоплавких платиноидов с преобладанием палладия, подчиненной ролью платины и практически полным отсутствием тугоплавких платиноидов. Наряду с формированием минералов палладия в рудах в габбро широкое распространение отмечается для самородного золота, нередко обогащенного палладием и медью (Stepanov et al., 2023).

Таким образом анализ результатов геологических наблюдений и минералогических исследований позволил обосновать вывод об единой эволюции пород в ряду

дуниты–клинопироксениты–габбро в рамках становления магматических комплексов, отнесенных к аналогичной по названию формации. Последовательная эволюция рудообразующих процессов с закономерным переходом от раннемагматических процессов к позднемагматическим сопровождается контрастным изменением специфики распределения ЭПГ, обусловленным контрастной сменой основной рудной нагрузки в породах от хромит-платинового оруденения в дунитах к сульфидно-золото-палладиевой минерализации, связанной с медными сульфидами в габбро.

Литература

Благульнина В.А., *Богидаева М.В.*, *Дагелайская И.Н.* и др. Магматические формации СССР. Том 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.

Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Известия Академии наук СССР. VI серия, 1926. Т. 20, № 1–2. С. 159–170.

Иванов О.К. Концентрически–зональные пироксенит–дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.

Фоминых В.Г., *Краева Ю.П.*, *Ларина Н.В.* Петрология и рудогенез Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.

Аникина Е.В., *Алексеев А.В.* Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.

Stepanov S.Yu., *Palamarchuk R.S.*, *Kutyrev A.V.*, *Shilovskikh V.V.*, *Petrov S.V.* Mineralogy and geochemistry of platinum-group elements in the zoned mafic-ultramafic intrusions of the Uralian Platinum belt, Russia // Journal of Geochemical Exploration 2023. 246(5): 107155.

Stepanov S.Yu., *Palamarchuk R.S.*, *Puchkov V.N.*, *Petrov S.V.* Features of the Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massifs in the Uralian Platinum Belt, Russia // Doklady Earth Sciences 2023. 507(2). P. 1057–1063.

РОИ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК – КЛЮЧ К РАСШИФРОВКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ: ПРИМЕРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

А. В. Степанова

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Мафические дайки и другие малые интрузии основного состава являются индикаторными комплексами при расшифровке истории формирования раннедокембрийских областей и оценке условий, масштабов и времени проявления эндогенных событий.

Традиционно дайковые рои используются для реконструкции крупных магматических провинций, так как являются элементами питающей системы в этих масштабных проявлениях мантийного магматизма (Ernst, 2014, Ernst et al., 2019). Геохимическое и минералого-петрографическое изучение мафических даек позволяет проводить региональные корреляции с раннедокембрийскими вулканогенными образованиями. Геохронологические исследования мафических даек позволяют определять возраст и проводить оценку ареалов мантийных эндогенных событий. Для этих пород возможно использование широкого ряда геохронологических методов, однако ведущим является U-Pb ID-TIMS датирование бадделеита, лежащее в основе получения надежных оценок возраста для древних и молодых дайковых комплексов. Детальное картирование и геолого-структурные исследования позволяют реконструировать рои мафических даек, определять последовательность событий на основе прямых пересечений даек и оценивать палеонапряжения при которых происходило внедрение линейных ров мафических даек. Картирование радиальных роев даек позволяет реконструировать положение фокальной точки мантийного плюма.

Минералого-петрографическое изучение мафических даек, в том числе определение содержаний элементов-примесей в первично-магматических породообразующих минералах, позволяет получить информацию об условиях кристаллизации расплавов *in situ*, составе исходных расплавов, процессах коровой контаминации, эволюции расплавов в промежуточных камерах и глубинах заложения этих камер. Привлечение геохимических и изотопно-геохимических методов и методов петрологического моделирования при изучении мафических даек позволяет реконструировать процессы коровой эволюции расплавов, вклад континентальной коры, определить PT-параметры плавления и состав мантийного источника, в том числе вклад литосферной мантии, при формировании первичных расплавов. Зоны закалки даек фиксируют состояние и состав поднимавшихся к поверхности магм, а изменения составов пород и минералов в разрезе даек – процессы их внутрикамерной эволюции.

Анализ наложенных парагенезисов в дайках базитов является необходимым компонентом при изучении регионального метаморфизма, а геохронологические исследования формирующихся в метаморфизованных породах малых интрузий бадделеит-цирконовых агрегатов позволяет определять возраст двух событий – магматического и метаморфического (Сальникова и др., 2022).

Рои мафических даек – это важный компонент при проведении локальных и региональных корреляций с лавами базальтового состава в вулканогенно-осадочных структурах, такие корреляции необходимы при расшифровке эндогенных событий и являются основой событийной шкалы для отдельных литосферных блоков и террейнов. Сопоставление событий в нескольких литосферных блоках лежит в основе «метода штрих-кодов» широко применяемого при палеотектонических реконструкциях (Bleeker, Ernst, 2006). Все перечисленные выше методы

© Степанова А. В.

и подходы лучше всего работают в комплексе и именно такой комплексный подход является ключом к решению многих региональных и глобальных геологических проблем.

В докладе будут показаны наиболее яркие результаты, полученные при изучении роев мафических даек Фенноскандинавского щита за последние годы. Среди них реконструкция сариолийской (2,4 млрд лет) крупной магматической провинции, реконструкция условий формирования расплавов в сумийской (2,45 млрд лет) крупной магматической провинции, реконструкция условий формирования и эволюции расплавов ятулийских (2,22 и 2,13 млрд лет) событий в восточной части Фенноскандинавского щита.

Литература

Ernst R. E. Large Igneous Provinces / R. E. Ernst. 2014. 667 p.

Ernst R. E., *Liikane D. A.*, *Jowitt S. M.* et al. A new plumbing system framework for mantle plume-related continental Large Igneous Provinces and their mafic-ultramafic intrusions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. (384). P. 75–84

Сальникова Е. Б., *Степанова А. В.*, *Азимов П. Я.* и др. История формирования коронитовых метагаббронoритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов // Петрология. 2022. № 6 (30). С. 596–622.

Bleeker W., *Ernst R.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga 2006. P. 1–24.

ПРОБЛЕМА ИДЕНТИФИКАЦИИ НИЖНЕКОРОВЫХ ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВЫХ ГРАНУЛИТОВ И МАНТИЙНЫХ ЭКЛОГИТОВ НА ПРИМЕРЕ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ им. В. ГРИБА

Е. В. Стецкая[1, 2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург

Введение. В настоящее время существует некоторая неопределенность в разделении гранат-клинопироксеновых глубинных ксенолитов на верхнемантийные и нижнекоровые. Некоторыми исследователями поддерживается гипотеза о существовании субфации плагиоклазсодержащих эклогитов, согласно которой в высокотемпературной области эклогитовой фации, пограничной с высокобарной областью гранулитовой фации, существует область совместной устойчивости омфацита и граната с плагиоклазом (Carswell, 1990). Определяющим фактором отнесения метаморфической породы к эклогиту в данной гипотезе является наличие граната и высоко-Na клинопироксена (омфацита), которые составляют основной объем породы. Из-за отсутствия в породе ортопироксена, оценка равновесного давления в таких ксенолитах может быть не объективной, так как большинство гранат-клинопироксеновых геобарометров основано на реакциях равновесия этих минералов в гранатовых лерцолитах и пироксенитах (Никитина, 2005).

Целью данного исследования является выявление геохимических особенностей породообразующих минералов ксенолитов трубки им. В. Гриба, представленных гранат-клинопироксеновыми гранулитами и мантийными эклогитами.

Геологическая характеристика объекта исследования. Трубка им. В. Гриба находится в центральной части Зимнебережного алмазоносного района, в пределах Верхотинского поднятия Ручьевского выступа кристаллического фундамента, представленного гранитизированными кристаллическими сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами и является одним их главных месторождений алмазов Карело-Кольской субпровинции. Трубка приурочена к разлому север-северо-восточного простирания и прорывает слаболитифицированные осадочные породы верхнего рифея и верхнего венда, перекрываясь толщей терригенных и карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений (Устинов и др., 2021).

Результаты. При петрографическом описании шести глубинных ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба были выделены две разновидности пород, отличающиеся по структурно-текстурным признакам и минеральным ассоциациям (рис. 1). Первая разновидность представлена биминеральной породой с гранобластовой структурой и массивной текстурой, состоящей из гипидиоморфного граната с сильной трещинноватостью (от 0,3 до 1,5 см) в матрице крупных (до 0,5 см) сильно опацитизированных клинопироксенов. Для этих ксенолитов характерно наличие флогопитовых кайм (до 1 мм) вокруг граната и частичное замещение клинопироксена амфиболом паргаситового состава. По структурно-текстурным признакам ксенолиты данной разновидности относятся к I группе мантийных эклогитов по классификации МакГрегора и Картера (MacGregor and Carter, 1970). Вторая разновидность отличается наличием полосчатой текстуры, выраженной тонкими прослойками кислого плагиоклаза, представленного олигоклазом (до 0,2 см), находящимися между гранат-клинопироксеновыми участками с гранобластовой структурой. Особенностью данной разновидности пород является отсутствие реакционных кайм между породообразующими минералами и наличие разнообразных включений в них, представленных рутилом, апатитом и цирконом. По результатам

© Стецкая Е. В.

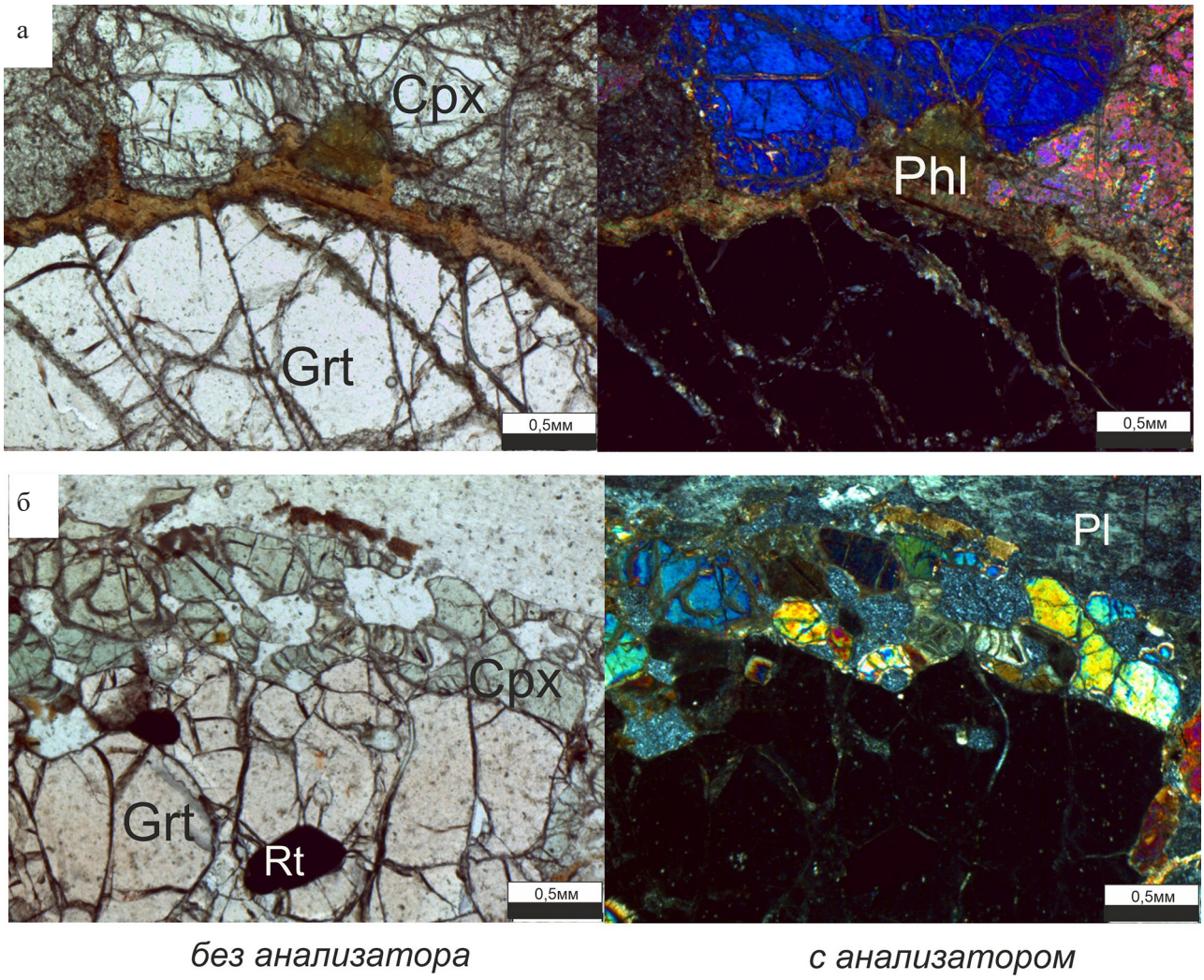


Рис. 1. Микрофотографии шлифов: *а* – мантийный эклогит (обр. 11-30-11); *б* – гранат-клинопироксеновый гранулит (обр.252-30).

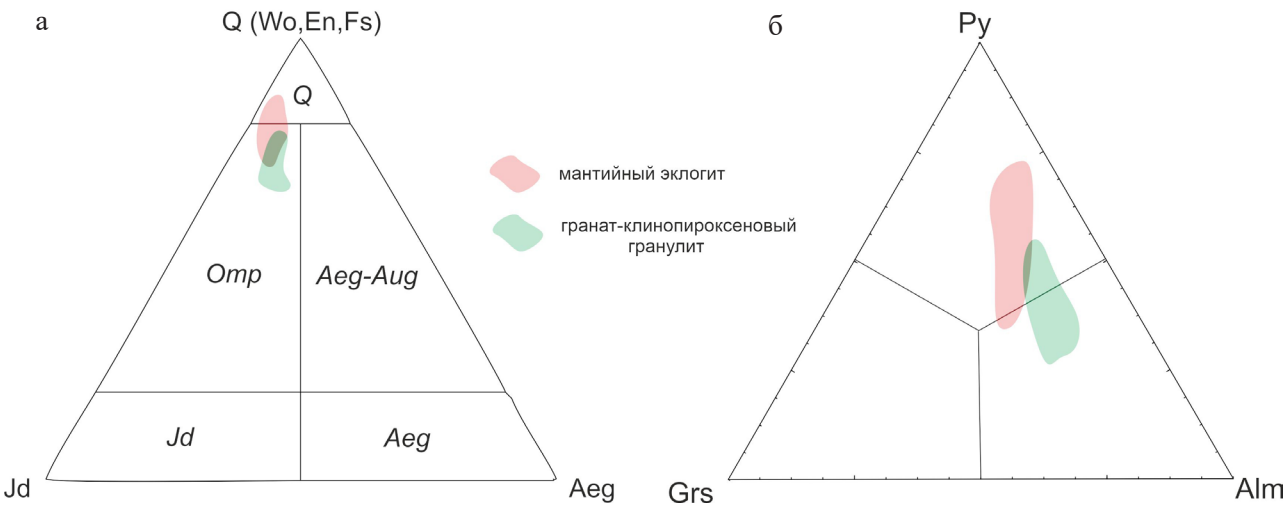


Рис. 2. а – минальный состав клинопироксенов Ca-Na группы (по Morimoto et al., 1988) (*n* = 30); *б* – тройная диаграмма минального состава гранатов (*n* = 103).

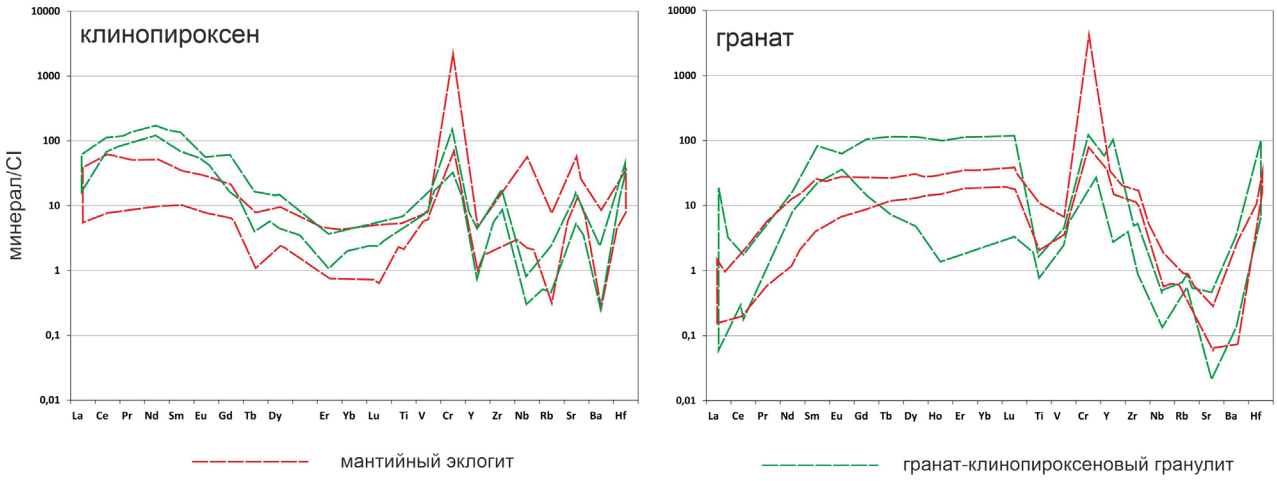


Рис. 3. График распределения редких элементов (нормирование произведено на CI по Sun & McDonough, 1989). Линии ограничивают поля составов минералов (n = 22 для гранатов, n = 13 для клинопироксенов).

петрографического исследования и предварительной оценке PT параметров, было решено разделить ксенолиты первой и второй разновидности на мантийные эклогиты и гранат-клинопироксеновые гранулиты соответственно.

Анализ главных элементов методом ЕРМА (ИГГД РАН) породообразующих минералов, при котором были использованы только центры неизмененных зерен, показал обогащение гранатов из эклогитов пироповым миналом, по сравнению с гранатами из гранулитов (рис. 2, *б*). Однако, клинопироксены из второй разновидности являются более омфацитовыми (рис. 2, *а*). Составы минералов обоих групп соответствуют мантийным эклогитам трубки им. В. Гриба, описанными предшественниками ранее (Malkovets et al., 2003; Shchukina et al., 2019), а ксенолиты нижнекоровых гранат-клинопироксеновых гранулитов из этой трубки к настоящему времени мало изучены и упомянуты только в одной работе (Koreshkova et al., 2017).

При исследовании содержаний редких и редкоземельных элементов в минералах эклогитовых и гранулитовых ксенолитов были выявлены некоторые отличия. На мультиэлементной диаграмме для граната и клинопироксена (рис. 3) отчетливо видна положительная аномалия Cr в эклогитах, что является одним из признаков их глубинности (Хаггерти и др., 1993). Также, можно заметить, что клинопироксены из эклогитов характеризуются пониженным содержанием LREE, по сравнению с гранулитами. Гранаты из гранулитов отличаются большей вариативностью содержаний в области HREE (рис. 3). Остальные геохимические характеристики минералов обеих групп лежат в приблизительно одинаковом диапазоне значений.

Приведенные выше данные позволяют сделать предположение, что только повышенное содержание Cr (в гранатах >300 ppm, в клинопироксенах >1500 ppm) может являться объективным критерием, указывающим на мантийное происхождение ксенолитов.

Исследование поддержано грантом РНФ № 24-27-00121.

Литература

Никитина Л. П. Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксометры. СПб.: СПбГУ, 2005. 128 с.

Устинов В. Н., *Неручев С. С.*, *Загайный А. К.* и др. Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы. СПб.: Наука, 2021. 410 с.

Хаггерти С. Е., *Фанг А. Т.*, Пайл Дж. М. Мантийный ряд и геохимия высокобарических и высокотемпературных эклогитов из Западной Африки (Коиду) и кратона Каапвааль (Ягерсфонтейн) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 59–74.

Carswell D.A. Eclogites and the eclogite facies: difinitions and classifications // Eclogite facies rocks. Ed. D.A. Carswell. Glasgow: Blackie. 1990. P. 1–13.

Koreshkova M., *Downes H.*, *Millar I.*, *Levsky L.*, *Larionov A.*, *Sergeev S.* Geochronology of Metamorphic Events in the Lower Crust beneath NW Russia: a Xenolith Hf Isotope Study // Journal of Petrology. 2017. V. 58. № 8. P. 1567–1590.

MacGregor I.D., *Carter J.L.* The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 391–397.

Malkovets V., *Taylor L.*, *Griffin W.*, *O'Reilly S.*, *Pearson N.*, *Pokhilenko N.*, *Verichev E.*, *Golovin N.*, *Litasov K.*, *Valley J.*, *Spicuzza M.* Eclogites from the Grib pipe, Arkhangelsk, Russia // in 8th International Kimberlite Conference. 2003. C. 1–5.

Shchukina E.V., *Agashev A.M.*, *Soloshenko N.G.* et al. Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): Geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics // Mineral. Petrol. 2019.

ВЕЗУВИАН – НОВЫЙ U-Pb МИНЕРАЛ-ГЕОХРОНОМЕТР ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА РУДООБРАЗОВАНИЯ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

М. В. Стифеева, Т. Л. Паникоровский, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Одним из направлений развития современной геохронологии является поиск, изучение и апробация новых минералов-геохронометров. Новые источники геохронологической информации во многих случаях позволяют изменить имеющиеся представления о возрасте эндогенных событий, что имеет фундаментальное значение, а также может найти практическое применение для поиска месторождений полезных ископаемых.

Минералы группы везувиана (МГВ) встречаются в различных геологических обстановках и образуются как в ходе высокотемпературных контактово-метасоматических и регионально-метаморфических процессов, так и при более низкотемпературных процессах. Образование минералов группы везувиана генетически связано с формированием богатых по запасам месторождений полезных ископаемых различной рудной специализации. Кристаллическая структура везувиана характеризуется целым рядом исключительных свойств, однако, важнейшими для потенциального U-Pb минерала-геохронометра являются: устойчивость в широком диапазоне температур и давлений, а также способность изоморфного вхождения в структуру элементов группы актиноидов.

Возможность использования минералов группы везувиана для получения U-Pb возраста контактово-реакционных процессов подтверждается результатами ряда исследований (Wei et al., 2022; Romer, 1992; Yu et al., 2022; Стифеева и др., 2024; 2025). Наряду с высоким потенциалом МГВ в качестве геохронометра, было установлено, что ограничением для его широкого использования является высокая доля захваченного обыкновенного свинца, который также как и уран изоморфно входит в структуру и «искажает» общий баланс свинца. Без использования специальных методических подходов, корректная интерпретация U-Pb геохронологических данных, полученных для везувианов с такими характеристиками значительно затруднена.

По результатам U-Pb (ID-TIMS) исследований МГВ из контактово-реакционных месторождений различного генезиса, было установлено, что низкая доля обыкновенного свинца более характерна для вилуитов или везувиана, в состав которых входят значительное содержание бора (>1 мас. % B_2O_3). Для вилуита из контактово-реакционных пород вилюйской трапповой формации установлена низкая доля обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t), не превышающей 0,14 при относительно высоком содержании урана (29–37 мкг/г). Для него получена конкордантная оценка возраста – 250 ± 1 млн лет (СКВО = 1,00), совпадающая с известным возрастом формированием пород Сибирской трапповой провинции. Исследование еще двух богатых бором образцов везувиана (месторождения Темплтон и Титовское) также подтвердили выявленную закономерность.

Для образцов везувиана, характеризующихся высокой долей обыкновенного свинца (Pbc/Pbt > 0,6), в ряде случаев возможно применение методов коррекции по когенетичным свинец содержащим минералам (Стифеева и др., 2024) или с использованием метода линейных изохрон (Стифеева и др., 2025), что позволяет получать надежную информацию о возрасте их образования.

© Стифеева М. В., Паникоровский Т. Л., Сальникова Е. Б., Котов А. Б.

Литература

Qin-Di Wei, Ming Yang, Rolf L. Romer, Hao Wang, Yue-Heng Yang, Zi-Fu Zhao, Shi-Tou Wu, Lie-Wen Xie, Chao Huang, Lei Xu, Jin-Hui Yang, Fu-Yuan Wu. In situ U-Pb geochronology of vesuvianite by La-SF-ICP-M S. Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2022. Vol. 37. P. 69–81.

Romer R.L. Vesuvianite – new tool for the U-Pb dating of skarn ore deposits. Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 46. P. 331–341

Zhang Yu, *Song Shuling*, *Hollings Pete*, *Li Dengfeng*, *Shao Yongjun*, *Chen Huayong, Zhao Lianjie, Kamo Sandra, Jin Tingting, Yuan Lingling, Liu Qingquan, Chen Shaocong.* In-situ U-Pb geochronology of vesuvianite in skarn deposits. Chemical Geology. 2022. 612. 121136

Стифеева М.В., *Паникоровский Т.Л.*, *Ларин А.М.*, *Сальникова Е.Б.*, *Котов А.Б.*, *Бортников В.В.* Везувиан – новый U-Pb-минерал-геохронометр для оценки возраста рудных месторождений // Докл. АН. Науки о Земле. 2024. Т. 518. № 10. С. 89–95

Стифеева М.В., *Сальникова Е.Б.*, *Котов А.Б.*, *Гриценко Ю.Д.*, *Паникоровский Т.Л.* Использование везувиана и гранат для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. 3–5 июня 2025 г. Москва (ИГЕМ РАН).

ШОШОНИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКО-МУГОДЖАРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Т. Н. Сурин

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

Магнитогорско-Мугоджарская палеоостроводужная система является крупнейшей и важнейшей в металлогеническом отношении структурой Урала. Она состоит, по мнению целого ряда исследователей, из двух субпараллельных островных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской) с разделяющим их междуговым бассейном. Восточно-Магнитогорская дуга была весьма активна на протяжении длительного времени, от конца эйфеля до позднего визе включительно, т. е. на протяжении более 50 млн лет, с чем связано исключительное разнообразие магматических образований и эндогенных рудных формаций, сформировавшихся в процессе ее эволюции [Сурин, Мосейчук, 1995; Мосейчук и др., 2017]. По современным представлениям, в северной части указанной дуги выделяются четыре структурно-формационные зоны: Гумбейская, Учалино-Александринская, Магнитогорская и Кизильская (с востока на запад). В первых трех сосредоточены все определяющие металлогению района рудные месторождения, проявления и пункты минерализации.

Впервые магматиты шошонитовой серии были выделены нами в западной части крупнейшей на Южном Урале колчеданоносной Учалино-Александринской зоны в виде фаменской вулкано-плутонической верхнеуральской ассоциации. Она включает в себя вулканогенные породы верхнеуральской толщи и комагматичные им интрузивные образования верхнеуральского комплекса. В самое последнее время доказано, что детально изученные образования верхнеуральской ассоциации являются типичными представителями островодужной шошонитовой серии, весьма типичной для «зрелых» островных дуг [Сурин, 2025]. Возраст вулканитов установлен по конодонтам, а интрузивных пород – Rb-Sr- и U-Pb- по цирконам (SHRIMP) методами и соответствует позднему девону (фамен). Весь ряд пород от основных к кислым соответствует ряду шошонит-латит-тосканит. Тип щелочности пород калиево-натриевый, причем общая щелочность пород возрастает в характеризуемом ряду именно за счет калия. В целом вся серия пород характеризуются пониженной титанистостью, что вкупе с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об их принадлежности к типу «нормальных» островодужных шошонитовых серий. Этот тип шошонитов имеет субдукционную природу, он «маркирует» нормальную зональность зоны перехода океан-континент и связан с режимом общего сжатия в процессе развития субдукционной системы [Кепежинскас и др., 1988]. Все породы характеризуются весьма значительной (по отношению к базальтам типа N-MORB) обогащенностью крупноионными литофильными элементами и переменными, но в целом умеренными, содержаниями высокозарядных элементов при резко пониженных концентациях сидерофильных элементов и четко выраженном ниобиевом минимуме, что является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок. По мере роста содержаний кремнезема в породах концентрации LILE еще более увеличиваются, а сидерофильных, наоборот, уменьшаются. Основные геохимические особенности магматитов толщи наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг. Например, в них, по сравнению с шошонитами окраинно-континетальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок резко понижены содержания бария, циркония и ниобия, в то время как концентрации указанных элементов близки к средним содержаниям таковых в островодужных

© Сурин Т. Н.

шошонитах и латитах [Антипин, 1989]. Следовательно, они относятся к «низкотитанистой» островодужной шошонитовой серии. Подобные образования являются надсубдукционными, причем локализованы они всегда в тыловых зонах островных дуг. Поскольку в данном случае они приурочены к западной части Восточно-Магнитогорской палеодуги, логично предположить, что именно западная ее часть является тыловой, а восточная – фронтальной.

Чуть западнее, в пределах Магнитогорской зоны при детальном картировании Магнитогорского рудного поля в конце 80-х годов минувшего века была выделена малокуйбасовская вулканическая серия [Мосейчук и др., 1995]. В нее входят новоивановская толща и шумилинская свита, а также выделенная нами позднее сара-тюбинская толща, представленная локально проявленными псаммитовыми гидротуфами пикритов и пикробазальтов, детально описанных в специальной работе [Мосейчук, Сурин, 1998].

Возраст вулканитов установлен по конодонтам и соответствует позднему девону – раннему карбону (фамен – турне – ранее визе). Весь ряд пород от основных к средним и далее к кислым соответствует ряду высококалиевый базальт – шошонит – латит – тосканит. Тип щелочности калиево-натриевый с явным преобладанием натрия над калием. Важнейшей особенностью всей серии пород является повышенное содержание в них титана, что свидетельствует об их принадлежности к типу «рифтогенных» островодужных шошонитовых серий [Кепежинскас и др., 1988], при этом важно отметить, что с ростом калиевости пород содержание титана в них значительно понижается.

Для микроэлементного состава пород также характерны те же особенности, что и для магматитов верхнеуральской ассоциации. Важно отметить, что титановый минимум в породах почти не проявлен. В целом же основные геохимические особенности вулканитов всей серии (также, как и верхнеуральской, ассоциации, см. выше) наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг. Таким образом, вулканиты малокуйбасовской серии относятся к «высокотитанистой» («рифтогенной») островодужной шошонитовой серии. Подобные образования являются также надсубдукционными, но формировались они в геодинамической обстановке локального рифтогенеза и своим образованием обязаны воздействию мантийного диапира, поднимающегося в мантийный надсубдукционный клин в тыловой части островной дуги.

Полученные данные позволяют существенно уточнить представления о геодинамике развития Южного Урала.

Литература

1. *Антипин В. С.* Геохимическая эволюция шошонит-латитового магматизма различных геодинамических обстановок // Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М.: Наука, 1989. С. 220–226.
2. *Кепежинскас П. К.*, *Кравченко-Бережной И. Р.*, *Гулько Н. И.* Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
3. *Мосейчук В. М.*, *Сурин Т. Н.*, *Яркова А. В.*, *Кашина Л. В.* Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.
4. *Мосейчук В. М.*, *Яркова А. В.*, *Михайлов И. Г.*, *Кашина Л. В.*, *Сурин Т. Н.*, *Плохих Н. А.*, *Цин Д. Ф.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. – М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 127 с. Комплект карт.
5. *Мосейчук, Сурин,* 1998]. *Мосейчук В. М.*, *Сурин Т. Н.* Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 112 с.
6. *Сурин Т. Н.* Позднедевонская Верхнеуральская вулкано-плутоническая ассоциация (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Южный Урал): возраст, петрология, геохимия, рудоносность и геодинамическая обстановка формирования. Минералогия. 2025. Т. 11. № 1. С. 64–90.
7. *Сурин Т. Н.*, *Мосейчук В. М.* Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ «ДИСКРЕТНОЙ» ХИМИЧЕСКОЙ АБРАЗИИ ПРИ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ БАЗИТОВ (БАДДЕЛЕИТ, ID TIMS)

М. А. Суханова[1], Е. Б. Сальникова[1], А. В. Степанова[2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург;
[2] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Бадделеит в настоящее время является главным минералом-геохронометром, используемым для оценки возраста базитов. Этот минерал обладает высокой (около 1000 °C, White et al., 2018) температурой закрытия U-Pb изотопной системы и, в отличие от циркона, не может быть захвачен из вмещающих пород при внедрении магмы. Частичное замещение бадделеита поликристаллическим цирконом при метаморфизме (Heaman, LeCheminant, 1993; Davidson, van Breemen, 1988) или иных посткристаллизационных процессах может вызывать значительную возрастную дискордантность бадделеита и вносит определенные ограничения при его использовании. Оценка возраста бадделеит-цирконовых агрегатов с помощью локальных методов (SIMS, LA-ICP-MS) в большинстве случаев затруднена из-за небольшого размера зерен (30–70 мкм), а также сложного внутреннего строения агрегатов (циркон часто заполняет трещины в бадделеите). В связи с этим до недавнего времени частично измененный бадделеит не использовался для U-Pb геохронологических исследований. Для решения этой проблемы была разработана методика «дискретной» химической абразии, направленная на химическое разделение фаз бадделеита и циркона в агрегатах и позволяющая проанализировать каждую из фаз методом ID TIMS. Она основана на различной растворимости этих минералов в кислотах: бадделеит растворяется в HCl и HF, а циркон – только в HF. Подробно методика представлена в работе (Сальникова и др., 2022). Данная методика была применена к бадделеиту из трех интрузивных комплексов, локализованных в пределах Фенноскандинавского щита. Во всех рассмотренных случаях выделение бадделеита проводилось с использованием водной методики (Soderlund, Johansson, 2002). U-Pb ID-TIMS изотопные геохронологические исследования бадделеита и бадделеит-цирконовых агрегатов были проведены в лаборатории Изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Измерение изотопного состава Pb и U выполнялись на масс-спектрометре Triton TI.

Первый объект – Амбарнский массив оливиновых габброноритов, расположенный в центральной части Беломорской провинции. В оливиновых габброноритах сохраняются реликты первично магматических оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза, вокруг оливина образуются типичные для Беломорской провинции двуслойные коронарные структуры, сложенные ортопироксеном, клинопироксеном, амфиболом и шпинелью. Условия метаморфизма габброноритов Амбарнского массива достигали 900 °C и 8,5 кбар (Сальникова и др., 2022). Были проведены U-Pb геохронологические исследования бадделеит-цирконовых агрегатов и определен возраст бадделеита (2411 ± 6 млн лет, СКВО = 0,91) и циркона (1911 ± 35 млн лет, СКВО = 0,70), соответствующие возрасту кристаллизации оливиновых габброноритов и наложенного на них метаморфизма гранулитовой фации (Сальникова и др., 2022).

Второй объект расположен в северной части Кольского полуострова на западном берегу Кольского залива и представляет собой дайку кварцевых долеритов. Из шлира пегматоидных долеритов был выделен бадделеит, представленный темно- и светло-коричневыми кристаллами игольчатой и таблитчатой формы размером 30–70 мкм. Проанализированный с использованием

© Суханова М. А., Сальникова Е. Б., Степанова А. В.

стандартной U-Pb ID-TIMS методики исследования единичных зерен бадделеит вне зависимости от морфологических особенностей, характеризуется прямой возрастной дискордантностью (>10%). При детальном микроскопическом изучении было обнаружено, что изученные зерна бадделеита отличаются присутствием тонкой (<10 мкм) оболочки, сложенной цирконом, и представляют собой бадделеит-цирконовые агрегаты. Применение методики «дискретной» химической абразии позволило удалить оболочку и проанализировать бадделеит. В результате были получены две фигуративные точки изотопного состава, одна из которых является конкордантной (величина конкордантного возраста составляет 2523±9 млн лет, СКВО = 0,64), а вторая обладает значительно более низким уровнем дискордантности, чем бадделеит, проанализированный без применения данной методики. В результате исследований был определен возраст кристаллизации кварцевых долеритов, который составляет 2520±13 млн лет (верхнее пересечение дискордии, СКВО = 2,8).

Третьим объектом является силл долеритов, секущий терригенные породы нижнего стратиграфического уровня ятулия Сегозерской структуры, расположенной в центральной части Карельского кратона. Долериты метаморфизованы в условиях низкотемпературной зеленосленцевой фации, что вызвало образование тонких (5–15 мкм) цирконовых оболочек. Бадделеит имеет темно-коричневую окраску, форма кристаллов преимущественно таблитчатая, иногда на гранях наблюдается штриховка. Размер зерен иногда достигает 100 мкм, однако основная часть зерен имеет размер от 30 до 80 мкм. Были проведены как исследования бадделеита без предварительного применения методики «дискретной» химической абразии, так и с применением ее. Возраст бадделеита определяется верхним пересечением дискордии, аппроксимирующей точки изотопного состава бадделеита, и составляет 2219±9 млн лет (СКВО = 0,04). Долериты являются геохимическим аналогом базальтов, перекрывающих породы нижней терригенной пачки ятулия Сегозерской структуры, поэтому верхнее возрастное ограничение времени осадконакопления нижней терригенной пачки и нижнее возрастное ограничение времени осадконакопления пород средней терригенной пачки ятулия Сегозерской структуры может быть определено полученной оценкой возраста (Степанова и др., 2025).

Таким образом, применение методики «дискретной» химической абразии значительно расширяет возможности использования U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований бадделеита для оценки возраста метаморфизованных базитов.

Исследования базитов Сегозерской структуры выполнены в рамках реализации гранта РНФ (проект № 23-17-00260).

Литература

Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я., Суханова М.А., Котов А.Б., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В., Степанов В.С. История формирования коронитовых метагаббронноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 596–622.

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Суханова М.А., Ларионова Ю.О., Устинова В.В., Самсонов А.В. 2,22 млрд лет – верхнее возрастное ограничение для осадочных пород нижнего ятулия на Карельском кратоне: результаты U-Pb ID-TIMS датирования бадделеита из базитов Сегозерской структуры // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 3–5 июня 2025 г. Материалы конференции. С. 203–204.

Davidson A., van Breemen O. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology // Contrib. to Mineral. Petrol. 1988. Vol. 100. № 3. P. 291–299.

Heaman L.M., LeCheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2) // Chem. Geol. 1993. Vol. 110. № 1–3. P. 95–126.

Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2). Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. P. 1–7.

White L.F., Darling J.R., Moser D.E., Cayron C., Barker I., Dunlop J., Tait K.T. Baddeleyite as a widespread and sensitive indicator of meteorite bombardment in planetary crusts //Geology. 2018. Т. 46. № 8. С. 719–722.

ДВА ЭТАПА ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

В. П. Сухоруков, О. М. Туркина

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

Ангаро-Канский блок представляет собой выход палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса, который протягивается вдоль западной окраины Сибирского кратона Канский гранулитовый комплекс подразделяется на кузеевскую и атамановскую толщи. Кузеевская толща в основном сложена гранат-плагиоклаз + ортопироксеновыми гнейсами, гранат-двупироксеновыми основными гранулитами, глиноземистыми метапелитами с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и ортопироксеном, а также чарнокитами и эндербитами.

В регионе выделяются два этапа гранитоидного магматизма. Первый представлен постколлизионными гранитами первой фазы Таракского плутона возрастом около 1,84 млрд лет. Второй – внедрение внутриплитных гранитов второй фазы Таракского плутона и жильных чарнокитов (1,75–1,74 млрд лет) (Bibikova et al., 2001; Nozhkin et al., 2009). Внедрение постколлизионных гранитов завершает первую стадию гранулитового метаморфизма, а внутриплитные лейкограниты связаны с более поздними событиями растяжения.

Недавние исследования показали, что породы Кузеевской серии метаморфизованы в условиях ультравысокотемпературного метаморфизма (Sukhorukov et al., 2014, 2018 а, б, 2021). Это было установлено на основании высокого содержания глинозема (до 10 мас. %) в ортопироксене, наличия осумилита, замещенного псевдоморфозами кордиерита, полевых шпатов и ортопироксена, наличия сапфирина в Qz-содержащих ассоциациях, а также состава мезопертитового полевого шпата. Пиковые параметры ультравысокотемпературного метаморфизма Ангаро-Канского блока были оценены около 1070–1100 °С и около 9 кбар с использованием геотермометров по содержанию титана в цирконе, алюминия в ортопироксене, полевошпатового геотермометра и существующих петрогенетических решеток. Микротекстуры свидетельствуют о том, что после пика метаморфизма породы претерпели субизобарическое остывание до температуры около 900 °С. Возраст UHT-метаморфизма, полученный с помощью SHRIMP U-Pb датирования цирконов из сапфиринсодержащих и ортопироксен-силлиманитовых гнейсов, находится в диапазоне 1,75–1,78 млрд лет и коррелирует с возрастом второй стадии гранулитового метаморфизма (~1,77–1,78 млрд лет), зафиксированным в цирконах основных гранулитов (Turkina and Sukhorukov, 2015). При этом породы содержат метаморфические цирконы более древнего возраста около 1,86 млрд лет.

Гранат-кордиеритовые гнейсы Атамановской серии метаморфизованы в условиях около T = 850 °С, P = 6 кбар. Ретроградный PT-тренд метаморфизма характеризуется изменением направления от преимущественно декомпрессионного к почти изобарическому охлаждению и завершение в поле стабильности андалузита. Полученные данные о возрасте циркона (1,86 млрд лет) и монацита (1,83 млрд лет) указывают на то, что эти гнейсы не были затронуты поздним UHT-метаморфизмом (1,75–1,78 млрд лет), широко распространенным в пределах Ангаро-Канского блока. Все полученные данные позволяют рассматривать гранулитовый метаморфизм 1,86 млрд лет как отдельное метаморфическое событие с пиковыми и ретроградными стадиями, а не как часть UHT-метаморфизма в пределах Ангаро-Канского блока.

Интеграция всех данных по метаморфизму и гранитоидному магматизму свидетельствует о том, что весь временной промежуток формирования Ангарского орогена включал два отдельных метаморфических события. Первое событие гранулитового метаморфизма

© Сухоруков В. П., Туркина О. М.

в интервале 1,89–1,85 млрд лет завершилось внедрением постколлизионных гранитов возрастом 1,84 млрд лет, а второе произошло в условиях ультравысоких температур и достигло кульминации в 1,78–1,8 млрд лет.

Полевые работы проводились при финансовой поддержке министерства науки и высшего образования (№ 122041400237-8), аналитические исследования при поддержке РНФ (грант 21-77-20018-П).

Литература

Bibikova E. V., Gracheva T. V., Kozakov I. K., Plotkina Yu. V., 2001. U-Pb age of the hypersthene granites (kuzeevites), Angara-Kan Inlier (Yenisei Range) // Geologiya I Geofizika 42 (5). 864–867 (in Russian).

Nozhkin A. D., Turkina O. M., 1993. Geochemistry of Granulites from Kansk and Sharyzhalgay Complexes. UIGGM, Novosibirsk (in Russian).

Nozhkin A. D., Turkina O. M., Bayanova T. B., 2009. Paleoproterozoic collisional and intraplate granitoids of the southwest margin of the Siberian Craton: petrogeochemical features and U-Pb geochronological and Sm–Nd isotopic data // Doklady Earth Sciences 428 (7). 1192–1197.

Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D., 1994. Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment. In: Condie K. C. (Ed.), Archaean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam. P. 411–459.

Sukhorukov V. P., Gladkochub D. P., Turkina O. M., 2018 a. The First Finding of Sapphirine in Granulites of the Angara-Kan Block: Evidence of Ultra-High Temperature Metamorphism in the SW Siberian Craton // Dokl. Earth Sci. 479 (2). 443–447.

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C., 2018b. Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism // Gondwana Res. 57. 26–47.

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C., 2021 Orthopyroxene-sillimanite granulites of the Angara-Kan block (SW Siberian craton): Constraints on timing of UHT metamorphism // Journal of Asian Earth Sciences 207. 104650.

Turkina O. M., Sukhorukov V. P., 2015. Stages and conditions of metamorphism of mafic granulites in the Early Precambrian complex of the Angara-Kan terrane (southwestern Siberian Craton) // Russ. Geol. Geophys. 56. 1544–1567.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А. А. Третьяков[1], К. Е. Дегтярев[1], Н. А. Каныгина[1], А. Н. Журавлев[1], К. А. Третьякова[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, and8486@yandex.ru
[2] Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва

Различия в составе, строении и возрасте стратифицированных и плутонических комплексов позволили разделить докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса на две группы – Исседонскую и Улутау-Моюнкумскую [5]. Для последней группы в последние 20 лет были получены новые данные, позволившие реконструировать латеральный ряд структур неопротерозойской активной окраины и основные этапы ее тектоно-магматической эволюции [2; 4].

Первый этап, охватывавший интервал второй половины тонского периода неопротерозоя (~850–760 млн лет), был связан с субдукционным развитием активной окраины и формированием в пределах тыловой, фронтальной и преддуговой областях вулканогенных и плутонических и терригенных комплексов, участвующих в строении докембрийских террейнов Центрального, Юго-западного Казахстана, Северного и Срединного Тянь-Шаня.

Комплексы тыловой области наиболее распространены и участвуют в строении западной (Майтюбинской) зоны Улутауского террейна, террейнов юго-западного Казахстана (Чуйско-Кендыктасский, Джельтавский), Северного и Срединного Тянь-Шаня. Эти комплексы объединяют риолит-гранитные вулкано-плутонические ассоциации, контрастные базальт-риолитовые и риолитовые толщи. Изотопно-геохимические особенности пород указывают на образование расплавов во внутриплитной обстановке при участии обогащенного мантийного источника и пород континентальной коры [2; 3].

Комплексы фронтальной области представлены туфоконгломератами, лито- и кристаллокластическими туфами, а также эффузивами, участвующими в строении восточной (Карсакпайской) зоны Улутауского террейна и южных блоков Сарысу-Тенизского водораздела Центрального Казахстана. Эффузивы образуют дифференцированные базальт-андезит-риодацитовые и бимодальные базальт-андезидацитовые серии. Формирование было связано с двумя этапами магматизма – 840–820 и ~760 млн лет. Изотопно-геохимические особенности эффузивов указывают на их образование в пределах энсиалической островной дуги [2].

Комплексы преддуговой области выделены в северной (хребет Малый Каратау) и южной (Таласский хребет) частях Каратау-Таласского террейна, где они представлены терригенными турбидитовыми и карбонатными толщами глубоководных и мелководных фаций, накапливавшихся в интервале ~810–720 млн лет. В строении питающей провинции участвовали как раннедокембрийские образования, так и надсубдукционные магматические комплексы фронтальной и тыловой областей с интервалами возрастов от ~850 до ~720 млн лет [4]

Второй этап, охватывавший конец тонского – начало криогенского периодов (~760–715 млн лет), был связан с рифтогенными процессами и начался с накопления грубообломочного комплекса, который с несогласием перекрывает вулканогенные и плутонические образования фронтальной и тыловой областей. Характерным элементом строения данного комплекса в Улутауском, Чуйско-Кендыктасском террейнах и блоках Сарысу-Тенизского водораздела являются толеитовые базальты, базальт-риолитовые серии, чередующиеся

© Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Журавлев А. Н., Третьякова К. А.

с горизонтами железистых кварцитов и известняков. На других террейнах магматические комплексы этого этапа представлены кварцевыми сиенитами (717±4 млн лет, Каратау-Джебаглинский террейн), дифференцированными вулканогенно-осадочными сериями субщелочного состава (~726–720 млн лет, террейн Срединного Тянь-Шаня) [1; 7]. Изотопно-геохимические особенности магматических пород отражают частичное плавление обогащенного мантийного источника и раннедокембрийской континентальной коры, что привело к широкому развитию внутриплитных контрастных серий и анорогенных гранитоидов. Подобная смена надсубдукционного магматизма на рифтогенный в конце тонского периода неопротерозоя, вероятно, была связана с изменением геодинамического конвергентного режима эволюции активной окраины на трансформный [2].

Во второй половине криогенского периода, синсдвиговые тектонические процессы на трансформной границе привели к метаморфизму вулканогенно-осадочных толщ фронтальной области и формированию амфиболит-гнейсовых комплексов Улутауского и Каратау-Джебаглинского террейнов [2; 5]. Проградация рифтогенных процессов в тыловых областях сопровождается становлением массивов щелочных сиенитов (~678–656 млн лет) в западной (Майтюбинской) зоне Улутауского террейна и террейна Срединного Тянь-Шаня [5; 6]. Щелочной магматизм предшествует заложению крупного Ишим-Срединнотяньшаньского рифтогенного прогиба, в эдиакарских разрезах которого преобладают грубообломочные породы, в том числе тиллоиды, эффузивы основного состава, карбонатные и кремнистые породы [4; 5]. Таким образом, позднедокембрийская эволюция террейнов Улутау-Моюнкумской группы происходила на фоне смены конвергентного режима развития неопротерозойской активной окраины на трансформный, приведшего к развитию рифтогенных бассейнов в эдиакарский период.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 25-17-00086.

Литература

Дегтярев К.Е., *Третьяков А.А.*, *Сальникова Е.Б.*, *Котов А.Б.* Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.

Третьяков А.А., *Журавлев А.Н.*, *Дегтярев К.Е.*, *Каныгина Н.А.*, *Сальникова Е.Б.*, *Котов А.Б.*, *Плоткина Ю.В.*, *Скузоватов С.Ю.*, *Федоров Б.В.* Неопротерозойские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2024. № 3. С. 3–29.

Худолей А.К., *Алексеев Д.В.*, *Рязанцев А.В.*, *Петров Е.О.* Ранненеопротерозойская (850 млн лет) бимодальная вулканическая серия в Таласском Алатау, Северный Тянь-Шань: отражение начальных стадий распада Родинии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 61–66.

Alexeiev D.V., *Khudoley A.K.*, *DuFrane S.A.*, *Glorie S.*, *Vishnevskaya I.A.*, *Semiletkin S.A.*, *Letnikova E.F.* Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. Vol. 119. P. 313–340.

Degtyarev K.E., *Yakubchuk A.S.*, *Tretyakov A.A.*, *Kotov A.B.*, *Kovach V.P.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.

Konopelko D., *Biske G.*, *Seltmann R.*, *Petrov S.V.*, *Lepekhina E.* Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // Ore Geol. Rev. 2014. V. 61. P. 175–191.

Terbishalieva B., *Timmerman M.J.*, *Mikolaichuk A.*, *Altenberger U.*, Sláma J., *Schleicher A.M.*, *Sudo M.*, *Sobel E.R.*, *Cichy S.B.* Calc-alkaline volcanic rocks and zircon ages of the late Tonian: early Cryogenian arc-related Big Naryn Complex in the Eastern Djetim-Too Range, Middle Tianshan block, Kyrgyzstan // Int. J. Earth Sci. 2021. Vol. 110. P. 353–375.

ТРАХИРИОЛИТЫ ЛАПТОПАЙСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ): ОСОБЕННОСТИ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУР

О. В. Удоратина, Т. А. Вовчина, А. С. Шуйский, К. В. Куликова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, taykey@yandex.ru

Гранитоиды массива Ильяиз на Северном Урал в северо-восточном контакте имеют тектоническую границу с вулканическими образованиями лаптопайской свиты (V_2–Є*lp*, 514 млн лет). Вблизи этой границы в зоне эндоконтакта гранитоидов массива Ильяиз (сальнерско-маньхамбовский комплекс, γV–Єs_1, 501 млн лет) известны более молодые лейкограниты щелочного поньинского комплекса (εlγC_3–P*pn*, 342 млн лет) прорывающие гранитоиды, контакт интрузивный (Геологическая…, 2018).

Нами по материалам коллекции А. В. Калиновского проведены минералого-петрографические, петро-геохимические и изотопно-геохронологические исследования пород субвулканической фации прослеженных в зоне северо-восточного экзоконтакта массива Ильяиз. Здесь наблюдаются породы трех типов: 1) вулканиты лаптопайского комплекса; 2) гранитоиды Ильяизского массива; 3) лейкограниты поньинского комплекса. Вулканиты представлены породами светлого облика, белого, светло-серого цвета, массивные, порфировые (обильно порфировые, до 40 об., % вкрапленников). Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом, реже отмечается калиевый полевой шпат, либо гломеропорфировые плагиоклаз–калишпатовые вкрапленники. Наблюдается обрастание калиевым полевым шпатом вкрапленников кварца или альбита. Основная масса кварц-полевошпатовая с гранофировой, псевдосферолитовой микроструктурами. На отдельных участках наблюдаются гранофировые микроструктуры, а также стекло, подтверждающие сувбулканическую природу пород. Из темноцветных минералов отмечается мусковит (до 3 об., %) и ед. пироксен (эгирин). Акцессорные минералы: клиноцоизит, титанит, циркон, F-апатит, торит, рутил, Mn содержащий ильменит, Ti-магнетит, магнетит. Акцессорный комплекс редких и редкоземельных минералов представлен минералами редких элементов (Nb-рутил) и релкоземельных (алланит, монацит (Ce), эвксенит (Y), кейвит (Y).

Породы перекристаллизованы и изменены не выше зеленосланцевой фации, в породах не наблюдается катаклаз, отсутствуют какие либо широко проявленные метасоматические изменения. К метасоматическим (?) преобразованиям можно отнести каймы обрастания кварца и плагиоклаза калиевым полевым шпатом, появление эгирина и Mn содержащего ильменита в породе, а также возможно, комплекс рудных акцессориев.

Изученные породы согласно Петрографическому кодексу (Петрографический…, 2009) по своему петрографическому и петрохимическому составу отнесены к трахириолитам – кислым вулканитам, умереннощелочным (калиево-натриевым). Содержания (мас., %) кремнезема (76–77), глинозема (12–13), сумма щелочей Na_2O+K_2O (8,5–8,7), оксида титана (0,01–0,3). В породах отмечается варьирующее содержание РЗЭ (49–194 г/т), в спектрах распределения РЗЭ нормированных на хондрит наблюдается небольшое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ – 1,3–4,7 и проявлен Eu минимум (Eu/Eu* – 0,3–2,1). Спайдерграммы нормированные на примитивную мантию показывают преобладание крупнокатионных элементов над высокозарядными, характерны максимумы Rb, Th, U, Ta, Pb, MREE и минимумы Ba, Nb, LREE, P, Ti. На диаграммах, используемых для реконструкции геодинамических условий формирования точки составов занимают поля постколлизионных, внутриплитных образований.

Установленный возраст (U-Pb, SIMS, единичные кристаллы циркона), показал два возрастных интервала: 1. неизмененные цирконы – 522 млн лет, 2. измененные цирконы от 412

© Удоратина О. В., Вовчина Т. А., Шуйский А. С., Куликова К. В.

до 324 млн лет (Удоратина и др., 2025). Возраст 522 млн лет подтверждает возраст лаптопайской свиты (V_2–Є*lp*), более молодой возраст указывает на нарушенность U-Pb изотопной системы во время внедрения пород поньинского комплекса (C_3–P*pn*).

Таким образом, субвулканическое тело, вскрытое в северо-восточном экзоконтакте гранитоидного массива Ильяиз слагают трахириолиты, сформированные в ранеекембрийское время во внутриплитной обстановке. В породах обнаружена специфическая редкометалльно-редкоземельная минерализация представленная комплексом минералов Nb, LREE, HREE и Y. Отсутствие катаклаза и широкого проявления каких либо метасоматических процессов в трахириолитах позволяет рассматривать время формирования редкометалльных минералов сингенетичным субвулканитам (ранний кембрий), с другой стороны, возможно, их формирование связано с воздействием щелочных пород поньинского комплекса в раннекаменноугольное время.

Особенностью микроструктур вулканитов в зоне экзоконтакта являются признаки взаимодействий фиксируемые в каймах вкрапленников различного состава (кварца и плагиоклаза) возникающие: 1) на поздних стадиях кристаллизации между минералами и окружающим магматическим расплавом, либо при, например, формировании газовых метасоматитов в поздних эсгаляционных процессах (формирование реакционных каемок вокруг минералов); 2) при воздействии щелочных (калиевых) флюидов по времени оторванных от собственно вулканического процесса, маркирующих калиевый метасоматоз.

Наблюдаемые нами каймы обрастания вокруг вкрапленников кварца и плагиоклаза, различные по размеру (от 50 до 300 мкм). Калиевый полевой шпат определен методом EBSD (сканирующий микроскоп Tescom Vega 3 LMN с энергодисперсным спектрометром X–Max ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар). Проведенное площадное сканирование показало, что в каймах наблюдается и санидин и ортоклаз и микроклин. Расчет температур кристаллизации (Feldspar…, 1974) показал, что формирование промежуточного (слабоупорядоченного) санидина и промежуточного микроклина происходило при температурах 650 и 300 °С соответственно.

Природа кайм: мы рассматриваем формирование реакционных кайм в рамках формирования контаминированных образований. Вкрапленники плагиоклаза и кварца – ксенокристаллы поступают в кристаллизующийся риолитовый расплав, насыщенный в отношении калиевого полевого шпата. Ксенокристаллы реагируют с окружающим расплавом и облекаются каймой калиевого полевого шпата. Таким образом, для трахириолитов в зоне экзонконтакта массива Ильяиз, где развиты гранитоиды массива и лейкограниты щелочного поньинского комплекса характерны микроструктуры – контаминированных вулканических пород.

Наличие различных калиевых полевых шпатов демонстрирует изменение температурного режима при остывании субвулканического тела. Формирование кайм санидина – на этапе формирования трахириолитов ($t > 900$ °С), при поступлении в расплав ксенокристаллов, при понижении температуры формирование в этих же каймах более устойчивых фаз микрокина ($t < 500$ °С) и ортоклаза ($t < 500$ °С, $t > 300$ °С).

Литература

Государственная геологическая карта РФ м: б 1 : 200 000 (изд. 2). Сер. Северо-Уральская, P-40-VI (г. Тельпос-Из). СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. 216 с.

Петрографический кодекс. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Редкометалльные комплексы Маньхамбовского металлогенического района на Северном Урале. Серия препринтов «Научные доклады». 1990. Вып. 228. 24 с.

Удоратина О. В. и др. Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяиз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные /Мат-лы 9 Росс. конф. по изотоп. геохронолог. М.: ИГЕМ, 2025 (в печати).

Feldspar/ Proc/ NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972, Manchester e. a., 1974. 717 p.

РУДНЫЕ АЛЬБИТИТЫ В СИЕНИТАХ МАССИВА МАЛЫЙ КАМЕШЕК (СЕВЕРНЫЙ ТИМАН)

О. В. Удоратина, В. Л. Андреичев, А. А. Соболева

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Редкометалльно-редкоземельная (Nb-Zr-TR) минерализация связана с породами сиенитового массива Малый Камешек, расположенного в центральной части зоны Румяничного разлома на Северном Тимане (Ивенсен, 1964, Костюхин, Степаненко, 1987). Массив имеет изометричную форму, площадь около 2 км^2. В пределах массива сиениты образуют два дайкообразных тела мощностью около 100 м каждое, ориентированных на северо-запад и секущих метаморфические сланцы верхнерифейской барминской серии и метабазиты. Контакт со сланцами интрузивный, в экзоконтактовой зоне наблюдается слабое ороговикование, в зоне эндоконтакта наблюдаются мелкозернистые, безнефелиновые разности сиенитов. Породы претерпели дислокационный метаморфизм, катаклазированы и милонитизированы в зонах северо-западного и субширотного простирания, наблюдается субширотная гнейсовая структура.

Сиениты светло-серые или розовые средне- и крупнозернистые. Нефелинсодержащие. В центральной части массива наблюдаются более мелкозернистые темно-серые, до розовых интенсивно сиенитизированные метабазиты. Вблизи их контакта с сиенитами они прорваны маломощными (0,1–0,2 м) жилами сиенит-аплитов. В центральной части массива все породы претерпели окварцевание, карбонатизацию, мусковитизацию. В центральной (серия обр. ЦЧ, 171, 172), северо-восточной (серия обр. СВЧ, 149) и северо-западной (серия обр. СЗЧ, 173, 174) частях массива наблюдаются маломощные, с извилистыми контурами изометричные тела альбититов.

Альбититы – массивные мелкозернистые породы красного и бежевого цвета. Породы сложены кварц-полевошпатовым агрегатом, микроструктура преимущественно лейстовая. В шлифах наблюдаются структуры катаклаза и милонитизации. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит, $An_{0–10}$) >50 об., %, Ba-содержащий ортоклаз, кварц, редко присутствуют биотит и мусковит. Акцессорные минералы – циркон, торит, апатит, ксенотим, монацит, пирохлор, фергусонит, рутил, Nb-, W-рутил, фтор-карбонаты РЗЭ (бастнезит, синхизит (Th-синхитизит), паризит). В породах необычно высокое содержание тория, наблюдается большое количество недиагностированных ториевых фаз (карбонаты РЗЭ, фосфор- и ферро-ториты и др.) и фаз (Zr-Th-Si+Y-P) Udoratina et al., 2017. Вторичные минералы – железистый хлорит, барит. Рудные минералы ильменит, Mn-ильменит, пирит, галенит, молибденит.

Жильные альбититы центральной (171, 172) и северо-западной (173, 174) частей массива по химическому составу отличаются от тел северо-восточной части (149).

Альбититы центральной части массива (172/1, 172/2). Содержание (мас., %): SiO_2 – 66–68, Al_2O_3 – 15,23–15,26, (Na_2O+K_2O) – 8–9,6 при преобладании оксида натрия (Na_2O/K_2O) – 3–37,7. В породах отмечается высокое содержание РЗЭ (432–680 г/т). Спектры РЗЭ нормированных на хондрит демонстрируют незначительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ – 1,5–3,7 при высоком содержании средних РЗЭ, отсутствует Eu аномалия (Eu/Eu* – 0,74–0,83). Характерно высокое содержание (г/т) Ba (3420–15410), Th (252–616), Y (273–548), Sr (232–430), Zr (404–432), Nb (89–112). Нормированные на состав примитивной мантии мультиспектры демонстрируют положительные аномалии по Ba, Th, Pb, MREE и HREE, отрицательные по – Sr.

Альбититы северо-западной части массива (173). Содержание (мас., %): SiO_2 – 57, Al_2O_3 – 16,5, (Na_2O+K_2O) – 9 при преобладании оксида натрия (Na_2O/K_2O) 40. Концентрации РЗЭ

© Удоратина О. В., Андреичев В. Л., Соболева А. А.

достигают 925 г/т. Для спектров распределения РЗЭ характерно небольшое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ – 3,3 при высоком содержании средних РЗЭ, отсутствует Eu аномалия (Eu/Eu* – 0,94). Характерно высокое содержание (г/т) Ba (977), Th (898), Y (542), Sr (235), Zr (274), Nb (160). Мультиспектры демонстрируют положительные аномалии по Ba, Th, Pb, MREE и HREE, отрицательные по – Sr.

Альбититы северо-восточной части массива (149/1, 149/2, 149/3). Содержание (мас., %): SiO_2 – 57,4–66,6, Al_2O_3 – 18,7–22,50, сумма щелочей 11,5–12,2 при преобладании оксида натрия (Na_2O/K_2O) – 1,2–1,9 либо незначительном преобладании оксида калия (Na_2O/K_2O) – 0,71. Содержание РЗЭ составляет 120 г/т. Для спектра распределения РЗЭ характерно преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ – 21, незначительная отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* – 0,35). Содержание (г/т) Ba (456), Th (5), Y (9), Sr (48), Zr (184), Nb (53). Мультиспектры демонстрируют положительные аномалии по Rb, Pb, Zr, отрицательные по – U, Sr, Eu.

Возраст альбититов оценивался по цирконам посредством масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Стэнфордском Университете (США). Цирконы мелкие (до 100 мкм), наблюдаются как дипирамидальные кристаллы, так и с хорошо развитой призмой. Катодолюминесцентные изображения демонстрируют наличие неоднородных центральных частей с проявлением в них более серых участков и белых высокоториевых кайм. Полученные результаты неоднозначны. По четырем зернам конкордантный возраст составляет 616±14 млн лет. Он сопоставим с возрастом цирконов из сиенитов, равным 627±10 млн лет (Андреичев и др., 2021). Значения Th/U варьируют от 0,93 до 2,09. Спектры распределения РЗЭ соответствуют гидротермальным цирконам с вариациями содержания La (Sm/La)N = 0,29–4,44. Все точки составов на диаграмме $(Sm/La)_N$ – La находятся в поле гидротермальных цирконов.

Изотопные данные по аналитическим кратерам шести зерен образуют компактный кластер, отвечающий возрасту 550±15 млн лет, который, вероятнее всего, соответствует возрасту альбититов. Отношения Th/U варьируют от 0,74 до 22,9 и из-за аномального низкого содержания урана (6–7 г/т) трудно интерпретируемы. Спектры РЗЭ в цирконах показывают их несоответствие статистически установленным полям магматических и гидротермальных цирконов (все спектры в той или иной мере выпадают из полей). Точки составов циркона на диаграмме $(Sm/La)_N$ – La попадают в поле гидротермальных цирконов, а отдельные точки располагаются вне любых полей. Альбититы слагают маломощные изометричные тела в центральной, северо-западной и северо-восточной частях массива Малый Камешек на Северном Тимане. Химический состав альбититов разных участков отличается, что возможно связано с разной интенсивностью преобразования базитового субстрата и проявления щелочного (щелочно-карбонатного метасоматоза). Породы содержат фтор-карбонаты РЗЭ, ксенотим, монацит, пирохлор, фергусонит, Nb-, W-рутил, циркон, торит и характеризуются высокими содержаниями (г/т) Ba (до 15410), Th (до 900), Y (до 550), Sr (до 430), Zr (до 430), Nb (до 160). Более древняя датировка 616±14 млн лет, полученная по цирконам сопоставима с возрастом циркона из сиенитов этого массива, а более молодой возраст 550±15 млн лет, предположительно соответствует времени формирования альбититов.

Литература

Андреичев В.Л., *Соболева А.А.*, *Удоратина О.В.*, *Ронкин Ю.Л.* Цирконология сиенитов Северного Тимана // Вестник геонаук. 2021. 6(318). С. 16–27. DOI: 10.19110/geov.2021.6.2.

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.–Л.: Наука, 1964, 126 с.

Костюхин М.Н., *Степаненко В.И.* Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Udoratina O.V., Varlamov D.A., Andreichev V.L. Rare metal-rare earth mineralization of the northern Timan (Malyj Kameshek massif) / Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. XXXIII International conference. Abstract. Miass. 2017. P. 286–289.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫЕ ДОЛЕРИТЫ В ОНЕЖСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ

В. В. Устинова[1], А. В. Степанова[1], К. Г. Ерофеева[1, 3], Е. Б. Сальникова[1, 2], М. А. Суханова[1, 2]

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Эволюция расплавов основного состава при подъеме их к поверхности и охлаждении протекает преимущественно по сценариям дифференциации Боуэновского (Bowen, 1922) или Феннеровского (Fenner, 1929) трендов, в результате чего формируется широкий ряд пород. Отличительной особенностью Феннеровского типа дифференциации, протекающего в условиях низкой фугитивности кислорода, является накопление в остаточных расплавах Fe, поэтому часто крайними продуктами дифференциации в этом ряду являются высокожелезистые толеиты, обогащенные Ti. Такие тренды дифференциации наиболее типичны для континентальных толеитов и часто фиксируются в дифференцированных интрузиях базитов. К моделям формирования дифференцированных рядов такого типа помимо фракционной кристаллизации привлекают также несмесимость расплавов, как ведущий фактор формирования богатых Si расплавов, особенно в случаях повышенного содержания щелочей в исходных расплавах (Veksler et al., 2007, Lino et al., 2023, Носова и др., 2024). В ряде случаев, например, в Валаамском силле остаточные расплавы обогащены не только Fe, но и щелочами, что смещает кристаллизовавшиеся породы в область монцонитов, а наиболее поздних дифференциатов в область гранитов (Носова и др., 2024).

В Онежской структуре в силлах долеритов заонежского комплекса также широко проявлены процессы фракционной кристаллизации, протекавшие в условиях низкой фугитивности кислорода, что обеспечило обогащение расплавов Fe (до 23 мас.% Fe_2O_3tot) и Ti (до 3 мас.% TiO_2) и привело к снижению содержаний SiO_2 в породах (до 47 мас.%). Следует отметить, что силлы базитов заонежского комплекса редко содержат хорошо обособленные тела габбро-пегматитов. Для редких шлировидных пегматоидных обособлений наблюдается появление гранофировых срастаний в интерстициях зерен плагиоклаза, рост содержаний Si, несовместимых элементов, в частности Zr (до 300 ppm), и снижение концентраций Fe и Ti. Наблюдаемые тенденции изменения состава в целом типичны для базитов, кристаллизующихся по Феннеровскому типу.

Еще одним компонентом заонежского комплекса являются маломощные (до 10 см) субсогласные с контактами базитовых силлов тела мелкозернистых гранодиоритов, секущие центральные части силлов. Микроскопически породы имеют офитовую, с элементами гранофировой, структуру, характеризуются высокими содержаниями плагиоклаза, кварца, практически не содержат темноцветных и рудных минералов. По химическому составу гранодиориты относятся к кислым породам нормального ряда щелочности и характеризуются высокими содержаниями РЗЭ. Содержания Zr в них достигают 600 ppm.

Циркон в жилах гранодиоритов формирует удлиненно-призматические кристаллы (до 500 мкм) со слабо проявленной в CL зональностью, типичной для магматического циркона, кристаллизовавшегося в базитовом расплаве. U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследования циркона показали довольно широкий разброс субконкордантных (дискордантность < 2%) возрастов

© Устинова В. В., Степанова А. В., Ерофеева К. Г., Сальникова Е. Б., Суханова М. А.,

от 2,05 до 1,95 млн лет. Для тринадцати аналитических точек получена дискордия, пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1952±4 млн лет (СКВО = 3,4). Полученная оценка возраста близка к возрасту кристаллизации долеритов силла, определенным U-Pb (ID TIMS) методом по бадделеиту – 1962±4 млн лет (верхнее пересечение дискордии, СКВО = 0,095). Геохронологические данные свидетельствуют о синхронном формировании долеритов силлов и гранодиоритов жил и о принадлежности их к единой магматической системе.

Геохимические характеристики долеритов позволяют предполагать их формирование в условиях внутриконтинентального растяжения. Повышенные концентрации Ti и Fe в них являются результатом фракционирования расплава относительно исходного, согласно Феннеровскому тренду с накоплением Fe и Ti в условиях низкой фугитивности кислорода. Этот тренд продолжался до появления кислого расплава с пониженным содержанием Fe и высокой концентрацией щелочей, однако процессы несмесимости в заонежском комплексе не выявлены.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Литература

Носова А.А., *Лебедева Н.М.*, *Возняк А.А.*, *Сазонова Л.В.*, *Кондрашов И.А.*, *Ларионова Ю.О.*, *Ковальчук Е.В.* Феннеровский тренд и роль фракционной кристаллизации и несмесимости ферробазальтовой магмы в петрогенезисе гранофиров: пример мезопротерозойского Валаамского силла в Ладожском грабене, Карелия // Петрология. 2024. Т. 32. № 3. С. 257–290.

Степанова А.В., *Самсонов А.В.*, *Ларионов А.Н.* Заключительный этап магматизма среднего палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 3–16.

Bowen N.L. (1922). The Reaction Principle in Petrogenesis // The Journal of Geology. 1922. V. 30. № 3. P. 177–198.

Fenner C.N. The crystallization of basalts // Amer. J. Sci. 1929. Ser. 5. V. 18. P. 225–253.

Lino L.M., Carvalho P.R., Vlach S.R.F et al. Evidence for silicate liquid immiscibility in recharging, alkali-rich tholeiitic systems: the role of unmixing in the petrogenesis of intermediate, layered plutonic bodies and bimodal volcanic suites // Lithos. 2023. V. 450–451. P. 107–193.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // J. Petrol. 2007. V. 48. № 11. P. 2187–2210.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ И ЛЕЙКОГРАНИТОВ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЙ

С. А. Ушакова[1], О. Г. Сафонов[1, 2], В. М. Козловский[3], В. О. Япаскурт[2]

[1] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, кафедра петрологии и вулканологии, Москва
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Архейские гранит-эндербитовые комплексы являются характерными структурными элементами докембрийсикх подвижных поясов, изучение которых дает ключ к понимаю петрологических процессов, сопровождавших эволюцию континентальной коры в докембрии. Такие комплексы широко развиты в пределах Беломорского подвижного пояса Карелии. Однако, первичные магматические особенности пород этих комплексов часто затерты наложенным палеопротерозойским метаморфизмом (Козловский и др., 2023). В этом отношении массив Поньгома-Наволок (Сев. Карелия) представляет собой исключительный объект: в нем хорошо сохранились архейские и раннепротерозойские гранитоиды, заключенные между региональными зонами пластических деформаций (Козловский и др., 2023). Главная фаза внедрения в массиве представлена двупироксеновыми эндербитами, а поздняя – жилами пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов. В массиве заключены крупные блоки амфиболитов, которые, по-видимому, представляют собой фрагменты кровли или стенок магматической камеры, захваченные внедряющимся эндербитовым расплавом.

Петрографические и геохимические характеристики пород, а также моделирование P–T условий свидетельствуют о том, что эндербитовый расплав мог формироваться при давлениях порядка 11 кбар и температурах выше 900 °C, вероятно, за счет частичного плавления амфиболитов. Моделирование с помощью программного комплекса PERPLE_X предсказывает условия генерации расплава при 10,5–11 кбар и 900–950 °C. Для экспериментального подтверждения этих условий использован амфиболит из обрамления массива, содержащий первичный гранат. Эксперименты проводились при 15 кбар/800–1000 °C, 10 кбар/900 °C и 7 кбар/850–950 °C. При 900 °C начинается перитектическое плавление амфибола с образованием нового граната, амфибола и клинопироксена. При 1000 °C амфибол исчезает полностью, и состав расплава становится наиболее близким к эндербитам. Ортопироксен появляется только при 7 кбар, что может указывать на более низкобарические условия выплавления эндербитового расплава.

По вопросу происхождения лейкогранитов массива Поньгома-Наволок существуют различные точки зрения. Согласно одной из них, широкие вариации геохимических характеристик лейкогранитов можно объяснить метасоматической переработкой эндербитов внешними флюидами, возможно сопровождавшейся частичным плавлением. Для проверки этой гипотезы были проведены эксперименты по взаимодействию эндербита с флюидами H_2O–CO_2–KCl с разными отношениями $KCl/(H_2O+CO_2)$ при 5 кбар и 800–900 °C. В продуктах отмечена реакция между биотитом, ортопироксеном и плагиоклазом с образованием ассоциации клинопироксена и калиевого полевого шпата и возникновением расплава, близкого по составу к лейкогранитам.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-47-00073 (https://rscf.ru/project/25-47-00073).

Литература

Козловский В. М. и др. Источник и условия генерации гранитоидных расплавов в архейских чарнокит-эндербитовых комплексах Карелии (на примере массива Поньгома-Наволок) // Геохимия. 2023. Т. 68. № 11. С. 1113–1132.

© Ушакова С. А., Сафонов О. Г., Козловский В. М., Япаскурт В. О.,

КРЕМНЕ-ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ДОКЕМБРИЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ТОРСКО-АПСАТСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАБАЙКАЛЬЕ): ТИПЫ, МЕСТО И РОЛЬ В РУДОГЕНЕЗЕ

В. И. Уютов[1], С. С. Двуреченская[2], А. М. Моисеенко[1]

[1] АО «Инвестцветмет», Москва, vuyutov@preramet.com
[2] Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, Москва, akantit_c@mail.ru

Торско-Апсатский прогнозируемый рудный узел выделен по итогам составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения [1]. Южную часть его площади занимает Апсатский грабен, выполненный юрско-меловыми угленосными отложениями, к которым приурочено одноименное месторождение каменного угля. Северным ограничением грабена служит надвиг и сопровождающая его мощная зона тектонического меланжа, с которой сопряжена Вехнебыйикинская золотоносная зона с новым для региона перспективным типом оруденения, ассоциированным с мезозойскими золотоносными гумбеитами [2]. Полевыми исследованиями участка недр установлены 4 типа кремне-щелочных метасоматитов, различающихся вещественным составом, формами и масштабами проявления, а также их местом и ролью в рудогенезисе. В порядке возрастной последовательности выделяются: кремне-щелочные метасоматиты амфиболитовой фации; кремне-щелочные метасоматиты эпидот-зеленосланцевой фации; эйситы игумбеиты.

Кремне-щелочные метасоматиты амфиболитовой фации представлены, в основном, биотитовыми и амфибол-биотитовыми мигматито-гнейсами, с преобладанием плагиоклазовых разновидностей. Их формирование связано с наиболее ранним (позднеархейским – раннепротерозойским) периодом калиевой активности, сопряженным с событиями планетарного масштаба, следствием которых является возникновение гранитоидной коры, гидросферы и кислородной атмосферы. Предположительно протолитовым субстратом послужили метаморфические породы гранулитовой фации.

Кремне-щелочные метасоматиты эпидот-зеленосланцевой фации контролируются зонами разрывных нарушений, различной мощности и направлений. Признаки диафтореза эпидот-зеленосланцевой фации можно встретить едва ли не во всем наблюдаемом объеме метаморфической толщи. Зачастую их проявление сочетается с объемным катаклазом. В типоморфном парагенезисе метасоматитов присутствуют эпидот, хлорит, актинолит, серицит, в разной мере деанортитизированный плагиоклаз, тяготеющие к периферическим участкам метасоматических зон. К осевой части зон приурочены микроклин и жильный кварц. Этот тип метасоматитов чрезвычайно широко распространен в пределах Алдано-Станового геоблока и Предстановой зоны разлома, в частности. Обыкновенно они относятся к формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (кальмалитов) и рассматриваются как вещественный след отступающего фронта гранитизации амфиболитовой фации. По нашему мнению, происхождение метасоматитов обязано самостоятельному процессу среднетемпературного калиевого метасоматоза протерозойского возраста. Считается, что метасоматиты имеют отношение к формированию золоторудной минерализации, в частности, Верхне-Тимптонского рудно-россыпного района. Применительно к конкретному участку недр проявление метасоматитов этого типа рассматривается нами, прежде всего, как позитивный структурный фактор.

Эйситы выявлены впервые в пределах наиболее перспективного участка Верхнебыйкинской золотоносной зоны (рудопроявление Солнечное). Метасоматиты формируют серии маломощных ветвящихся прожилков в границах нешироких линейных участков, пересекающих ранние катаклазиты, что служит указанием на их, вероятно, мезозойский возраст. При полевой

© Уютов В. И., Двуреченская С. С., Моисеенко А. М.

диагностике породы были приняты за гумбеиты, благодаря их розовой окраске. Под микроскопом это мелко- и микрозернистые породы, сложенные изометрично-гранобластовым агрегатом альбита, кварца и железистого карбоната в переменных количественных соотношениях, а также реликтовыми зернами обильно серицитизированного плагиоклаза, деанортизированного до альбита-олигоклаза. Иногда в заметном количестве отмечается апатит, хлорит и гематит. Эпидот и микроклин полностью отсутствуют, что свидетельствует о более низкотемпературном характере эйситов в сравнении с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами. По данным ICP-MS анализа отношение K/Na в эйситах колеблется в интервале 1/2–1/5. Жилы кварца, ассоциирующие с эйситами, несут в небольшом (до 3–10 %) количестве гнездово-вкрапленную полисульфидную минерализацию, включающую пирит, галенит, халькопирит, изредка сфалерит, а, также чешуйки гематита, ильменит, рутил, магнетит. В редких зернах отмечается самородное золото, самородный теллур, эмпрессит ($Ag_{0,90}Te_{1,10}$), электрум (Au 67–68 %, Ag 33–32 %). Содержания золота варьируют в пределах 1–5 г/т. Обыкновенно эйситы рассматриваются как самостоятельная группа (формация) метасоматических пород, обязанных своим происхождением активности флюидов с натриевой спецификой. Авторы в конкретном случае придерживаются мнения о генетическом единстве эйситов и гумбеитов, обусловленном выносом натрия в процессе формирования гумбеитов и его реализации в эйситовой форме.

Гумбеиты обнаруживаются в разных участках рудоносной зоны, тяготея преимущественно к нижнему контакту зоны меланжа. Гумбеизации в той или иной мере подвержены практически все прилегающие к грабену докембрийские породы, испытавшие объемный катаклаз и брекчирование, но в основном архейские плагиогранитоиды. В вертикальной метасоматической колонке наблюдается сложно проявленная зональность, заключающаяся в смене существенно калишпатовых метасоматитов внутренней зоны серицит-плагиоклазовыми (эйситоподобными) изменениями внешних зон. Метасоматиты внутренней зоны сложены преимущественно микрогранобластовым буроватым агрегатом криптозернистого калишпата, включающего ромбовидные кристаллы железистого карбоната, небольшое количество хлорита и мелких кристаллов пирита (до 5 %). В переменном количестве присутствуют реликты субстрата – кварц, серицитизированный плагиоклаз с периферической каймой ортоклаза. Внутри ореола гумбеитов установлены локальные участки проявления жильно-прожилковой минерализации кварца и карбоната с сульфидами полиметаллической ассоциации. Основными рудными минералами являются пирит, рутил и халькопирит, спорадически отмечаются пирротин, галенит, сфалерит, молибденит и самородное золото. Содержания золота достигают 20 г/т. Пробность самородного золота 786–800 ‰, основную примесь составляет серебро. По особенностям вещественного состава и сульфидному парагенезису жильно-кварцевая ассоциация эйситового и гумбеитового типа практически идентичны, что, очевидно, является признаком их генетического единства.

Происхождение золотоносных гумбеитов авторы связывают с функционированием регионально проявленной в мезозое Алдано-Станового геоблока генетически самостоятельной и геохимически специализированной щелочной калиевой системы подлитосферного уровня. Эта система является носителем генетического кода по отношению к формированию всего разнообразия мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда и рудной минерализации, в частности.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист O-50 – Бодайбо. Объяснительная записка // Отв. ред. Г. Л. Митрофанов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 532 с.
2. *Макарьев Л. Б., Былинская Л. В., Павшуков В. В., Павлов М. В., Тимашков А. Н.* Новые данные о мезозойском золотом оруденении Западного Алдана (Апсатский грабен) // ДАН. 2006. Т. 410. № 3. С. 376–380.

ЭТАПЫ И МАСШТАБЫ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

С. В. Хромых, Д. В. Семенова, М. Д. Царева, Е. А. Ильичева, П. Д. Котлер, Н. Н. Крук

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, serkhrom@mail.ru

Территория Рудного Алтая располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологическая структура сформировалась в течение среднего и позднего палеозоя в результате процессов, происходящих на окраине Сибирского континента во взаимодействии с литосферой Обь-Зайсанского океанического бассейна. Рудный Алтай известен благодаря широкому рудных месторождений свинца, цинка, меди, серебра, золота и др. На территории Рудного Алтая проявлены значительные объемы интрузивного магматизма, как гранитоидного, так и базитового состава. Для установления причин и закономерностей размещения месторождений и характеристики металлогенического потенциала Рудного Алтая важной задачей является определение этапов и геодинамических режимов проявления интрузивных комплексов.

В последние два десятилетия исследования современными методами состава и возраста интрузивного магматизма проводились только в северо-западной (российской) части Рудного Алтая, занимающей не более 25% его площади. Было установлено, что большинство интрузий здесь представлены габбро-диорит-гранодиорит-гранитоидной ассоциацией, имеющей средне-поздне-девонский возраст (385–360 млн лет) и отнесенной к алейскому и змеиногорскому комплексам. Следующими по распространенности являются интрузии известково-щелочных гранитов волчихинского комплекса, имеющие ранне-среднекаменноугольный возраст (324–318 млн лет). Завершающими интрузивными образованиями на территории являются единичные раннетриасовые интрузии лейкогранитов с возрастом около 250 млн лет.

Центральная и южная части Рудного Алтая расположены на территории Республики Казахстан и занимают около 75% площади террейна. Несмотря на проведенные во второй половине XX века детальные геолого-съемочные и геологоразведочные работы, позволившие открыть множество рудных месторождений, интрузивные комплексы казахстанской части Рудного Алтая до сих пор слабо изучены с применением современных подходов. По существующим на данный момент представлениям казахстанских геологов среди интрузивных комплексов этой территории выделены две главные ассоциации: 1) змеиногорский габбро-диорит-гранодиорит-гранитоидный комплекс. Возраст которого принимается на основании геологических данных как позднекаменноугольный–раннепермский и 2) комплекс гранитов калбинского типа, возраст которых на основании схожести с гранитами расположенного юго-западнее Калбинского батолита принимается как пермский–раннетриасовый. Таким образом, сложилась парадоксальная ситуация, когда для одной геологической структуры Рудного Алтая к настоящему времени приняты две различающиеся схемы корреляции магматизма, обусловленные разной степенью изученности территорий, разделенных административными границами.

Вопрос о возрасте и геодинамических обстановках формирования интрузивных комплексов на территории Республики Казахстан является принципиально важным для понимания особенностей геологической эволюции и металлогенической специфики. Для решения этого вопроса нами начаты исследования интрузивных массивов центральной и южной частей

© Хромых С. В., Семенова Д. В., Царева М. Д., Ильичева Е. А., Котлер П. Д., Крук Н. Н.

Рудного Алтая. Были исследованы породы 13 интрузивных массивов, расположенные на территории протяженностью более 250 км от района г. Шемонаиха до с. Большенарымское.

Геохронологические исследования выполнены по породам преимущественно главных фаз интрузий. Исследования выполнялись по единичным зернам магматического циркона в ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-SF-ICP-MS) с использованием масс-спектрометра Element XR и эксимерной системы лазерной абляции 193нм Analyte Excite. Получено более 20 конкордантных значений возраста, что позволило установить следующие этапы интрузивного магматизма:

1. Позднедевонский (интервал 370–360 млн лет), который представлен крупными многофазными диорит-гранодиорит-плагиогранитными массивами, протягивающимися полосой шириной около 25 км, и прорывающими вулканогенные отложения среднего-позднего девона. Позднедевонский возраст установлен для интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава в северо-западной (российской) части Рудного Алтая, поэтому позднедевонские интрузии Восточного Казахстана могут быть также отнесены к змеиногорскому комплексу.

2. Ранне-среднекаменноугольный (интервал 329–312 млн лет), который представлен разнообразным магматизмом. Интервалу 329–320 млн лет отвечают довольно крупные интрузии калинатровых гранитов, распространенные в центральной части Рудного Алтая, в пределах Быструшинского синклинория. Они могут быть сопоставлены с близодновозрастными гранитами, распространенными в северо-западной части Рудного Алтая и отнесенными к волчихинскому комплексу.

В южной части Рудного Алтая распространены интрузии, ранее относимые к змеиногорскому комплексу, сложенные габбро-диоритами (преобладают) и гранодиорит-гранитами. По результатам датирования проб из 4 массивов удалось установить возраст их формирования в интервале 317–312 млн лет. Среднекаменноугольный базитовый магматизм может быть сопоставлен с интрузиями габброидов Прииртышского комплекса, распространенными западнее в пределах Иртышской сдвиговой зоны.

3. Раннепермский (интервал 300–286 млн лет), представленный тремя крупными массивами, занимающими сравнительно большие площади между городами Риддер и Зыряновск и к югу от Зыряновска. Интрузии сложены преимущественно гранит-лейкогранитами, что дало основание относить их комплексу калбинского типа. Действительно, возрастные данные позволяют коррелировать изученные интрузии с гранитоидами Калбинского батолита, сформированными также в интервале 300–283 млн лет. Примечательно, что наряду с гранитоидами в пределах исследованных массивов установлены синхронные интрузии габбро и диоритов (возраст 299 млн лет, надежно установлен датированием 3 проб). Это является отличием раннепермского магматизма Рудного Алтая от Калбинского батолита, где расположенные рядом синхронные базитовые интрузии не установлены.

Исследования вещественного состава включали изучение петрографических особенностей, содержания петрогенных (методом РФА) и редких (методом ИСП-МС) элементов. Сравнение вещественных характеристик пород выделенных этапов позволяет наметить их характерные особенности. Позднедевонские породы змеиногорского комплекса соответствуют относительно низкощелочным сериям с выраженной натриевой специализацией, а гранитоиды имеют черты, характерные для гранитоидов I-типа. Породы каменноугольного возраста имеют более высокие содержания щелочей, гранитоиды могут быть охарактеризованы как калинатровые, и обнаруживают черты, характерные для гранитов I- и S- типов. Породы раннепермского этапа характеризуются повышенным содержанием щелочей (в том числе и для базитов) и калиевой специализацией гранитоидов. Базиты могут быть отнесены к субщелочной серии, а граниты обнаруживают черты, характерные для пород S- и A-типов.

В заключение можно сделать вывод, что интрузивный магматизм Рудного Алтая проявился как результат как минимум трех этапов эндогенной активности. Каждый из этапов проявлялся в разной геодинамической обстановке, что свидетельствует о сложной эволюции литосферы активной окраины Сибирского континента в среднем-позднем палеозое.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00198, https://rscf.ru/project/24-27-00198/

БИМОДАЛЬНАЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО РАННЕЙ СТАДИИ РАСТЯЖЕНИЯ УТОЛЩЕННОЙ КОРЫ

В. Б. Хубанов, А. М. Хубанова

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ

В южной части Западно-Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса ассоциации субпараллельных даек образуют дайковый комплекс северо-восточного простирания и протяженностью около 200 км, при ширине до 40 км. В строение комплекса наблюдаются соотношения «дайка в дайке», дайки сложного строения с признаками механического и химического смешения контрастных магм, что указывает на одновременную генерацию мантийных и коровых магм в условиях тектонического растяжения литосферы. Становление комплекса произошло в позднем карбоне–ранней перми – 300–280 млн лет назад, что по времени сопряжено с позднепалеозойской стадией закрытия Монголо-Охотского палеоокеана, имевший распространение между юго-восточным (в современных координатах) складчатым обрамлением Сибирского кратона и Амурским супертеррейном. По вещественному составу породы, слагающие дайковый пояс, представляют собой бимодальную субвулканическую серию. Дайки основного состава относятся к высококалиевым известково-щелочным трахибазальтам. Источником данных магм служила флогопит-гранат-рутилсодержащая континентальная литосферная мантия, метасоматизированная субдуцированным коровым веществом. Салические дайки представлены трахидацит-риолитовой и трахит-трахириолитовой (комендитовой) сериями. Геохимическое различие салических ассоциаций проявляется в крест простирания пояса, что указывает на неоднородность условий генерации коровых магм. Различие трахидацитов и трахитов, особенно по Sr/Y отношению, свидетельствует о генерации среднекислых магм на разных глубинах, что вероятно обусловлено вариацией мощности коры в крест простирания пояса Относительно утоненная кора имела место в северо-западной его части, со стороны Сибирского кратона; а утолщенная – в юго-восточной, со стороны Монголо-Охотской сутуры. Дайковый комплекс сопряжен с двумя крупными Брянским и Хоринским плутонами гранитоидов А-типа и фиксирует условия растяжения коры на заключительном этапе становления южной части Баргузинской гранитоидной провинции.

© Хубанов В. Б., Хубанова А. М.

ИСТОЧНИКИ МАГМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (КОЛЫМА)

А. А. Цыганков, Г. Н. Бурмакина

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ

Сравнительно быстрое, в течении первых десятков млн лет, образование больших объемов гранитоидных магм, масштаба SLIPs, требует аномально высокой магмопродуктивности, измеряемой десятками тысяч км^3/млн лет. Среди исследователей в последние два десятилетия сложился консенсус относительно того, что ключевым фактором, обеспечивающим столь масштабное плавление континентальной коры, является разогрев и плавление литосферной, или астеносферной мантии. Главным «теплоносителем» считаются базальтовые магмы, при заметном вкладе, или без него сопряженных флюидов. Синхронность мантийного магматизма и гранитообразования доказывается синплутоническими мафическими интрузиями, ассоциирующими с гранитоидами, минглинг-дайками, мафическими микрогранулярными включениями. Особенно наглядно такие взаимоотношения проявлены в крупных гранитоидных провинциях (плутонические SLIPs) ареального типа (Цыганков и др., 2024), таких как позднепалеозойские и раннемезозойские гигантские батолиты Центральной Азии. В отличие от них, гранитоиды Главного (Колымского) батолитового пояса, крупнейшего на Северо-Востоке Азии, не сопровождаются сколько-нибудь значимыми проявлениями мантийного мафического магматизма, за исключением предбатолитовых (по геологическим соотношениям) базитовых даек, ортогональных к простиранию складчатых структур региона, и собственно батолитового пояса.

Нами получены новые изотопно-геохронологические и петро-геохимические данные, позволяющие обсудить условия образования Колымского батолитового пояса, литолого-геохимический тип протолитов салических магм и геодинамику батолитообразования.

Главный колымский батолитовый пояс протягивается в северо-западном направлении примерно на 1100 км, при ширине 150–200 км. Суммарная площадь экспонированных на дневную поверхность гранитоидов оценивается примерно в 73 000 км^2, а время формирования охватывает период от 155 до 133 млн лет (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021). Гранитоидные штоки и крупные плутоны, площадью от первых до нескольких сотен км^2, прорывают триасово-юрские терригенные отложения верхоянского комплекса, испытавшие в конце мезозоя складчато-надвиговые дислокации. Традиционно формирование гранитоидов Главного батолитового пояса связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона, однако синхронность гранитоидного магматизма с формированием осадочно-вулканогенных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, примыкающей к батолитовому поясу с востока, поставило под сомнение коллизионную природу гранитоидов.

Согласно существующим представлениям, граниты и гранодиориты южной части Главного батолитового пояса подразделяются на I- и S-типы. К I-гранитам отнесены равномерно-зернистые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, к S-гранитам – порфировидные (Kfs) биотитовые граниты. В последних, кроме отсутствия амфибола, отмечаются гранат и кордиерит. К минералогическим особенностям гранитоидов обоих типов можно отнести отсутствие в их составе сфена, предельно малое содержание железо-окисных минералов, а также ассоциацию циркона и апатита почти исключительно с биотитом. В строении крупных плутонов выделяются две-три петрографические разновидности пород, из которых одна, как правило, является доминирующей. Характерной особенностью S-гранитов является обилие

© Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н.

в них ксеногенного материала, представленного роговиками, гнейсами, а также ортомагматическими Qtz-Pl-Kfs-Bt породами гранитного или гранодиоритового состава.

Содержание SiO_2 в гранитоидах варьирует от 67 до 73 мас. % с редкими отклонениями в сторону повышенной щелочности и кремнекислотности (граносиениты, субщелочные лейкограниты). Относительно самостоятельную петрохимическую группу составляют овоидные лейкограниты Северного Большого Аначага и мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока, в которых содержание кремнезема достигает предельных для магматических пород значений. Гранитоиды всех изученных массивов принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. Индекс насыщения глиноземом (A/CNK) варьирует от 1,0 до 1,2. Повышенной глиноземистостью отличаются мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока и биотитовые граниты Трубного массива. На большинстве вариационных диаграмм соотношения петрогенных оксидов с SiO_2 поля гранитоидов всех массивов практически полностью перекрываются, кроме наиболее кремнекислых разностей, отмечавшихся выше. На диаграмме NK/A – A/CNK подавляющая часть фигуративных точек всех массивов лежит в поле S-гранитов. Основываясь на имеющихся данных можно сделать вывод, что главное отличие I- и S-гранитов, кроме минералого-петрографического, заключается в более широких вариациях содержания SiO_2 в I-гранитах.

Распределение REE в рассматриваемых гранитоидах также имеет много общего: LREE преобладают над тяжелыми REE – $La/Yb_{(n)}$ = 4–8; Eu/Eu* = 0,36–0,75; La/Sm = 1,54–3,09; Gd/Yb = 1,18–1,84, при сумме REE от 105 до 250 ppm. Отличие между Amph-Bt и Bt гранитами заключается лишь в немного большем среднем содержании REE в Bt-гранитах – 180–200 ppm, против 120–140 ppm в первых.

На графиках распределения литофильных элементов, нормированных по валовой коре, отчетливо проявлены минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, что вероятно отражает устойчивость плагиоклаза и Ti-содержащих фаз в области плавления. Изотопные характеристики I- и S-гранитов также перекрываются: $\varepsilon Nd_{(T)}$ варьирует от –15 до –2, а двухстадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM\text{-}2)$ = 2,68–1,12 млрд лет; I_{Sr} = 0,708–0,712. Столь широкие вариации изотопных характеристик с одной стороны, вероятно отражают гетерогенность корового протолита гранитоидов, а с другой – указывают на отсутствие или малую долю ювенильного компонента в источнике магм.

U-Pb изотопный возраст (циркон, LA-ICP-MS, ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН, Улан-Удэ), полученный по нескольким массивам, составляет 153–141 млн лет, что соответствует ранее установленному диапазону (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021).

Таким образом, ключевым отличием Главного батолитового пояса от гранитоидных провинций Центральной Азии (Цыганков и др., 2024) является отсутствие видимой генетической/парагенетической связи с мантийным мафическим магматизмом, а также изотопные характеристики гранитоидов, указывающие на древнекоровый источник салических расплавов. В совокупности с «поясовым» расположением гранитоидных плутонов, это указывает на синколлизионную, или надсубдукционную геодинамическую обстановку формирования Главного колымского батолитового пояса. Вместе с тем, природа источников салических магм, сформировавших батолитовый пояс, требует дополнительных исследований.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2. Аналитические работы выполнены с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ), ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (Иркутск). Изотопные определения выполнены в ГИ ФИЦ КНЦ РАН (Апатиты).

Литература

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В. и др. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Доклады РАН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д. Петрогенезис гранитоидов крупных салических изверженных провинций (Центральная и Северо-Восточная Азия) // Петрология. 2024. Т. 32. № 6. С. 679–709.

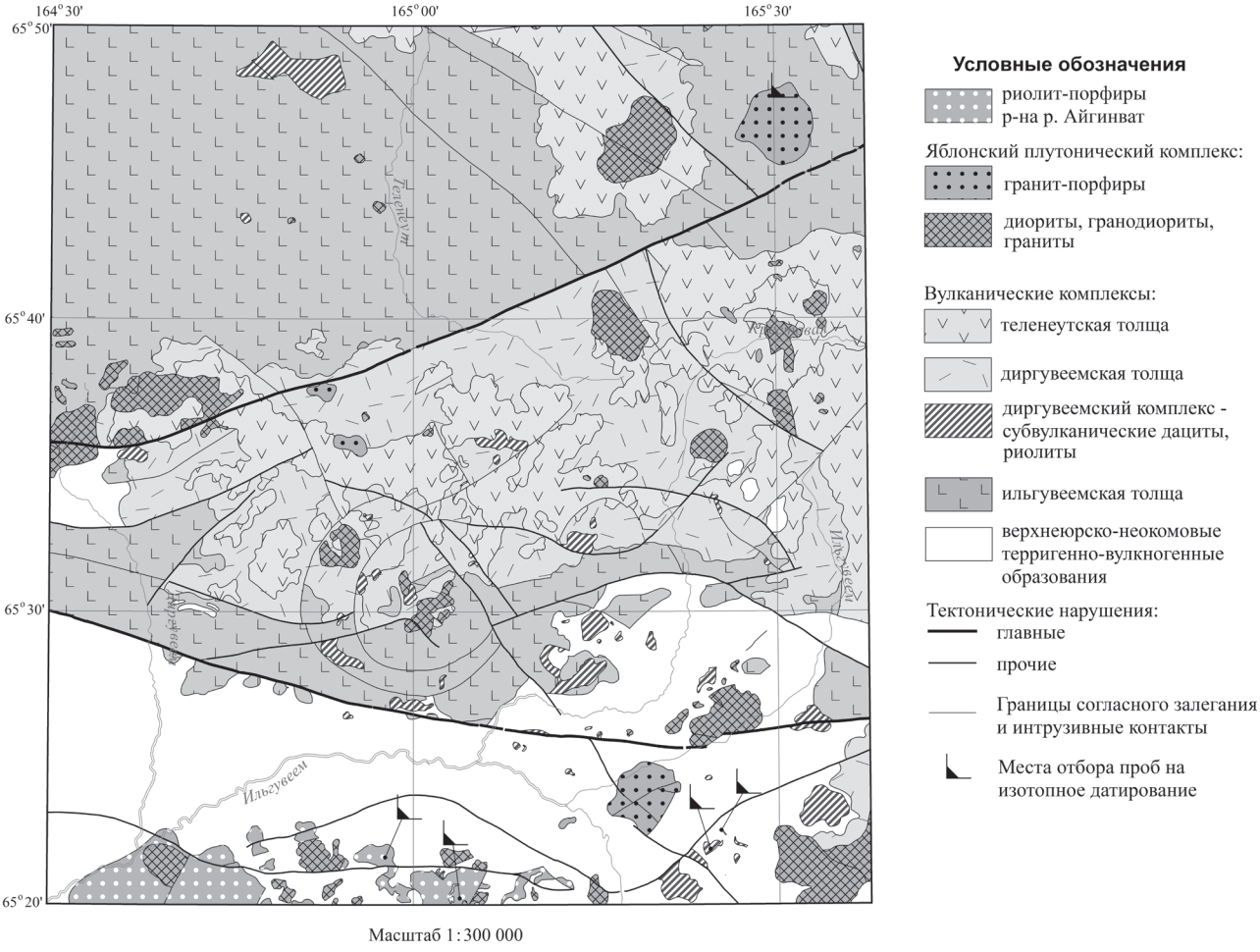
О ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРОДАХ КИСЛОГО СОСТАВА БАССЕЙНА РЕКИ АЙГИНВАТ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

А. В. Черкашин[1], А. Л. Коновалов[1], Е. В. Старикова[1], А. М. Гагиева[2]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

Вопрос о возрасте и последовательности внедрения тел кислых вулканитов гипабиссального облика, является одной из проблем при проведении геологических работ.

Район геологического изучения расположен на границе двух крупных региональных структур – Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП) и Олойской зоны Алазейско-Олойской складчатой системы. Объекты исследования локализованы среди позднеюрско-раннемеловых терригенных и терригенно-вулканогенных слабодислоцированных образований Олойской зоны и апт-альбских вулканитов Нембондинского прогиба, которые прорывают ранне-позднемеловые интрузивы ОЧВП [1]. В ходе выполнения ГДП-200 листа Q-58-XXI–XXII (г. Черная), в бассейне р. Айгинват (левый приток р. Ильгувеем) (рис. 1) были изучены штоки порфировидных риолитов, которые В. П. Фоминым (1985 г.), на основании



Масштаб 1 : 300 000

Рис. 1. Схема геологического строения бассейна р. Ильгувеем

© Черкашин А. В., Коновалов А. Л., Старикова Е. В., Гагиева А. М.

сходства морфологии тел, петрографических и петрохимических характеристик, рассматривались в составе раннемелового диргувеемского вулканического комплекса.

Новые данные, полученные по геохронологии вулканитов и гранитоидов Нембондинского прогиба Анадырского сегмента ОЧВП [2], позволили по-новому оценить положение этих приповерхностных интрузивных образований в эволюционном ряду мелового гранитоидного магматизма.

Риолит-порфиры бассейна р. Айгинват образуют интрузивы гипабиссального облика различной формы – штоки, лакколиты площадью в 3–15 км^2.С поверхности имеют неправильную форму контактов, с заливами и апофизами, часто вытянутую вдоль магмоконтролирующих структур. Они образуют цепочку штокообразных тел, расположенных вдоль зоны тектонического нарушения, хорошо выраженного рельефе в виде субширотного линеамента долины р. Айгинват. Риолит-порфиры имеют микролитовую структуру основной массы. Редкие вкрапленники представлены мелкопорфировыми кристаллами полевых шпатов и кварца (рис. 2, *а*).

Материалами U-Pb (SHRIMP-II) датирования по циркону для риолит-порфиров бассейна р. Айгинват получены значения 99,5–95,0 млн лет, что соответствует границе альб-сеноман. По составу риолит-порфиры бассейна р. Айгинват однотипны субвулканическим риолитам диргувеемского вулканического комплекса, размещенным в «кальдеровом» пространстве Ильгувеемской вулканоструктуры (правый берег р. Ильгувеем).

Субвулканические риолиты диргувеемского комплекса – мелкопорфировые, либо афировые породы (рис. 2, *б*) с микролитовой, иногда стекловатой основной массой. Вкрапленники образованы кварцем, полевыми шпатами, редко биотитом. Полученные значения изотопного возраста (U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II) из субвулканических риолитов диргувеемского комплекса – 115–113 млн лет, соответствуют позднему апту [2].

Распределение элементов-примесей в риолит-порфирах р. Айгинват и в субвулканических риолитах диргувеемского комплекса отражено на мультиэлементной диаграмме (рис. 3, *а*). Сравниваемые спектры близки в части обогащения крупноионными литофилами, и отрицательных аномалий высокозарядных элементов (Ta, Nb, Ti, P). На диаграмме распределения редкоземельных элементов отмечается обогащение в области легких редких земель при общей

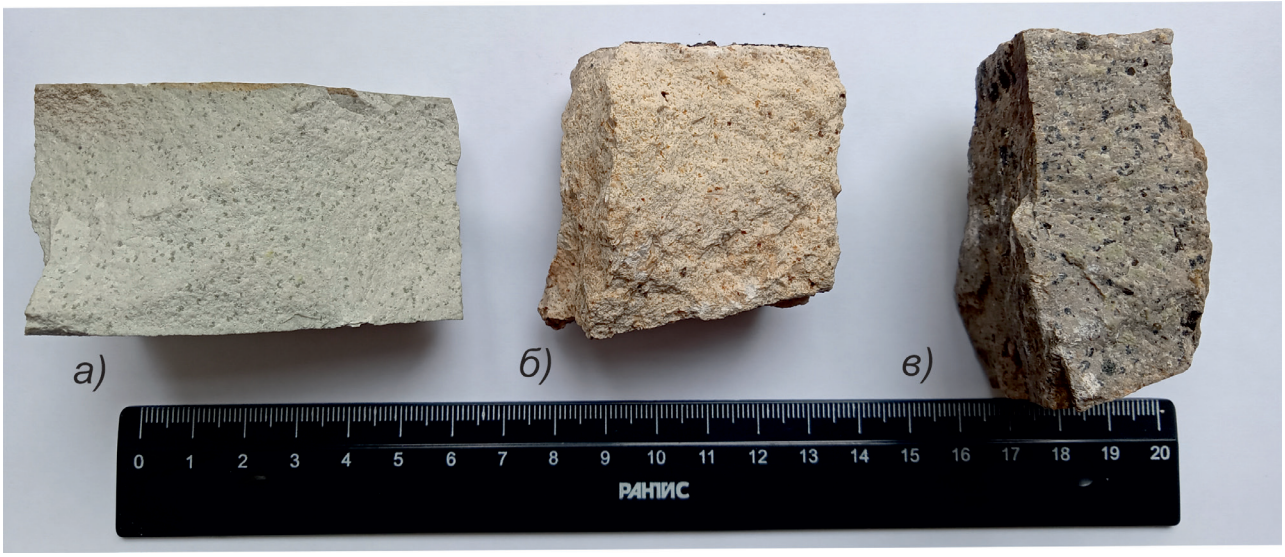


Рис. 2. Гипабиссальные породы бассейна р. Ильгувеем:

а – риолит-порфир (р. Айгинват); *б* – субвулканический риолит (диргувеемский комплекс, правобережье р. Ильгувеем); *в* — гранит-порфир (яблонский комплекс, р. Алучин).

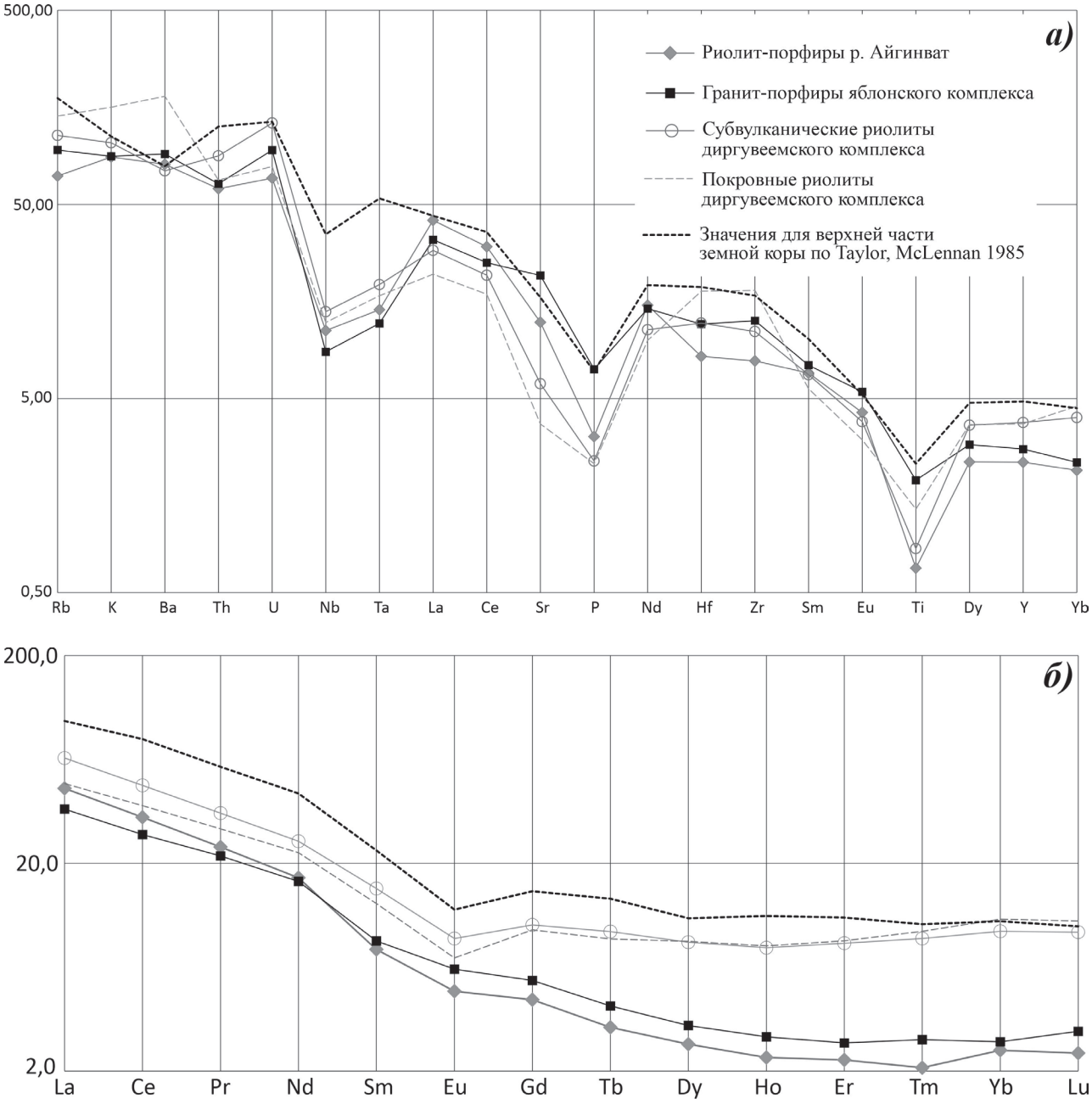


Рис. 3. Спектры распределения элементов-примесей (средние значения), нормировано:

а – по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] [5]; *б* – по хондриту [Boynton, 1984] [4]

тенденции к обеднению HREE, при этом, более низкие значения HREE отмечаются в риолит-порфирах (рис. 3, *б*). Это нашло выражение в La_N/Yb_N отношении: 6,82 для субвулканических риолитов и 18,23 для риолит-порфиров.

Гранит-порфиры яблонского (габбро)гранодиорит-гранитового комплекса, распространены по всей площади работ. По строению и составу они схожи с описанными выше гипабиссальными риолит-порфирами и субвулканическими риолитами (рис. 2, *в*). Структура их чаще микрозернистая, в составе вкрапленников– кварц, полевые шпаты, реже биотит.

Результаты изотопного датирования риолит-порфиров бассейна р. Айгинват (99,4–95,2 млн лет) и субвулканических риолитов диргувеемского комплекса (115–113 млн лет),

а также имеющиеся данные о возрасте гранит-порфиров яблонского комплекса (102,2 млн лет, U-Pb) [2], позволяют рассматривать их как самостоятельные магматические ассоциации тел, относящиеся к разным магматическим комплексам.

Близкие значения изотопного возраста и геохимических характеристик риолит-порфиров р. Айгинват и гранит-порфиров яблонского (габбро)гранодиорит-гранитового комплекса формально допускают их объединение в яблонский плутонический комплекс. При этом необходимо учитывать тот факт, что локализация гипабиссальных тел риолит-порфиров контролируется приграничными структурами Омолонского массива – Намындыкано-Моланджинская окраинная зона, где известны альбские субвулканические тела риолитов и комендитов чагачанского комплекса [3]. Это не исключает возможность рассмотрения формирования гипабиссальных интрузий р. Айгинват как отдельного импульса магматизма или фазы развития. Подобная интерпретация может быть важной составляющей при минерагеническом анализе и прогнозировании для оценки продуцирующих гранитоидных и вулканических комплексов, с целью выделения перспективных площадей на комплекс полезных ископаемых.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово. Объяснительная записка / Исаева Е. П., Звизда Т. В., Лазарева Е. И. и др. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Георегион». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Анадырская. Лист Q-58-XXI, XXII (г. Черная). Объяснительная записка / Старикова Е. В., Коновалов А. Л., Черкашин А. В., Неклюдов Г. А., Матюшков А. Д., Гагиева А. М., Сорокина Ю. П., Медведев В. А., Петров В. В., Чуйко М. А. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2023 (в издании). 281 с.
3. *Шевченко В. М.* Легенда Омолонской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Магадан: СевВостНИЦМИС, 1999, 173 с.
4. *Boynton W. V.* Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies /In: Henserson P. Ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
5. *Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implycations for mantle composition and processes /In: Magmatism in the Ocean Basins. Eds. Saunders A. D., Norry M. J. Geological Society Special Publication. London, 1989. V. 42 (1). P. 313–345.

ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ – АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А. И. Черных

ООО «УК Полюс», Москва

С целью определения закономерностей формирования и распространения золотого оруденения южной и западной частей Алтае-Саянской складчатой области (АССО) выполнен анализ данных о возрасте рудогенерирующих, рудовмещающих и рудоматеринских комплексов пород, рудоносных метасоматитов и золотосодержащих руд. Создана и проанализирована база данных из 710 изотопных датировок, полученных преимущественно U-Pb (SHRIMP-II, LA-ICP-MS, TIMS), а также Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и Re-Os методами. Проведено сопоставление изотопных датировок по различным рудным районам и узлам между собой и с геологическими материалами. Наибольшее количество изотопно-геохронологических данных приведены в работах Г. А. Бабина, А. С. Борисенко, М. М. Буслова, Е. В. Ветрова, А. Г. Владимирова, И. В. Гаськова, А. И. Гусева, Н. И. Гусева, Ю. А. Калинина, С. А. Каргополова, Н. Н. Крука, Е. А. Наумова, С. А. Руднева, И. Ю. Сафоновой, А. Н. Уварова, А. И. Черных и др., полученных при проведении геологосъмочных и научно-исследовательских работ. Комплексный анализ изотопно-геохронологических и геологических данных позволил обосновать выделении шести металлогенических эпох, отвечающих наиболее крупных этапам геодинамической эволюции АССО.

1. Золотое и золотосодержащее оруденение позднерифейско-вендской металлогенической эпохи представлено незначительно, что во многом обусловлено ограниченным распространением позднерифейских метаморфических и магматических комплексов на изученной территории. Формирование позднерифейских толщ предполагается в надсубдукционных условиях на окраинах Палеоазиатского океана. Образование вендских терригенно-карбонатных пород связывается с океаническими поднятиями (симаунтами). Особенностью данной металлогенической эпохи является генетическая связь золотого оруденения с углеродистыми вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, отличающимися на отдельных участках повышенным содержанием Au, As, U, V. Для металлогенической эпохи характерно формирование золото-(кварц)-сульфидного оруденения OG (Orogenic gold) и ассоциация Au с As, Cu, Pb, Zn.

2. Золотоносность венд – ранне-среднекембрийской эпохи определяется широким развитием вулканогенных и интрузивных комплексов пород энсиматической островодужной и задуговой офиолитовой природы. Становление надсубдукционных комплексов в Западно-Саянской и Алтае-Салаирской субпровинциях началось в позднем венде на границе с кембрием. Однако наиболее масштабно островодужный и задуговый магматизм проявились в раннем-среднем кембрии. Большая часть коренных и россыпных золоторудных объектов АССО пространственно ассоциирует именно с ранне-среднекембрийскими вулканогенно-осадочными породами. В полихронных рудных районах и узлах продуктивность золотого и золотосодержащего оруденения более молодых эпох во многом определяется наличием или отсутствием ранне-среднекембрийских пород с признаками золотоносности. Для этой металлогенической эпохи характерно преобладание оруденения золото-сульфидно-кварцевого IR (Intrusion Related), реже золото-скарнового (IRsk) и золотосодержащего

© Черных А. И.

колчеданно-полиметаллического (VMS) типов. Для данной металлогенической эпохи характерна ассоциация Au с Fe, Mn, Pb, Zn, Cu.

3. Золотое оруденение средне-позднекембрийско-ордовикской эпохи, на данный момент, имеет наибольшее промышленное значение. Отличительной особенностью данной эпохи является широкое распространение крупных интрузивов габбродиорит-гранодиорит-гранитоидного состава аккреционно-коллизионной природы в Алатаусско-Тувинской субпровинции. Участки с максимальной золотоносностью наблюдаются в узлах, в которых средне-позднекембрийско-ордовикские массивы прорывают интенсивно дислоцированные при аккреционно-коллизионных событиях вулканогенно-осадочные породы с признаками золотоносности, сформированными в более ранние эпохи. Чаще всего золоторудные объекты приурочены к эндо- и экзоконтактовым зонам интрузий и участкам смятия, метаморфизма, рассланцевания кембрийских вулканогенно-осадочных пород. Именно пространственное совмещение золотоносных пород островодужного и аккреционно-коллизионного этапов развития региона определяет большой масштаб золотого оруденения. Средне-позднекембрийско-ордовикская эпоха отличается широким распространением месторождений, в том числе крупных, золото-кварцевого (IR), золото-сульфидно-кварцевого (IR, OR) и золото-скарнового типов (IRsk), а также золото-сульфидно-кварцевых объектов типа RIRG. При аккреции раннекембрийских островодужных блоков происходило формирование золотосодержащего молибден-меднопорфирового орудененеия (CuPT). Для оруденения этой металлогенической эпохи характерна ассоциация Au с Fe, Cu, Mo, W.

4. Золотое и золотосодержащее оруденение позднесилурийско-раннедевонской – девонской эпохи наиболее широко проявлено в пределах Алтае-Салаирской субпровинции. Оруденение связано с фрагментированными девонскими вулкано-плутоническими поясами, формирование которых происходило в условиях активной континентальной окраины андского типа. С вулканогенными и субвулканическими породами эпохи связано образование оруденения эпитермального золото-серебряного типа низко-, средне- и высокосульфидизированных подтипов LS, IS, HS (Epithermal type), с интрузиями – золото-скарнового и золотосодержащего скарновожелезорудного типов (IRsk), реже золото-кварцевого типа IR, в том числе RIRG. Кроме того, выделяются мелкие объекты медно-молибденпорфирового типа (MoPT) с низким содержанием золота. Для золотого оруденения металлогенической эпохи типична ассоциация Au с Ag, Cu, Fe, Pb, Zn.

5. Наибольшее количество признаков золотого и золотосодержащего оруденения позднедевонско-раннекарбоновой эпохи, на данный момент, установлено в пределах Западно-Саянской субпровинции. Золотое оруденение связано с транспрессионно-коллизионным этапом эволюции региона. В это время предполагается активизация ранее сформированных на аккреционно-коллизионном этапе региональных разломов и заложение новых, в связи с коллизией Казахстано-Байкальского составного континента с Сибирским кратоном. Данная эпоха характеризуется развитием признаков штокверкового и жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения (OG) вдоль линейных наиболее крупных зон складчато-разрывных дислокаций. В отдельных локальных структурах pull-apart, образуются центры магматизма (небольшие штоки и поля даек), часто средне-кислого субщелочного и щелочного состава, с которыми может быть связано возникновение медно-порфирового оруденения иногда с высоким содержанием золота Cu-Au PT (Cu-Au Porphyry type). Максимальная золотоносность наблюдается на участках, где сульфидно-кварцевые прожилки прорывают золотоносные поздневендско-раннекембрийские островодужные и задуговые вулканогенно-осадочные отложения. Для данной эпохи типична ассоциация Au с As, Cu, Te, Bi.

6. Формирование золотого оруденения пермско-триасовой металлогенической эпохи связано с внутриплитным плюмовым магматизмом. Оно локализуется в зонах разломов,

и маркируется поясами даек долеритов, реже массивов гранитоидов, и низкотемпературных метасоматитов. На отдельных участках, приуроченных к бортам Кузнецкого прогиба, отмечается повышенная золотоносность позднедевонско-раннекарбоновых терригенных и карбонатно-терригенных пород. Предполагается, что эти отложения, наряду с мантийными источниками металлов, могли служить основой для образования более позднего золотого оруденения пермско-триасовой эпохи. Для пермско-триасовой эпохи характерно развитие эпитермальной минерализации золото-(кварц)-сульфидного типа в углеродистых терригенно-карбонатных толщах CT (Carlin type), в ассоциации с ртутной, сурьмяной и флюоритовой минерализацией. Золотое оруденение этой эпохи ассоциирует с As, Sb, Hg, Ba.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ПОДГОРНЕНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Р. И. Шайбеков[1], И. А. Губарев[2], Е. М. Тропников[1]

[1] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2] Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань

Подгорненское рудопроявление располагается в пределах одноименного месторождения строительного камня на восточном склоне Полярного Урала. В его геологическом строении принимают участие исключительно интрузивные образования Собского комплекса ($D_{1–2}sb$) габбро-диорит-плагиогранитной формации, сложенной кварцевыми диоритами.

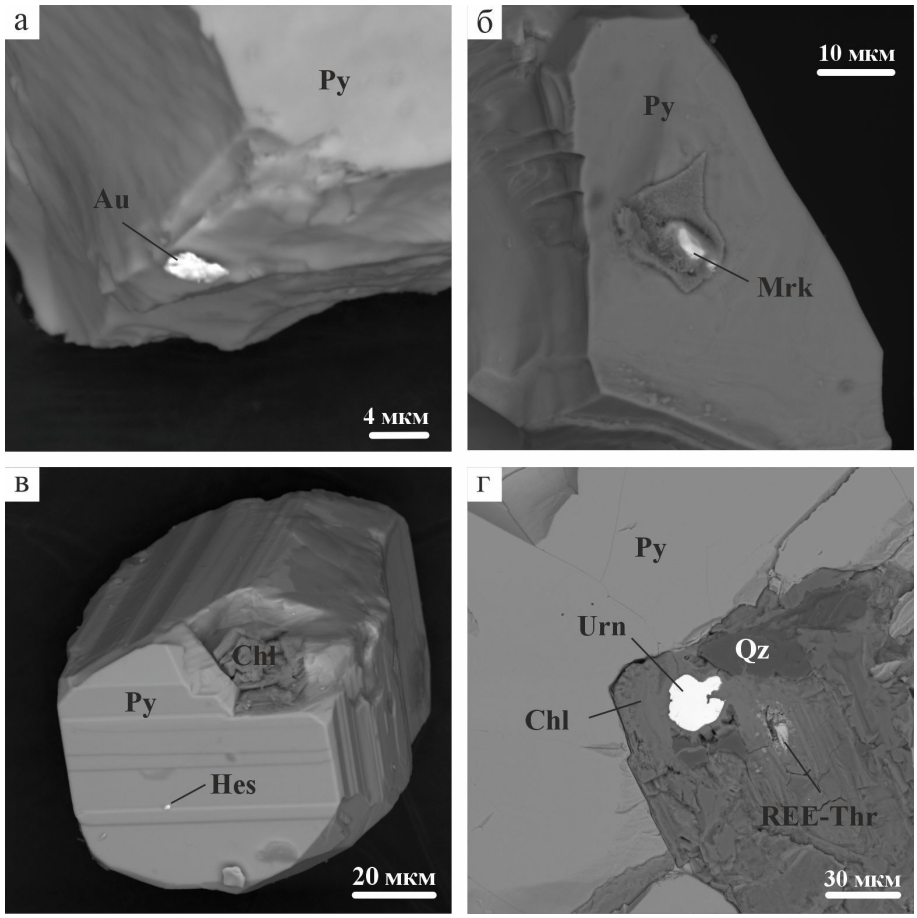
Согласно недавним исследованиям Викентьева с соавторами (Викентьев и др., 2024) в пределах карьеров Подгоренского месторождения присутствует сульфидная минерализация, приуроченная к сумеридиональным и субширотным системам крутопадающих кварцевых жил. Кроме того, на основании LA-ICP-MS сульфидов была показана Fe-Cu-Au-Ag (±W, Bi, Sn, Mo, Re) рудная специализация объекта, а по химическому составу в рудных жилах зафиксирован еще Pd. При этом непосредственно минералов Au, Ag, Te, Pd, W и Bi авторами не были обнаружены. Исходя из проводимых нами на данной территории исследований было установлено, что сульфидная минерализация в пределах Подгорненского рудопроявления тяготеет как к кварцевым и кварц-карбонатным жилам, так и интенсивно наложена на околожильные кварцевые диориты. При этом отмечено, что оруденение и жильные образования нередко контролируются нарушениями и северо-западного простирания. Нами было установлено и подтверждено, что основная рудная минерализация представлена преимущественно пиритом и халькопиритом, реже пирротином, сфалеритом, магнетитом, ильменитом, молибденитом, галенитом, пентландитом и арсенопиритом. Помимо вышеперечисленных минералов впервые на рудопроявлении установлены уранинит (UO_2, до 100 мкм) с примесями (Pb, Th, Y), редкоземельный торит ($ThSiO_4$, примеси U, Nd, Ce, Gd, Sm), клаусталит (PbSe), гессит (Ag_2Te), алтаит (PbTe), шеелит ($CaWO_4$), самородный висмут (Bi), золото (AuAg) и меренскиит ($PdTe_2$).

Золото установлено только протолочных пробах околожильных кварцевых диоритов. Размеры его не превышают 10 мкм и нередко характеризуются тонкими срастаниями с сульфидами (преимущественно халькопиритом), реже с хлоритом в кварцевых прожилках в диорите. Из примесей в золоте отмечены Cu и Ag, при этом концентрации Cu варьируют от 3,61 масс. % в центре до 0,65 масс. % на периферии. Примесь Ag присутствует по всех анализах и варьирует от 45,51 масс. % в центре до 5,43 масс. % на периферии. Пробность золота – от 517‰ в центре до 962‰ на периферии зерен. Золото из прожилков, как правило, имеет низкие концентрации примесей. В отличие от золота Василиновского Cu-Au-МПГ рудопроявления, золото Подгорненского проявления не содержит примеси Hg.

Гессит широко распространенный минерал и является сквозным для всех изученных проб. Диагностирован нами как в аншлифах, так и протолочных пробах (в виде зерен с ярко выраженными гранями), в пирите кварцевых диоритов, а также в кварцевых и кварц-карбонатных жилах их секущих. Нередко минерал образует сростки с алтаитом. Размеры зерен варьируют от 2 до 7 мкм. Из примесей в гессите из кварцевых диоритов установлен нетипичный для него Pd (до 0,5 масс. %), тогда как в жилах он чистый.

Меренскиит установлен только в протолочных пробах из кварцевых диоритов. Минерал представляет собой включения в пирите, имеет достаточно хорошо выраженные грани. Размер зерен достигает 5–6 мкм, в качестве постоянной примеси присутствует As с вариациями от 0,6

© Шайбеков Р. И., Губарев И. А., Тропников Е. М.



Включения минералов:

а – золото в пирите, *б* – меренскиит в пирите, *в* – гессит в пирите, *г* – уранинит в хлорите. Py – пирит, Au – золото, Mrk – меренскиит, Hes – гессит, Chl – хлорит, Qz – кварц, Urn – уранинит, REE-Thr – редкоземельный торит.

до 2,05 масс. %, что может быть результатом тонких срастаний с другими платиноидами – мертиитом или изомертиитом.

В отношении установленных предшественниками специализаций (Викентьев и др., 2024), то W связан с присутствием в кварцевых жилах шеелита, Bi образует как самостоятельные самородные фазы, так и был установлен нами в виде примеси (до 3,7 масс. %) в алтаите. Нахождение Mo в виде молибденита нами было подтверждено как в аншлифах, так и протолочных пробах, но примесь Re в нем не удалось зафиксировать, что говорит о крайне низких его содержаниях в этом минерале.

С целью оценки температур минералообразования сульфидов были использованы парные геотермометры по кобальту (пирит-пирротиновый, пирит-халькопиритовый; Безмен и др., 1978). В результате было установлено, что температуры сосуществования пирита и пирротина колеблется в диапазоне 294–246 °С, тогда как для пирита и халькопирита она заметно ниже и варьирует в пределах 195–86 °С. Исходя из этого можно предположить, что образование халькопирита происходила после кристаллизации пирита и пирротина, что несколько разнится с более ранними предположениями (Викентьев и др., 2024).

Выводы: предварительные исследования нескольких десятков проб, отобранных в пределах Подгорненского рудопроявления показало, что минералы благородных металлов имеют

крайне неравномерное распределение как в кварцевых жилах, так и диоритах. Небольшой фактический материал, не позволил отметить каких-либо закономерностей их распространения на данном этапе исследований. Согласно устному сообщению В. Д. Мокрия (почетный геолог ЯНАО) в нижней части старого карьера Подгорненского месторождения, была отработана крупная линза магнетита, то есть возможно предполагать обнаружение на нижних горизонтах более значимых рудных концентраций, в том числе минералов благородных металлов.

Литература

Безмен Н. И., Еремин Н. И., Наразаули И. Г., Позднякова Н. В., Сергеева Н. Е. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.

Викентьев И. В., Тюкова Е. Э., Мокрий В. Д., Иванова Ю. Н., Шуйский А. С., Соболев И. Д. Платино-палладиевое рудопроявление Василиновское – новый тип минерализации в офиолитах полярного Урала. Сообщение 1. геологическая позиция и минералогия // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 6. С. 699–729. DOI 10.31857/S0016777024060065.

НЕЗОНАЛЬНЫЕ ЯДРА ОЛИВИНА ТРУБОК ОБНАЖЕННАЯ И ЛЮСЯ (КУОЙСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ) – ДЕЗИНТЕГРИРОВАННЫЕ ПРОДУКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ С ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИЕЙ?

Д. Р. Шайхутдинова[1, 2], А. В. Каргин[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Оливин широко распространен в щелочно-ультрамафических породах – в том числе, кимберлитах. Обладая зачастую сложным внутренним строением, зерна оливина в кимберлитах становятся для исследователя объектом расшифровки многочисленных и различных по природе процессов, сопровождающих формирование кимберлитовых тел (Guiliani, 2018). Процессы, протекающие в мантии до и во время образования кимберлитов, а также степень и характер взаимодействия с ней кимберлитовых расплавов не только определяют внешний вид и изотопно-геохимические характеристики пород, но и, весьма вероятно, оказывают влияние на их алмазоносность (Howarth et al., 2025).

Куойское кимберлитовое поле расположено в северо-восточной части Далдыно-Оленекской минерагенической зоны Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) на пересечении Далдыно-Оленекской и Молодо-Попигайской систем разломов, возраст его определен как позднеюрский 141–171 млн лет (Зайцев, Смелов, 2010; Sun et al., 2014). Оно относится к северной субпровинции ЯАП, для которой характерны промышленно неалмазоносные кимберлиты. Тем не менее, геохимические исследования (Костровицкий и др., 2007) показали, что кроме преобладающих в северной части провинции высокожелезистых кимберлитов, здесь встречаются и высокомагнезиальные – обычные для южных полей ЯАП. Показаны (Шайхутдинова, Каргин, 2025) петрографические различия между «магнезиальным» и «железистым» типом кимберлитов Куойского поля. Связаны ли все перечисленные различия, проявленные в пределах одного поля, с неоднородным взаимодействием кимберлитовой магмы с литосферной мантией или с неоднородностью источника выплавок? Один из возможных ответов на этот вопрос хранят в себе составы оливина кимберлитов Куойского поля.

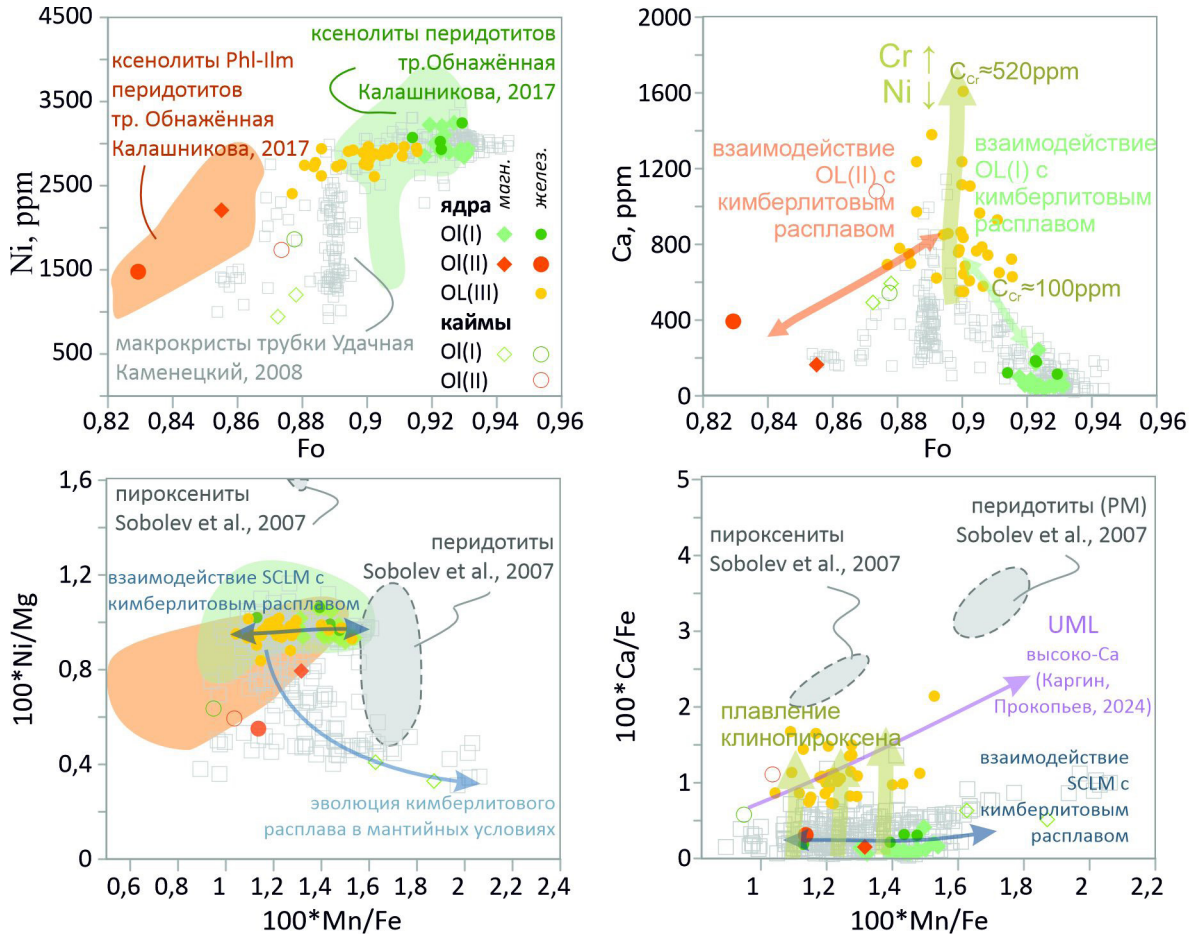
По результатам микроскопического изучения 19 образцов кимберлитов и электронно-зондового анализа 2 образцов кимберлитов разного типа (магнезиальный тип – трубка Обнаженная, железистый тип трубка Люся) нами выделены три группы оливина. Ни одна из них не обладает зональностью, кроме единичных однородных ксенокристов оливина I и II, окруженных высококальциевыми краевыми зонами.

Оливин I ($Fo_{91–93}$) размером от 400 мкм до 5 мм имеет обломочную и/или оплавленную форму, по составу (рис. 1) соответствует магнезиальной группе мантийных ксенолитов трубки Обнаженная (Калашникова, 2017) и классифицирован нами как ксенокристовый.

Оливин II ($Fo_{83–86}$) размером до 2 мм также несет следы фрагментации, но отличается от **оливина I** повышенной железистостью и более высокими содержаниями Ti (90–132 ppm) и Mn (1425–1441 ppm). В соответствие с ксенокристовым обликом и относительно низкими концентрациями Ca (менее 393 ppm), мы связываем образование этой группы кристаллов с захватом метасоматизированного Phl-Ilm содержащего перидотита (Калашникова, 2017).

Оливин III ($Fo_{88–92}$) размером 100–500 мкм имеет субидиоморфную таблитчатую форму, по краям равномерно замещается серпентином и кальцитом и в ряде случаев срастается с ильменитом в краевых частях. Такие кристаллы встречены только в железистом типе

© Шайхутдинова Д. Р., Каргин А. В.



Вариации составов оливина в трубках Обнаженная и Люся, Куойское поле.

кимберлитов. В соответствие с Arndt et al. (2010), такие кристаллы могут образовываться в результате твердофазовой перекристаллизации мантийных нодулей при взаимодействии с ранними кимберлитовыми расплавами. Однако по сравнению с многими высоконикелистыми оливинами, которые были в равновесии с кимберлитовыми расплавами, оливины этого типа характеризуются повышенными концентрациями Ca, Cr и Al (рисунок). Показано, что это может быть связано: а) с ассимиляцией расплавом мантийных нодулей, содержащих клинопироксен и ортопироксен, б) с изначальной обогащенностью источника расплавов железистого типа кимберлитов пироксенитовым и вебстеритовым компонетном.

Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ № 25-27-00189.

Литература

Зайцев Л. И., Смелов А. П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

Калашникова Т. В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск. 2017.

Каргин А. В., Прокопьев И. Р. Сравнительная характеристика состава оливина щелочно-ультрамафических пород на примере кимберлитов и айликитов // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Материалы XVII Всероссийской конференции. 2024.

Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В. и др. Изотопно-геохимическая систематика кибмерлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. № 48. С. 350–371.

Шайхутдинова Д. Р., Каргин А. В. Петрографические позиции и составы оливина из кимберлитов Куойского поля (Якутия) // Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. 2025. 402 с.

Arndt N. T., Guitreau M., Boullier A.-M. et al. Olivine, and the Origin of Kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 573–602.

Giuliani A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide// Lithos. 2018. V. 312–313. P. 322–342.

Howarth G., Casetta F., Abersteiner A. A review of olivine as a tool for understanding kimberlite petrogenesis and diamond potential // Mineralogy and Petrology. 2025. P. 1–24.

Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V. et al. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): Types, compositions and origins. J. Petrol. 2008. V. 49. P. 823–839.

Sobolev A. V., Hofmann A. W., Kuzmin D. V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. 316, 412–7.

Sun J., Liu C., Kostrovitsky S. et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 283–295.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УРАЛА КАК ОДИН ИЗ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ: ДОПОЛНЕННЫЕ ДАННЫЕ

Г. Ю. Шардакова

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, shardakovagalina@mail.ru

Современные методы локального анализа минералов открывают новые возможности для изучения их геохимических особенностей. Анализ поведения микроэлементов в цирконе (далее – Zrn) позволяет оценить геодинамическую обстановку при образовании пород и Zrn, роль континентального и океанического материала в источнике материнских расплавов. Здесь использованы материалы Г. Б. Ферштатера (2013) и приведено обобщение новых данных по поведению микроэлементов в Zrn из магматитов разных секторов Урала (таблица): 168 анализов из 30 объектов: массивов гранитов, миаскитов (для контраста) и метаморфитов с диапазоном возрастов от 1386 до 250 млн лет. Zrn анализировался методом ICP-MS, большая часть замеров произведена в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН на приборе NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Из выборок исключены Zrn с высокими концентрациями Ti и Ca. В ряде зерен анализировались ядра или несколько измененные зоны Zrn; в таком случае их датировки отличны от времени кристаллизации пород, отражая возраст протолита или тектоно-термальной активности в данном секторе.

Рассмотрено поведение Th, U, Hf, Y, REE, Sc, Nb. Лишь для 4 точек (2 %) величина Th/U < 0,1, это Zrn из гнейсов из обрамления Кемпирсайского и Музинского массивов. В интервале Th/U = 0,1–0,3 лежат составы 20 % зерен. Th/U = 0,3–1 имеют 52 % Zrn, а для 26 % – Th/U > 1. Отмечена «эфемерность» значения Th/U = 0,3, предлагаемого для разделения Zrn магматической и иной природы. Применение критериев Hoskin (2005) – (Sm/La)n, Ce/Ce* и La (г/т) в Zrn показало, что поля составов магматогенного (M) и «гидротермального» (H) Zrn хорошо бы модифицировать, расширив и удлинив вниз поле M. В разной степени преобразованный Zrn тоже дает более широкий разброс составов, чем поле H. Если пользоваться диаграммами в исходном виде, то большая часть составов уральских Zrn, в том числе явно M, с высоким Th/U и малым количеством ЛРЗЭ, дает облако между полями H и M; лишь точки самых преобразованных Zrn сдвинуты в/близко к полю H.

Г. Б. Ферштатером отмечалось, что Zrn уральских гранитов почти не сохранил «метки» океанической природы по (Grimes et al., 2007): индикаторы Hf, U, Yb, Y). Сейчас объем данных вырос, но число замеров Zrn из пород разных объектов неравномерно. Тем не менее, составы ряда зерен попадают в океаническую область или в зону перекрытия составов, ближе к первой. Это Zrn из: ммк (ортогнейс), Кожимский, Водораздельный, Круторечeнский, битимский, ивк (миаскит), Рефтинский, козлиногорский, Пановская Ляга. Их изотопные параметры указывают на участие в источнике мантийного компонента. По (Ayonta et al., 2021), на участие мантийного вещества может указывать Nb/Yb–U/Yb в Zrn. Составы Zrn указанных выше объектов тоже лежат в “mantle Zrn-array”.

База данных по составу Zrn находится в стадии накопления. Наметим ряд тенденций для Zrn из гранитов доуралид и уралид. На диаграмме Hf(%)–Eu/Eu* выделяются поля составов Zrn рифейских (наименьшие значения), V–∈ (высокий Hf) и O–S (Eu/Eu* ≥ 1 при минимуме Hf) образований. По U–Hf большинство точек Zrn лежит в интервале Hf/U = 10–200,

© Шардакова Г. Ю.

Позиция в структурах Урала и U-Pb возраст (млн лет) пород, из которых проанализирован циркон*

№	Возраст	Позиция	Массив/комплекс	Порода	Авторы
1	1373	БМА	Бердяушский	Гранит	Ронкин и др., 2014
2	1386	БМА	Рябиновский	Гранит	Ферштатер, 2013
3	1330	БМА	Губенский	Гранит	Ферштатер, 2013
4	593–485	Ляпинский блок	Кожимский	Гранит, гранодиорит	Удоратина и др., 2020
5	598	Ляпинский блок	Водораздельный	–	Шардакова и др., 2023
6	537	ГУР	Круторечeнский	–	Шардакова, 2021
7	533–520	Уфалейский блок	битимский	–	Шардакова, 2022
8	547	Зилаирский синкл.	Артлышский	–	Краснобаев и др., 2013
9	450–430	Уфалейский блок	козлиногорский	Субщел. гранит	Шардакова (неопубл.)
10	446	ВУЗ	ивк	Миаскит	Недосекова и др., 2023
11	425–410	Тагильская зона	Рефтинский	Плагиогранит	Ферштатер, 2013
12	424	Тагильская зона	Черноисточинский	Анортозит	Ферштатер, 2013
13	362	ВУЗ	Челябинский	Mg-диорит	Осипова и др., 2019
14	340	ВУЗ	магнитогорский	Граносиенит	Ферштатер, 2013
15	327	ГУР	Сыростанский	Гранодиорит	Ферштатер, 2013
16	320	Тагильская зона	Верхисетский	Гранит	Ферштатер, 2013
17	377	Тагильская зона	Пановская Ляга	Диор. порфирит	Зинькова и др., 2020
18	290–250	Мурзинско-Адуйский блок	Адуйский	Гранит	Ферштатер, 2013
19	293	ММЗ	Урузбаевский	Плагиогранит	Ферштатер, 2013
20	294	ММЗ	Новобурановский	Гранодиорит	Ферштатер, 2013
21	290–250	Мурзинско-Адуйский блок	Мурзинский	Гранит	Шардакова и др., 2021
22	266	ММЗ	Уйский	Субщел. гранит	Шагалов (неопубл.)
Метаморфические породы					
24	[1658, 329]	ммк	рама Мурзинского м-ва	Парагнейс	Ферштатер, 2013
25	[923, 457]	ммк	–	Ортогнейс	Ферштатер, 2014
26	[400–300]	ГУР	Кытлымский	Гранито-гнейс	Ферштатер, 2015
27	[450–300]	подошва аллохтона	Хабарнинский	Гранито-гнейс	Ферштатер, 2016
28	[450–390]	экзоконтакт массива	Челябинский	Гранито-гнейс	Ферштатер, 2017
29	[400]	кровля массива	Кемпирсайский	Ортоамфиболит	Ферштатер, 2018
30	[>533]	Уфалейский блок	егустинская (свита)	Ортоамфиболит	Шагалов (неопубл.)

*БМА – Башкирский мегантиклинорий, ГУР – зона Главного Уральского разлома, ММЗ – Магнитогорская мегазона, ВУЗ – Восточно-Уральская зона, ммк – мурзинский метаморфический, ивк – ильмено-вишневогорский комплексы.

Названия массивов приведены с заглавной буквы, комплексов – со строчной.

Возраст метаморфитов обозначен в квадратных скобках.

Hf/U = 9–2 присуще Zrn из Mg-диоритов; Hf/U = 200–400 отмечено в ряде зерен из миаскитов и плагиогранитов. На графике U–Y состав >60 % Zrn лежит между U/Yb = 0,1–1; максимально отношение в Zrn Mg–диоритов (6–10), минимум (0,1–0,02) характерен для Zrn массивов Водораздельный и Круторечeнский (V–∈). В Zrn сильно варьирует содержание Sc. В координатах Th/U–Sc резко повышенные величины имеют Zrn из субщелочных гранитов Уйского массива (P) и козлиногорского (O_3–S) комплекса, имеющих TR–специализацию. Обособляются точки Zrn близких по составу V–∈ гранитов. По соотношению Sc–Hf почти линейные тренды характерны для составов Zrn этих же условных (одна – по щелочности, другая – по составу и возрасту) групп. На диаграмме Белоусовой (2000) Y–Hf (%) для оценки типа материнских пород выделяются Zrn миаскитов (ивк) и гранитов Бердяуша, попадая в «карбонатитовое» поле (VII). Составы Zrn из субщелочных гранитов лежат в полях VI (сиенитоиды) и IV (граниты); из V–∈ гранитов – в поле «диоритов» (III); остальные точки находятся кучно в полях II и IV («долериты и базиты» и «граниты»). То есть ориентировочно методика «работает».

В качестве краткого резюме отметим следующее. 1) Поведение Sc в Zrn требует отдельного исследования. 2) Состав Zrn из субщелочных гранитов имеет определенную специфику. 3) Состав ряда Zrn из гранитоидов проявляет признаки «океанической» обстановки при магмогенерации и/или мантийного компонента в субстрате, что проявлено в Zrn из венд-кембрийских гранитов западного склона Урала (от Приполярного до Южного). Ранее автором показано, что эти граниты доуралид имеют сходные изотопно-геохимические признаки, отражающие гетерогенность субстрата: мантийный компонент+/– базиты слэба+коровый материал. Данные по геохимии Zrn также не подтверждают ранее существующие представления о чисто коровой природе гранитов данного этапа.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЙЛЛИКИТОВ ТРУБКИ ЮЖНАЯ, ЗИМИНСКИЙ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В. В. Шарыгин, А. Г. Дорошкевич

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, sharygin@igm.nsc.ru, doroskevich@igm, nsc.ru

Небольшой ареал трубок взрыва и даек ультраосновных лампрофиров располагается вблизи массива Средняя Зима, Зиминский щелочно-карбонатитовый комплекс, Восточный Саян (Шарыгин, Дорошкевич, 2022; Шарыгин, 2023; Ashchepkov et al., 2020). Трубка Южная этого ареала содержит айлликиты с большим количеством макро- и фенокристов. По минеральному составу они напоминают айлликиты, которые присутствуют в виде жил, даек и трубок в пределах и вблизи интрузий Зиминского щелочного комплекса (Жмодик и др., 2022; Савельева и др., 2022; Ashchepkov et al., 2020).

Макрокристы и фенокристы (размер – до 1 см) составляют до 50 об.% в изученном айлликите трубки Южная. Они представлены оливином (ныне серпентин), флогопитом, диопсидом, Ti-магнетитом (TiO_2–10–14 мас. %), гастингситом, мелилитом (?), фторапатитом и магнезиохромитом. В породе иногда наблюдаются тесные срастания макрокристов диопсида и флогопита. Основная масса мелкозернистая и состоит из кальцита, флогопита, Ti-магнетита (TiO_2–4–9 мас. %), Ca-граната (андрадит-гроссуляр, Ti-андрадит, Zr-шорломит), серпентина (оливин?), перовскита, фторапатита, титанита, хлорита, сульфидов (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, галенит, сфалерит) и Ba-Sr-минералов (цельзиан, барит, стронцианит) (Шарыгин, Дорошкевич, 2022; Шарыгин, 2023). В магнезиохромите были выявлены полифазные силикатно-карбонатные включения, содержащие обычные карбонаты (кальцит, доломит), натровые карбонат-фосфаты и карбонаты (брэдлиит $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$, нортупит $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$), силикаты (флогопит, андрадит, титанит, рихтерит $Na_2CaMg_5[Si_8O_{22}](OH, F)_2$, хлорит и др.), оксиды и фторапатит ((Шарыгин, Дорошкевич, 2022). Полиминеральные включения были также обнаружены в диопсиде, Ti-магнетите и фторапатите. Циркон, бадделеит и Zr-титанит иногда присутствуют в виде полиминеральных включений в макрокристах диопсида.

В целом, для большинства макро- и фенокристов из айлликитов не характерна оптическая зональность. Она проявляется лишь в диопсиде, титаномагнетите (TiO_2 – до 14 мас. %) и магнезиохромите. Отдельные зоны в макрокристах Ti-магнетита (до 1 см) представлены разноразмерными микроструктурами распада магнетита и ульвошпинели/ильменита. Однако некоторые вкрапленники, диагностируемые изначально как Ti-магнетит со структурами распада, имеют более сложный состав и строение (Шарыгин, 2023). Их центральная часть представлена Ca-Fe-Ti-оксидной фазой (структуры распада), краевая часть – Ti-магнетитом (структуры распада), а самая внешняя зона и прожилки – это магнетит без структур распада. Для Ca-Fe-Ti-оксидной фазы минералами распада являются магнетит и перовскит, а для Ti-магнетита – магнетит и ильменит/ульвошпинель. Магнезиохромит окружен оторочкой Cr-магнетита и Ti-магнетита.

Ксеногенный материал айлликитов представлен фрагментами кварцсодержащих вмещающих пород (до 1 см), которые окружены реакционной оторочкой. Вторичные преобразования айлликитов выражаются в полном замещении оливина серпентином и в частичном замещении

© Шарыгин В. В., Дорошкевич А. Г.

флогопита основной массы хлоритом, а также в появлении минералов групп эпидота, алланита и везувиана, Ba-минералов.

Для ключевых минералов айлликитов не выявлено существенных вариаций состава. Так слюды разной генерации (макро-, фенокристы, основная масса) содержат 75–84 мол.% флогопитового минала ($KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$), реже – 51–63 мол.%. Наблюдаются вариации по TiO_2 (0,4–4,3 мас. %) и Cr_2O_3 (0,0–2,1 мас. %). Различия проявляются лишь по BaO: слюда основной массы более обогащена BaO (до 1,4 мас. %), чем макро-, фенокристы (0,0–0,6 мас. %). Диопсид содержит до 1,5 мас. % Na_2O, до 2,7 мас. % TiO_2 и до 10,6 мас. % Al_2O_3, зональность отражает вариации по Fe O. Магнезиохромит – $(Mg_{0,60–0,73}Fe^{2+}_{0,27–0,44}Mn_{0,01}Ni_{0,01})(Cr_{1,15–1,21}Al_{0,57–0,68}Fe^{3+}_{0,09–0,17}Ti_{0,01–0,05})O_4$. Состав магнетитов в породе эволюционирует от Ti-магнетита (макро-фенокристы, до 45 мол.% Fe_2TiO_4) до практически чистого магнетита (зерна основной массы и их краевые зоны, от 25 до 0 мол.% Fe_2TiO_4). Зональные Ca-Fe-Ti-оксидные вкрапленники имеют варьирующий состав. Центральная часть в большинстве случаев близка к $CaTiFe_6O_{11}$ ($CaTiO_3 \cdot 2Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$), реже – к $Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$ ($2CaTiO_3 \cdot 3Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$). Ti-магнетит варьирует по составу: как по концентрации ульвошпинелевого компонента (27–37 мол.%), так и других оксидов (Al_2O_3–2,4–5,7 мас. %, MgO – 1,1–1,7 мас. %, MnO – 2,5–3,1 мас. %, иногда ZnO – 0,3–0,5 мас. %). Поздний магнетит близок к идеальному $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ и содержит минимальное количество примесей (<1,0 мас. %) (Шарыгин, 2023). В пределах основной массы наиболее существенные вариации характерны для кальциевых гранатов. Они эволюционируют от Zr-шорломита (10–14 мас. % ZrO_2, 9–10 мас. % TiO_2) к шорломиту-Ti-андрадиту и далее к андрадиту и гроссуляру.

Таким образом, минерало-петрографические исследования айлликитов трубки Южная показывают очень сложную историю их формирования. Большинство макрокристов в айлликитах, по-видимому, являются фрагментами родственных кумулятивных пород, образовавшихся в магматической камере. Из особенностей их эволюции следует отметить высокую вероятность появления протофазы Ca-Fe-Ti-O (ныне распад перовскит+магнетит) в составе сложных рудных вкрапленников. Это подразумевает кристаллизацию этой протофазы на ранних стадиях эволюции исходного айлликитового расплава. Однако условия ее стабильности и распада на магнетит и перовскит пока не ясны, и Ca-Fe-Ti-O-фаза, скорее всего, имеет эфемерную природу, поскольку при снижении температуры она становится нестабильной и неизбежно распадается на два фазы (перовскит и магнетит). Малое количество полученных данных пока не дает четко установить состав этой протофазы или, возможно, нескольких протофаз в системе перовскит-магнетит. На данный момент можно говорить лишь о двух составах по соотношению перовскит/магнетит: $CaTiFe_6O_{11}$ (0,5) и $Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$ (0,666).

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 23-17-00098, сканирующая микроскопия) и государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2, № 122041400241-5, оптическая микроскопия, Рамановская спектроскопия).

Литература

Жмодик С. М., *Ащепков И. В.*, *Белянин Д. К.*, *Айриянц Е. В.*, *Киселева О. Н.*, *Пономарчук В. А.* Последовательность формирования айлликитов и кальцитовых карбонатитов массива Белая Зима (Восточная Сибирь, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. Статья 0654.

Савельева В. Б., *Базарова Е. П.*, *Данилова Ю. В.*, *Данилов Б. С.* Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присаянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. Статья 0614.

Шарыгин В. В. Строение и состав сложных Ca-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофире Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // Конф. «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов». Апатиты, 2023. С. 434–438.

Шарыгин В. В., *Дорошкевич А. Г.* Полифазные включения в магнезиохромите из карбонатитовых лампрофиров Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // XIX Всеросс. конференция по термобарогеохимии. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022. С. 107–108.

Ashchepkov I., *Zhmodik S.*, *Belyanin D.*, *Kiseleva O. N.*, *Medvedev N.*, *Travin A.*, *Yudin D.*, *Karmanov N. S.*, *Downes H.* Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. Article 404.

ОРБИКУЛЯРНЫЕ ГАББРО УЧАСТКА ГЕРДВОЖ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. М. Шмакова, К. В. Куликова, О. В. Удоратина

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

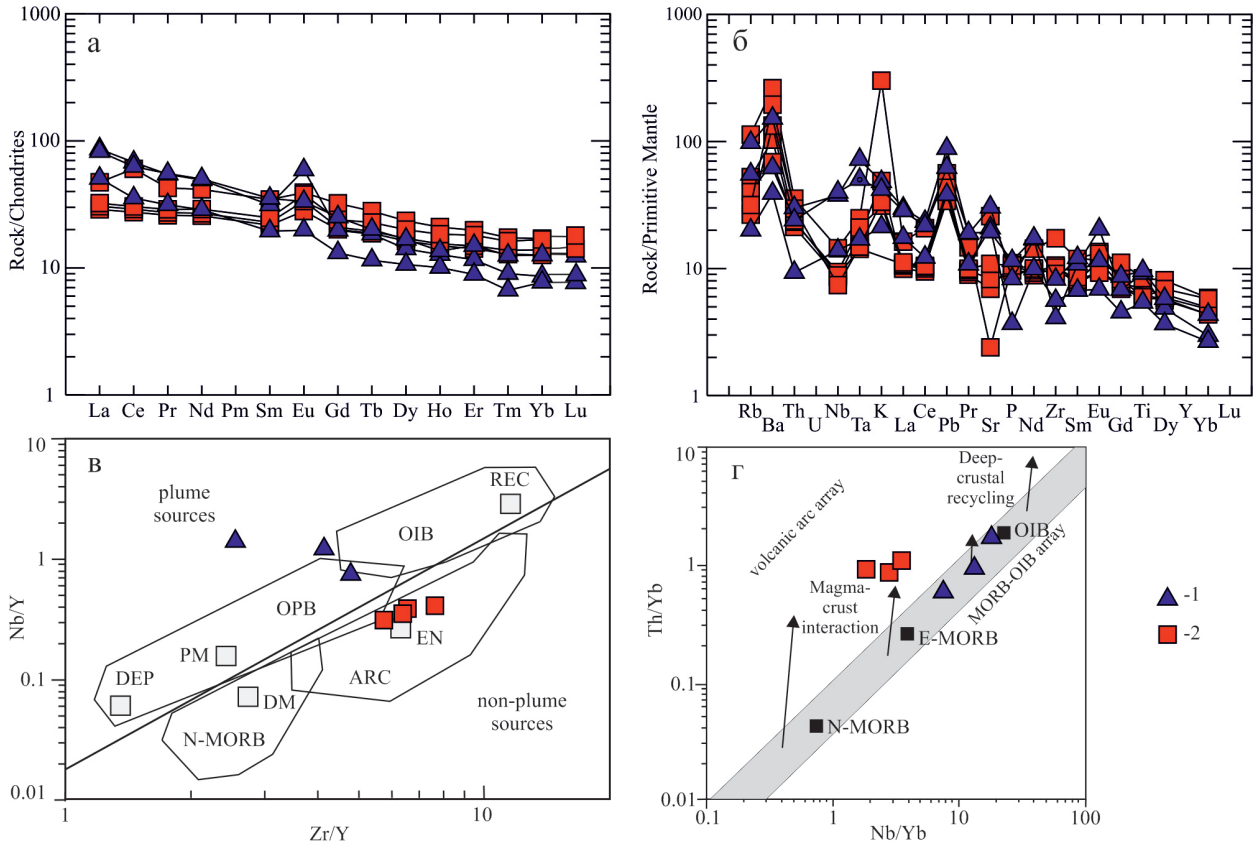
В пределах Тиманского Кряжа широко известны проявления внутриплитного магматизма двух формаций девонского возраста: трапповой – покровы базальтов, дайки и силлы долеритов и формации щелочных вулканитов – щелочные базальты и туфы. В ходе экспедиционных работ, 2013 году, на территории Четласского Камня Среднего Тимана (восточная окраина п. Тиман) была вскрыта толща вулканических пород валсовской свиты (D_3vl) (трапповые базальты и туфы), а в ней магматическое тело пород основного состава. Участок, где были установлены породы назван Гэрдвожским (по названию протекающего рядом ручья). Целью работы является определение генезиса пород и его корреляция с подобными породами Северного Тимана.

Породы Гердвожского участка слагают интрузивное тело овальной формы (280 × 110 м), простирающееся на северо-восток. Тело окружено базальтовой толщей, с залегающими на ней туфами. Исследуемая порода имеет отчетливую шаровую текстуру. Размер шаров варьирует от 0,7 до 30 см, крупные шары сложены более мелкими, придавая породе пятнистый облик. Порода обладает порфировидной структурой с габброофитовой структурой основной массы. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом и орто- и клинопироксеном. Плагиоклаз образует лейсты и субизометричные зерна размером от 50 до 200 мкм. Минерал зональный, в центре зерен химический состав соответствует лабрадору ($An_{52–70}$) и битовниту (An_{78}), по краям – олигоклазу ($An_{16–27}$), андезину ($An_{35–46}$) и лабрадору (An_{54}). Пироксены обладают гипидиоморфной формой зерен, размер клинопироксенов достигает 200 мкм, ортопироксена 100 мкм. Клинопироксен зональный, в центре зерен соответствует авгиту и магнезиальному пижониту, по краям субкальциевому авгиту, ферроавгиту и промежуточному пижониту. В меньшем количестве присутствует ортопироксен – гиперстен. Акцессорные минералы представлены зернами КПШ и игольчатыми кристаллами апатита. Рудные минералы – титаномагнетит, образующий идиоморфные и ксеноморфные зерна размером от 60 мкм до 1 мм, иногда со структурой распада. Редко встречаются мелкие (50 мкм) зерна халькопирита. Вторичные минералы – пумпеллеит, хлорит, пренит, глинистые фазы и цеолиты. Минеральный состав габбро Северного Тимана более разнообразен, по сравнению с исследуемыми породами. В его составе, помимо плагиоклаза и пироксена отмечаются оливин, гранат, циркон и амфибол (Андреичев и др., 2016).

Исследуемые породы относятся к субщелочным разновидностям габбро (Na_2O+K_2O = 2,26–5,15 мас. %). Содержание SiO_2 в породах варьирует от 47,29 до 51,69 мас. %. По коэффициенту глиноземистости они относятся преимущественно к умеренно глиноземистым (al’ = 0,78–0,96) разновидностям, в единичных случаях к низкоглиноземистым (al’ = 0,51) и высокоглиноземистым (al’ = 1,24) (Практическая петрология, 2017). Концентрация TiO_2 составляет от 1,24 до 1,96 мас. %, коэффициент магнезиальности = 0,1–0,68 (Куликова и др., 2019). Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в габбро Гердвожского участка варьирует в пределах от 58,03 до 67,16 г/т. На общем фоне выделяется один образец габбро, который имеет более высокую щелочность (Na_2O+K_2O = 9,23) с концентрацией SiO_2 = 54,44 мас. %, al’ = 4,88, TiO_2 = 1,82, Mg# = 0,23. Концентрация РЗЭ = 100,9 г/т.

В сравнении с габбро Гердвожского участка, породы Северного Тимана имеют более низкие содержания кремнезема SiO_2 = 44,97–48,03 мас. % и более высокую щелочность (Na_2O+K_2O = 2,22–6,34). По коэффициенту глиноземистости породы соответствуют умеренно глиноземистым (al’ = 0,79–0,95) и высокоглиноземистым (al’ = 1,23–1,51), содержание

© Шмакова А. М., Куликова К. В., Удоратина О. В.



а – график распределения РЗЭ, нормированных к составу хондрита Cl (по: Sun and McDonough, 1989), *б* – график распределения элементов-примесей, нормированных к составу базальтов СОХ (по: Sun and McDonough, 1989), *в* – диаграмма Nb/Y – Zr/Y, *г* – диаграмма Th/Yb – Nb/Yb.

1 – габбро Северного Тимана (Андреичев и др., 2016), *2* – габбро Гердвожского участка

TiO_2 = 1,17–2,16 мас. %, Mg# = 0,32–0,54. Концентрация РЗЭ габбро Северного Тимана (63,86–111,17 г/т) выше чем у пород Гердвожского участка.

Спектры распределения РЗЭ габбро Гердвожского участка и Северного Тимана схожи, но у пород исследуемого участка концентрации тяжелых РЗЭ выше (рисунок, *а*). Судя по отношениям Nb/Y – Zr/Y и Th/Yb – Nb/Yb породы Северного Тимана тяготеют к области плюмового магматизма, тогда как габбро Гердвожского участка попадает в область не плюмовых источников с влиянием коровой составляющей (рисунок, *в*, *г*). Таким образом, габбро Гердвожского участка Среднего Тимана и Северного Тимана имеют различный генезис, вероятнее всего тело габброидов исследуемого участка являются ксенолитом.

Литература

Андреичев В.Л., Куликова К.В., Варламов Д.А. Субщелочное габбро Северного Тимана: особенности состава и возраст // Труды XXXIII международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов». М.: ГЕОХИ РАН, 2016. С. 9–11.

Куликова К.В., Шмакова А.М., Бурцев И.Н. Магматические породы Гэрдвожского участка (Средний Тиман) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 339–342. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.068

Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с. ISBN 978-5-93761-259-5.

Sun S.S., and McDonough W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oce-anic basalts: Implications for mantle composition and process, in Saunders A.D., and Norrey M.J., eds., Magmatism in the ocean basins. GeologicalSociety of London Special Publication 42, p. 313–345.

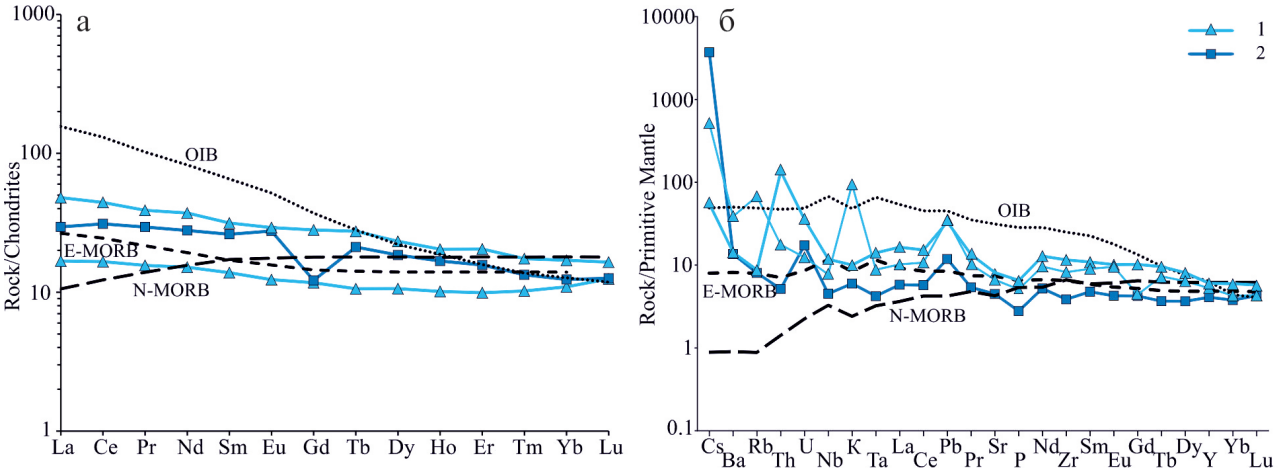
ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

А. М. Шмакова, К. В. Куликова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УО РАН, Сыктывкар

На Северном Тимане базальты девонского возраста занимают довольно большие площади. Выделяется 2–4 покрова базальтов, разделенных вулканогенно-осадочными толщами (кумушкинская свита (D_3kt). Их мощность может достигать 150 м (Тиманский Кряж, 2010). По поводу происхождения данных пород до сих пор нет единого мнения, что обуславливает более детальное петрографо-минералогические и геохимические исследования. В данной работе рассматриваются базальты районов рр. Сула и Белая, а также мыса Малый Румяничный (Анферова и др., 2011; Удоратина и др., 2014).

Базальты рр. Сула и Белая представлены массивными и миндалекаменными разновидностями. Структура пород интерсертальная, порфировая. Содержание миндалин варьирует в пределах от <1 % до 20 %, форма округлая, амебовидная (размер 0,1–4 мм). Миндалины выполнены хлоритом, кварцем, иногда с каймами карбонатов, реже анальцимом. Порфировые вкрапленники представлены преимущественно лейстами плагиоклаза (0,1–2 мм), реже изометричными зернами пироксена (0,4–0,6 мм). Вкрапленники плагиоклаза зональные, в центре зерен соответствуют лабрадору (An_{63}) – битовниту (An_{81}), по краям зерен андезину (An_{49}) – лабрадору (An_{68}). Иногда у вкрапленников плагиоклаза (р. Сула) наблюдается замещение альбитом, КПШ и цеолитами. По химическому составу вкрапленники клинопироксена в центре зерен соответствуют авгиту, по периферии ферроавгиту. Основная масса исследуемых пород сложена микролитами плагиоклаза (0,1–0,25 мм) иногда подверженного соссюритизации и изометричными зернами пироксена (0,1–0,25 мм). В центре зерен плагиоклаз соответствует лабрадору (An_{57} – An_{67}), по краям андезину (An_{35}) – лабрадору (An_{55}). Зерна пироксена тоже обладают зональностью и относятся в центре авгиту и магнезиальному пижониту, а по краям ферроавгиту промежуточному пижониту. Рудные минералы представлены



а – график распределения РЗЭ, нормированных к составу хондрита Cl (по: Sun and McDonough, 1989), *б* – график распределения элементов-примесей, нормированных к составу базальтов СОХ (по: Sun and McDonough, 1989).

1 – базальты районов рр. Сула и Белая, *2* – базальты мыса Мал. Румяничный (Анферова и др., 2011).

© Шмакова А. М., Куликова К. В.

скелетными кристаллами титаномагнетита (размером до 0,04 мм). Редко встречаются зерна халькопирита (до 50 мкм), гидроксиды железа, редкие зерна сидерита и стекло, развивающиеся в межзерновом пространстве. Акцессорные минералы – титанит, фомирующий изметричные зерна (размер 0,1 мм) в интерстициях.

Содержание SiO_2 в базальтах варьирует от 47,08 до 51,23 мас. %. Породы относятся базальтам нормальной щелочности (K_2O+Na_2O = 1,96–2,31 мас. %), кроме одного образца, который соответствует щелочным разновидностям (K_2O+Na_2O = 7,87 мас. %). Концентрация TiO_2 составляет 0,96–1,99 мас. %, P_2O_5 = 0,06–0,14 мас. %, коэффициент глиноземистости варьирует от 0,64 до 1,07, магнезиальности Mg# = 0,18–0,51.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет 35,65–87,06 г/т. Для базальтов типично не высокое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых (LaN/YbN = 1,53–2,83) (рисунок, *а*). По сравнению с составами примитивной мантии наблюдаются относительно повышенные содержания крупноионных элементов Cs, Ba, Rb и относительно пониженные концентрации высокозарядных элементов Zr и HREE (рисунок, *б*). Судя по концентрации РЗЭ составы базальтов Северного Тимана имеют характеристики скорее пород типа E-MORB, вопреки мнению, о плюмовом происхождении (Лобковский и др., 2004; Степаненко, 2016).

Литература

Анферова Е.А., *Удоратина О.В.*, *Ронкин Ю.Л.* Девонские базальты Северного Тимана // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы V Всерос. сим-ма по вулканологии и палеовулканологии, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 3–5.

Лобковский Л.И., *Никишин А.М.*, *Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

Степаненко В.И. Канино-Тимано-Печорская провинция позднедевонского внутриплитного магматизма (положение и размеры) // Доклады академии наук. 2016. Том 467. № 5. С. 572–575.

Удоратина О.В., *Андреичев В.Л.*, *Травин А.В.*, *Саватенков В.М.* Базальты Среднего Тимана: Rb-Sr, Sm-Nd, и Ar-Ar данные // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т.II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. 384 с.

Sun S.S., and *McDonough W.F.*, 1989, Chemical and isotopic systematic of oce-anic basalts: Implications for mantle composition and process, in Saunders A.D., and Norrey M.J., eds., Magmatism in the ocean basins. GeologicalSociety of London Special Publication 42. P. 313–345

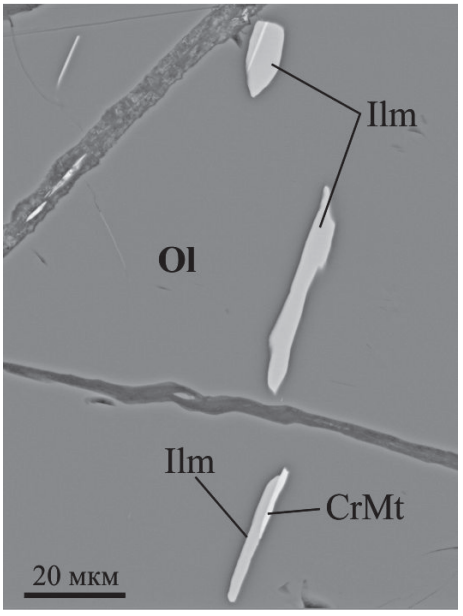
ГРАНАТОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: ИНДИКАТОРЫ РИФТОГЕНЕЗА И УЛЬТРАГЛУБИННОЙ СУБДУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КРАТОНА БАЛТИКА В ПАЛЕОЗОЕ

В. Р. Шмелев[1], Ф.-С. Мэн[2]

[1] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
[2] Институт геологии Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай

Гранатовые перидотиты Полярного Урала, ассоциирующие с эклогитами различного состава (Удовкина, 1985), образуют серию тел (линз) среди пород докембрийского гнейсо-амфиболитового Марункеусского комплекса. Природа этих уникальных для Урала образований до конца не ясна, но очевидно, что все они являются продуктами высокобарического (?) метаморфизма в зоне субдукции континентальной окраины кратона Балтика (Лю и др., 2019, Meng et al., 2020). Результаты изотопного изучения эклогитов свидетельствуют о позднекембрийском (490–500 млн лет) возрасте протолита, который испытал метаморфизм в позднедевонское (360–370 млн лет) время.

Протолит гранатовых перидотитов, имеет магматическую природу, что подтверждается реликтовыми структурами и вариациями состава ранних минералов. В перидотитах от ортопироксеновых к двупироксеновым разновидностям устанавливается снижение магнезиальности оливина, орто и клинопироксена, отвечающее тренду эволюции составов в расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексах. Составы шпинели (в координатах Al-Cr-Fe^{+++}) контролируются кривой сольвуса, варьируя от первичной протошпинели (ферриалюмохромита) до алюмохромита (хромгерцинита) и магнетита. В направлении от перидотитов к апогаббровым эклогитам наблюдается возрастание содержаний РЗЭ, при сохранении формы спектров распределения с положительной Eu-аномалией, что в целом подтверждает их принадлежность к кумулатам. Выполненное геохимическое моделирование, показало, что материнский расплав имел характеристики рифтогенных базальтоидов и близко соответствовал базальтам, являющихся протолитом для альмандиновых эклогитов. Из полученных данных следует, что первоначально до метаморфизма существовал единый интрузивный комплекс, включающий расслоенную перидотит-габбровую серию кумулатов и дайковую (дайки, силлы) серию базальтоидов, формировавшихся в рифтогенной обстановке.



Структура распада, образованная вростками ильменита (Ilm) и хроммагнетита (CrMt) в оливине (Ol) гранатовых перидотитов Слюдяной горки, Полярный Урал.

Постмагматическая эволюция ультраосновных-основных кумулатов определялась процессами метаморфизма и метасоматоза при их погружении в зону субдукции и последующей эксгумации в верхние горизонты коры. На ранних стадиях эволюции перидотиты подверглись инфильтрации углекислыми флюидами, что привело к появлению в них карбонатных (доломитовых) сегрегаций (Шмелев, Менг, 2023). Вероятно они также испытали гидратацию с образованием антигорита и Ti-клиногумита (?).

© Шмелев В. Р., Мэн Ф.-С.

В ходе глубинной субдукции ультраосновные кумулаты подверглись ультравысокобарическому метаморфизму, что подтверждается твердофазным распадом доломита сегрегаций с возникновением графических симплектитоподобных структур, образованных первоначально арагонитом и магнезитом (Шмелев, Менг, 2023). Согласно экспериментальным данным такая фазовая трансформация возможна исключительно при сверхвысоких (≥ 5 Гпа) давлениях. С этой стадией метаморфизма вероятно связана реликтовая прогрессивная зональность в гранате, выраженная ростом пиропового (с 30 до 52 %) и снижением гроссулярового компонента к краям зерен.

В ходе последующей эксгумации перидотиты испытали ретроградный ультравысокобарический, высокобарический и низкобарический метаморфизм. С ультравысокобарическим метаморфизмом было сопряжено образование ориентированных вростков ильменита в оливине, для которых установлен топотаксический характер взаимоотношений осей [100]Ol и [001] Ilm, обычный для твердофазного распада. По совокупности признаков эти вростки отвечают продуктам распада Ti-клиногумита, который способен «выполнять» плоскостные дефекты в оливине (Risold et al., 2001), а не обогащенного титаном оливина. С учетом экспериментальных данных, подобный распад клиногумита отвечал давлениям порядка 3–4 ГПа при температуре около 750 °С.

В дальнейшем гранатовые перидотиты испытали ретроградный водный высокобарический метаморфизм с образованием паргасит-содержащих парагенезисов. Расчетные пиковые параметры метаморфизма близки к предыдущим оценкам (Лю и др., 2019) и составляют около 700 °С, при давлении 2,1 ГПа. Ультравысоких давлений (Селятицкий, Куликова, 2017) не было установлено. Выведение пород Марункеусского комплекса на коровый уровень сопровождалось низкотемпературным метаморфизмом пород и трансформацией арагонита карбонатных сегрегаций в кальцит. В процессе гидратации магнезит, образующий графический агрегат сегрегаций был замещен бруситом и гидрокарбонатом, а оливин перидотитов испытал лизардитовую и хризотиловую серпентинизацию.

Исследования проведены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик».

Литература

Селятицкий А. Ю., *Куликова К. В.* Первые данные о проявлении UHP-метаморфизма на Полярном Урале // ДАН. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.

Лю И., *Перчук А. Л.*, *Арискин А. А.* Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 138–160.

Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

Шмелев В. Р., Мэн Ф-С. Свидетельства ультравысокобарической эволюции гранатовых перидотитов Полярного Урала // Доклады Российской академии наук. Науки о земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 90–95.

Meng F., *Yazhou F.*, Shmelev *Vladimir R.*, Kulikova *Ksenia V.* Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 187. 104087. P. 1–12.

Risold A. C., *Trommsdorff V.*, *Grobety B.* Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 140. P. 619–628.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЗМЕ ПРОТЕРОЗОЯ И НАЧАЛА ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МАСШТАБА 1:1 000 000 (ГОСГЕОЛКАРТА-1000/3)

В. И. Шпикерман*

В процессе работ по созданию Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения (Госгеолкарта-1000/3) благодаря использованию современных аналитических методов (U-Pb SIMS датирование, определение микроэлементов методом ICP-MS и др.) на Северо-Востоке России в пределах Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области были получены многочисленные новые данные по магматизму всей геохронологической шкалы от раннего протерозоя до кайнозоя включительно. В докладе будут представлены материалы по наиболее древним элементам геологической истории региона – протерозой-начало палеозоя (по силур включительно).

Раннепротерозойский вулканизм Приколымья – аналог улкания. В пределах Приколымского террейна широко распространена хакдонская осадочно-вулканогенная серия, датированная ранее всеми исследователями поздним рифеем. В 2006 г. была впервые опубликована U-Pb SIMS датировка образца вулканитов хакдонской серии – 1710±21 млн лет [Худолей и др., 2006]. В 2017–2018 гг. при составлении листа Q-56 Госгеолкарты-1000/3 из эффузивов и субвулканических тел кислого состава хакдонской серии U-Pb SIMS методом получены три конкордантные даты от 1738±5,0 до 1704±10 млн лет, отвечающие позднему карелию раннего протерозоя [Шпикерман и др., 2023]. Петрогеохимические особенности пород серии указывают на то, что хакдонские вулканиты являются производными бимодального внутриплитного рифтогенного магматизма на континентальном основании. Совокупность полученных данных позволяет сопоставить хакдонскую серию Приколымья с эльгэтэйской свитой нижнепротерозойской улканской серии юго-востока Сибирской платформы [Гурьянов, Песков, 2015].

Позднерифейский (предвендский) магматизм. О позднерифейском магматизме в центральных районах Северо-Востока России ранее практически ничего не было известно. При выполнении программы Госгеолкарта-1000/3 магматические образования этого возраста уверенно установлены в нескольких районах. Наиболее отчетливо они проявлены в давно известном Уочатском тектоническом блоке на юго-западе Омулёвского террейна [Мерзляков, Лычагин, 1977]. Возраст гранитоидов Уочатского массива и метаморфических пород в его обрамлении трактовался разными исследователями от архея до мела. В процессе работ по составлению листа P-55 Госгеолкарты-1000/3 гнейсо-гранодиориты Уочатского массива и ассоциирующие с ним небольшие тела гранитов и гранитных мигматитов были выделены в уочатский гнейсо-гранитовый комплекс. По данным многочисленных U-Pb SIMS датировок был установлен позднерифейский (предвендский) возраст комплекса (639,0±3–623,2±7,4 млн лет) [Шпикерман и др., 2016]. Анализ распределения РЗЭ и редких элементов в породах уочатского комплекса отчетливо отразил надсубдукционную, скорее всего, островодужную природу гранитоидов (энсиалическая островная дуга). Вмещающая уочатские гранитоиды хобойская толща датирована U-Pb SIMS методом – началом позднего рифея (988–960 млн лет) [Шпикерман и др., 2016]. Толща представлена бимодальной

* Автор является главным редактором Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

© Шпикерман В. И.

ассоциацией метавулканитов. Метавулканиты кислого состава хобойской толщи по петрогеохимических характеристикам также соответствуют надсубдукционным островодужным вулканитам.

При составлении листа R-54 Госгеолкарты-1000/3 в содружестве с учеными ГИНа получены данные о позднерифейском возрасте офиолитов хребта Черского. В метагаббро Калгынского массива U-Pb SIMS методом установлен диапазон значений возраста зерен циркона ($^{206}Pb/^{238}U$) – 581–610 млн лет [Ганелин и др., 2022].

Позднерифейский магматизм коррелируется с региональным предвендским структурным несогласием.

Ордовикский магматизм. Новым в отношении ордовикского магматизма было обоснование U-Pb SIMS методом на листе Q-56 Госгеолкарты-1000/3 средне- позднеордовикского возраста гороховского долеритового комплекса в Приколымье (460–445 млн лет) [Шпикерман и др., 2023]. Предполагается, что гороховские долериты являются субвулканическими аналогами известных островодужных базальтоидов Рассошинского террейна [Мерзляков, Лычагин, 1973]

Силурийский (преддевонский) магматизм. Благодаря U-Pb датированию на рассматриваемой территории были сделаны новые открытия проявлений силурийского магматизма: казачинский лейкогранитовый комплекс в Приколымье на листе Q-56 [Шпикерман и др., 2023] и трюлиньинский граносиенит-порфировый комплекс в бассейне р. Рассоха (Рассошинский террейн) на листе Q-55 [Сычёв и др., 2020; Маланин и др., 2021]. U-Pb изотопный возраст силурийских гранитоидов, установленный методом SIMS, варьирует от 440±2 (трюлиньинский комплекс) до 433,9±2,9 (казачинский комплекс) млн лет. В петротипическом Казачинском массиве Приколымья, получена также раннедевонская (лохковская) U-Pb датировка (412±4 млн лет). Силурийские гранитоиды выявлены практически всюду, где установлено преддевонское региональное структурное несогласие. Петрогеохимические характеристики гранитоидов казачинского и трюлиньинского комплексов указывают на то, что, они имеют, вероятнее всего, коллизионную природу.

Заключение. Новые данные по магматизму, полученные в террейнах-отторженцах Сибири в Верхояно-Колымской области, свидетельствуют о том, что, начиная, по крайней мере, с конца среднего рифея и до начала девона существовала зона перехода континент (Сибирь) – океан (Палеопацифик). Восточная (в современных координатах) окраина Сибири развивалась, в основном, в активном, скорее всего, островодужном режиме. Указанные в настоящем сообщении новые вулканические и плутонические комплексы раннего протерозоя (хакдонский), рифея (уочатский, хобойский), ордовика (гороховский), силура (казачинский, трюлиньинский) необходимо внести в региональную корреляционную схему магматизма.

Литература

Ганелин А. В., *Соколов С. Д.*, *Шпикерман В. И.* и др. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U-Th-Pb (SIMS) геохронологических исследований // Докл. РАН. 2022. Т. 506. № 2. С. 142–147.

Маланин Ю. А., *Громов Г. С.*, *Шпикерман В. И.* и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Верхояно-Колымская. Лист Q-55 – р. Мома. Объяснительная записка / Ред. В. И. Шпикерман. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2021. 615 с.

Мерзляков В. М., *Лычагин П. П.* Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 207–212.

Мерзляков В. М., *Лычагин П. П.* Уочатский метаморфический комплекс // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 56–63.

Сычёв С. Н., *Худолей А. К.*, *Лебедева О. Ю.* и др. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле, 2020. № 2. Т. 49. С. 7–12

Худолей А. К., *Ткаченко В. И.*, *Матуков Д. И.* и др. Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хакдонской серии (Восточное Приколымье) // Докл. РАН. 2006. Т. 411 (4). С. 505–509.

Шпикерман В. И., *Гавриш А. В.*, *Шульгина В. С.* и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-56 – Среднеколымск. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2023. 656 с.

Шпикерман В. И., *Полуботко И. В.*, *Васькин А. Ф.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Верхояно-Колымская. Лист P-55 – Сусуман. Объяснительная записка / Ред. В. И. Шпикерман, В. В. Петухов, Л. Р. Семёнова. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.

ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЕРДИЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

А. С. Шуйский

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Гранитоиды Гердизского массива выведены на поверхность в истоках рек Паэтарка и Гердиз-Шор на Полярном Урале. Массив расположен в северной части Марункеуского блока и приурочен к зоне контакта высокометаморфизованных пород ханмейхойской свиты (PR_1hn) и офиолитового комплекса Сыумкеу. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 15 км при ширине до 6 км, соответствуя общей складчатой структуре региона.

Гранитоиды отдельных частей массива рассматриваются в составе различных комплексов: *евъюганского* раннепротерозойского ($m\rho\gamma PR_1e$) и *сядатаяхинского* венд-кебрийского ($\gamma V–Є_1s$) (Душин и др., 2009). На картах последнего поколения породы, слагающие Гердизский массив отнесены к *евъюганскому* (гердизскому) метагранитовому комплексу ($\gamma'V_2–Є?e$) с возрастом 529±6 млн лет (Зылева и др., 2014). Полученные нами данные 496±7 млн лет (U-Pb, SIMS по единичным зернам циркона из гранитоидов северной части массива) соответствуют позднему кембрию–раннему ордовику (Шуйский и др., 2017). Этот возраст коррелирует с рифтогенными процессами на окраине Восточно-Европейского континента, предшествовавшими раскрытию Палеоуральского океана.

Породы массива представлены светлосерыми и розовыми катаклазированными и милонитизированными гранитами. Преобладают средне- и мелкозернистые разновидности с массивной и гнейсовидной текстурой. Микроструктуры включают гранобластовые, лепидогранобластовые и катакластические типы. Минеральный состав (об., %): кварц (25–35), плагиоклаз (25–35), калиевый полевой шпат (20–25), мусковит (5–8). Акцессорные минералы: титанит, циркон, гранат, апатит, алланит, флюорит, магнетит. Вторичные минералы эпидот, хлорит, кальцит. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Содержание (мас., %) SiO_2 в породах варьирует от 70 до 79,50, сумма щелочей (Na_2O+K_2O) варьируют до 6 до 9,50, при преобладании калия над натрием. Характерны низкие концентрации TiO_2 (0,09–0,58). Значения индекса насыщения глиноземом (ASI = 0,89–1,51) типичны для гранитов A_2-типа. На диаграммах Харкера отмечается снижение содержаний CaO, FeO и TiO_2 с ростом SiO_2, что отражает процессы фракционирования магматического расплава.

Для гранитов характерно низкое содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) до 230 г/т. Хондритнормализованные спектры РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($(La/Yb)_N$ = 0,99–13,06) демонстрируют слабый отрицательный европиевый минимум (Eu/Eu* = 0,32–0,36). В нормированных на граниты СОХ спектрах наблюдается обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Ba) при деплетировании высокозарядных (Nb, Ce, Zr).

На диаграммах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), (Yb+Ta) фигуративные точки исследуемых пород попадают в область внутриплитных образований.

Температуры кристаллизации циркона, рассчитанные по содержанию титана (Watson et. al., 2006), варьируют в пределах 728–645 °C. Расчеты по насыщению цирконием в расплаве (Harrison, Watson, 1984) дали более широкий диапазон (826–752 °C), что может объясняться влиянием постмагматических процессов и неоднородностью исходного магматического очага.

Полученные нами изотопно-геохимические данные (Sm-Nd, Hf, O) указывают на смешанный источник магм. Положительные значения εNd(T) (+0,7) и εHf(t) (+2,15–+4,87)

© Шуйский А.С.

свидетельствуют об участии деплетированной мантии и ювенильной коры. Низкие значения $\delta^{18}O$ в цирконах (6,9‰) исключают значительный вклад метасоматизированных коровых материалов. Рассчетный модельный возраст (T_{DM2}) составил 1,03–1,16 млрд лет.

Гердизский массив представляет собой продукт рифтогенного магматизма, связанного с деструкцией континентальной окраины в раннем ордовике. Формирование гранитоидов происходило в условиях частичного плавления ювенильных источников с последующим метаморфизмом и тектонической переработкой. Совокупность петро-геохимических и изотопных данных подчеркивает роль глубинных мантийно-коровых взаимодействий в эволюции Уральского орогена, маркируя этап перехода от коллизионных к внутриплитным геодинамическим обстановкам.

Литература

Душин В. А., *Сердюкова О. П.*, *Малюгин А. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия. Лист Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

Зылева Л. И., *Коновалов А. Л.*, *Казак А. П.*, *Жданов А. В.* и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 387 с.

Шуйский А. С., *Удоратина О. В.*, *Миллер Е. Л.*, *Кобл М.* Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): Новые данные // Мат-лы V межд. научно-практич. конф. мол. уч. и спец. памяти акад. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 499–502.

Harrison T. M. and *Watson E. B.* The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. P. 1467–1477.

Watson E. B., *Wark D. A.*, *Thomas J. B.*, 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 151 (4). 413–433.

КРУПНЕЙШЕЕ ГОЛОЦЕНОВОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА). НОВЫЕ ДАННЫЕ.

М. Д. Щеклеина[1], В. В. Пономарева[2], М. В. Портнягин[3], Л. И. Базанова[2], П. Ю. Плечов[4], В. Д. Щербаков[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, кафедра петрологии и вулканологии, Москва
[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[3] GEOMAR; Kiel, Germany
[4] Минералогический музей им А. Е. Ферсмана РАН, Москва

Крупнейшее голоценовое извержение вулкана Хангар произошло 7900 л. н. [Cook et al., 2018]. Пепел извержения, произошедшего 7900 года назад, является маркирующим горизонтом для районов Северной, Центральной и Восточной Камчатки, ему присвоен индекс ХГ [Braitseva et al., 1997]. В пределах крупного эруптивного события ХГ выделяют до трех отдельных извержений, отличающихся по составу стекол пирокластического материала. Выделяют популяции стекол MK1-KHG, MK2-KHG [Cook et al., 2018] и HK-KHG [Portnyagin et al., 2020], содержащих 3,5, 3,15 и 4 мас. % K_2O соответственно. Такое детальное разделения не всегда возможно в силу погрешностей измерения, поэтому надежно выделяют два извержения: HK-KHG и MK-KHG (объединяющее в себе MK1-KHG и MK2-KHG). Материал этих двух извержений имеет разные области распространения, для HK-KHG основная ось распространения материала направлена на северо-восток (EKHG), а для MK-KHG – на север (NKHG). При этом ^{14}C датировки этих извержений дают перекрывающиеся значения [Zelenin et al., 2020]. В проксимальных отложениях извержения ХГ выделяют три пирокластических потока [Мелекесцев и др., 1996], отвечающих извержению MK-KHG, которые перекрываются материалом извержения HK-KHG. В данной работе изучено по два образца пемз для I и II пирокластических потоков по [Мелекесцев и др., 1996], один образец пемзы III пирокластического потока и два образца, относящихся к продуктам HK-KHG. Содержание K_2O в стеклах пемз пирокластических потоков лежит в пределах 3,2–3,9 мас. % при содержании SiO_2 от 75,4 до 78,9 мас. %, что позволяет отнести отдельные разности к высоко-калиевой серии. Для стекол извержения HK-KHG содержание K_2O соответствует 3,9–4,5 мас. %, а SiO_2 от 76,9 до 77,9 мас. %, что соответствует высококалиевой серии. При этом составы стекол на диаграмме SiO_2–K_2O формируют единый тренд. Во всех изученных образцах присутствует плагиоклаз, однако, для образцов, соответствующих I и II пирокластическим потокам оказывается характерным наличие ярко выраженной зоны резорбции, в то время как для плагиоклазов III пирокластического потока и продуктов HK-KHG зоны резорбции практически не наблюдаются. Составы плагиоклазов из разных образцов формируют единый тренд An22-An56 при содержании K_2O от 0,2 до 0,7 мас. %. Кварц ранее [Толстых и др., 2021] был описан в продуктах извержения ХГ, однако, для какого именно извержения он характерен (HK-KHG или MK-KHG) установлено не было. По результатам наших исследований можно заключить, что кварц присутствует во всех образцах HK-KHG, и в менее, чем половине образцов MK-KHG, причем для образцов MK-KHG не установлено наличие зависимости между содержанием K_2O в стекле и присутствием кварца. Во всех изученных образцах присутствует ортопироксен – равновесный без зональности или с внешней зоной, обогащенной FeO (до 20 мас. %). Биотит присутствует также во всех изученных образцах в двух видах – в самостоятельных зернах и в реакционных каймах амфибола и титаномагнетита. При этом в одном образце

© Щеклеина М. Д., Пономарева В. В., Портнягин М. В., Базанова Л. И., Плечов П. Ю., Щербаков В. Д.

может присутствовать биотит как с реакционными каймами, так и без них. Амфибол присутствует также во всех изученных образцах в разных видах: в составе литокластов, в реакционных каймах по биотиту, в виде самостоятельных зерен и в качестве включений в кварце. Оценка давлений [Ridolfi 2021] для разных групп амфиболов соответствует 450, 400, 270 и 180 МПа соответственно. Температура и фугитивность кислорода оценивалась по [Ridolfi 2021] и по равновесию титаномагнетит-ильменит [Yavuz 2021]. Для I пирокластического потока оценки температуры составили 825–895 °C / -(11–12,9) $logfO_2$ и 785–850/ -(13,1–14,2) °C соответственно, для II 898–1017 °C / -(11–11,3) $logfO_2$ и 855–871 °C / -(12,8–13) $logfO_2$ соответственно, III 895 °C / -(11/2) $logfO_2$ и 860 °C / -(13,1) $logfO_2$ соответственно и HK-KHG 871–927 °C / -(10–11,8) $logfO_2$ и 801–858 °C / -(13–13,9) $logfO_2$ соответственно. Оценка содержания воды как рамановской спектроскопией, так и по «недостатку суммы» [Kotov et al., 2021] как в стеклах пемз MK-KHG и пирокластическом материале HK-KHG, так и в первичных стекловатых включениях в кварце HK-KHG позволили оценить содержание воды в расплаве от 4 до 6 мас. % H_2O. В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы: Извержение ХГ 7600 л. н. сформировало, по всей видимости, исключительно высоко-калиевую тефру. В пределах извержение ХГ 7900 л. н. было как минимум три пирокластических потока, в пределах которых не весь материал можно отнести к умеренно-калиевой серии. Каждый пирокластический поток содержал как высоко-калиевые, так и умеренно-калиевые разности стекол. Составы и взаимоотношения минералов свидетельствуют о кристаллизации двух магм, а также вероятных процессах смешения.

Литература

Мелекесцев И.В. и др. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений-голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский» маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3–24.

Толстых М.Л. и др. Геохимические особенности магм крупнейшего голоценового извержения вулкана Хангар (Срединный хребет Камчатки) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2021. Т. 66. № 2. С. 127–144.

Braitseva O.A. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary research. 1997. Т. 47. № 2. С. 125–139.

Cook E. et al. First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // Quaternary Science Reviews. 2018. Т. 181. С. 200–206.

Kotov A.A. et al. Method for determining water content in natural rhyolitic melts by Raman spectroscopy and electron microprobe analysis // Petrology. 2021. Т. 29. № 4. С. 386–403.

Portnyagin M.V. et al. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // Earth System Science Data. 2020. Т. 12. № 1. С. 469–486.

Ridolfi F. Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // Minerals. 2021. Т. 11. № 3. С. 324.

Yavuz F. WinMIgob: A Windows program for magnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Journal of Geosciences. 2021. Т. 66. № 1. С. 51–70.

Zelenin E. et al. Tephrochronological dating of paleoearthquakes in active volcanic arcs: A case of the Eastern Volcanic Front on the Kamchatka Peninsula (northwest Pacific) // Journal of Quaternary Science. 2020. Т. 35. № 1–2. С. 349–361.

ПРИЗНАКИ ГЛУБИННОЙ ДЕГАЗАЦИИ СЕРЫ В МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КУМУЛУСНЫХ СУЛЬФИДОВ

В. Д. Щербаков[1], В. О. Давыдова[1, 2], H. Balcone-Boissard[3], E. Deloule[4], В. О. Япаскурт[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, vasiliy7@gmail.com
[2] Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва
[3] Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP), CNRS-Sorbonne Université, Paris, France
[4] Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandœuvre-lès-Nancy, France

Отделение флюидной фазы на значительных глубинах островодужных магматических систем долгое время не учитывалась как значительный фактор магматической эволюции, из-за колоссальной растворимости летучих компонентов в расплавах при большом давлении, значительно превышающей имеющиеся оценки содержания летучих компонентов в примитивных расплавах. Современные петрологические данные свидетельствуют о существовании высококристалличных магматических резервуаров в основании магматических систем, накопление летучих компонентов в остаточном расплаве которых делает возможным насыщение флюидной фазой на глубинах >10–15 км (Urann et al., 2022; Nathwani et al., 2024).

Андезитовый вулкан Безымянный (Камчатка) известен значительным количеством мантийных ксенолитов, коровых ксенолитов и кумулятов, выносимых на поверхность вулканическими извержениями (Щербаков, Плечов, 2010; Давыдова и др., 2017). Кумуляты (преимущественно, пироксениты) содержат акцессорный магматический пирротин, изотопный состав серы в котором обедняется тяжелыми изотопами, меняясь от $\delta^{34}S = –0,1$ в пирротине, заключенном в наиболее магнезиальных авгитах, до $\delta^{34}S = –2,7$ – в пирротине из наиболее железистых авгитов. На основе анализа литературных данных по фракционированию изотопов серы в различных природных процессах мы выделили дегазацию серы, как основной процесс, способный объяснить наблюдаемый тренд.

Существует ряд моделей, позволяющих оценивать эволюцию изотопного состава серы при дегазации (например, SolEx, D-Compress, Sulfur_X), однако все они учитывают исключительно на декомпресионную дегазацию (Witham et al., 2012; Burgisser et al., 2015; Ding et al., 2023) и не учитывают влияние фракционирования других серосодержащих фаз (сульфидов/сульфатов).

Для количественной оценки разделения серы и ее изотопов между расплавом и флюидной фазой на средне- и нижнекоровых уровнях мы численно промоделировали эволюцию примитивных базальтов, характерных для Ключевской группы вулканов, в условиях их изобарической кристаллизации на глубине, соответствующей давлению 700 МПа с помощью программного комплекса MELTS (Ghiorso and Sack, 1995). Симуляция кристаллизации умеренно хорошо воспроизводит минеральные ассоциации, наблюдаемые в природных кумулятах и сопровождается отделением 1–2 мас. % флюидной фазы. Для оценки изотопного эффекта дегазации мы рассчитываем меняющиеся в ходе кристаллизации коэффициенты фракционирования изотопов серы для пар флюид-расплав и сульфид-расплав, зависящий от P-T-fO_2 условий (Fiege et al., 2014), а также валовый коэффициент распределения серы, учитывающий не только P-T-fO_2 условия, но и состав расплава (Ding et al., 2023).

Эффективность распределения серы во флюидную фазу увеличивается при более восстановительных условиях и по мере эволюции состава расплава в область андезитов и дацитов. При этом процессе тяжелые изотопы серы распределяются во флюидную фазу, приводя

© Щербаков В. Д., Давыдова В. О., Balcone-Boissard H., Deloule E., Япаскурт В. О.

к последовательному обеднению ими кристаллизующихся железистых сульфидов, наблюдаемому в природных образцах. Полученные результаты свидетельствуют, что при значительной степени кристаллизации примитивных островодужных магм, приводящих к формированию андезитовых и дацитовых расплавов, возможна значительная дегазация серы на средне- и нижнекоровых уровнях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (22-77-00016).

Литература

Burgisser A., *Alletti M.*, *Scaillet B.* Simulating the behavior of volatiles belonging to the C–O–H–S system in silicate melts under magmatic conditions with the software D-Compress // Computers & Geosciences. 2015. V. 79. P. 1–14.

Ding S., *Plank T.*, *Wallace P.J.*, *Rasmussen D.J.* Sulfur_X: A model of sulfur degassing during magma ascent // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2023. V. 24. № 4. e2022GC010552.

Ghiorso M.S., *Sack R.O.* Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 197–212.

Nathwani C., *Blundy J.*, *Large S.J.*, *Wilkinson J.J.*, *Buret Y.*, *Loader M.A.*, *Chelle-Michou C.* A Zircon case for super-wet arc magmas // Nature Communications. 2024. V. 15. № 1. P. 8982.

Urann B.M., Le *Roux V.*, *Jagoutz O.*, *Müntener O., Behn M.D., & Chin E.J.* et al. High water content of arc magmas recorded in cumulates from subduction zone lower crust // Nature Geoscience. 2022. V. 15. № 6. P. 501–508.

Witham F., Blundy J., Kohn S.C., Lesne P., Dixon J., Churakov S.V., & Botcharnikov R. SolEx: A model for mixed COHSCl-volatile solubilities and exsolved gas compositions in basalt // Computers & Geosciences. 2012. V. 45. P. 87–97.

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Петрологическая характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный, Камчатка, 2006–2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 609–634.

Щербаков В.Д., *Плечов П.Ю.* Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // Доклады Академии наук. Российская академия наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 782–785.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИАНИТА ИЗ МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ЧУПИНСКОЙ ПАРАГНЕЙСОВОЙ ТОЛЩИ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

А. В. Юрченко[1], Ш. К. Балтыбаев[1, 2], О. Л. Галанкина[1], Ю. В. Плоткина[1]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

При метаморфизме повышенных и высоких давлений частичное плавление глиноземистых гнейсов приводит к образованию кианитсодержащих гранитных расплавов. Однако, поскольку кианит появляется в глиноземистых гнейсах задолго до начала частичного плавления, то в мигматизированной породе могут совместно встречаться зерна этого минерала с различным механизмом образования (Nerone et al., 2025 и ссылки в ней). Гетерогенное строение кианита определяется распределением химических элементов и особенностями внутренней морфологии кристаллов. Настоящее исследование посвящено изучению этих особенностей кианита в мигматизированных породах. В качестве объекта исследования выбрана чупинская глиноземистая толща Беломорского региона, где широко распространены кианитсодержащие гнейсы.

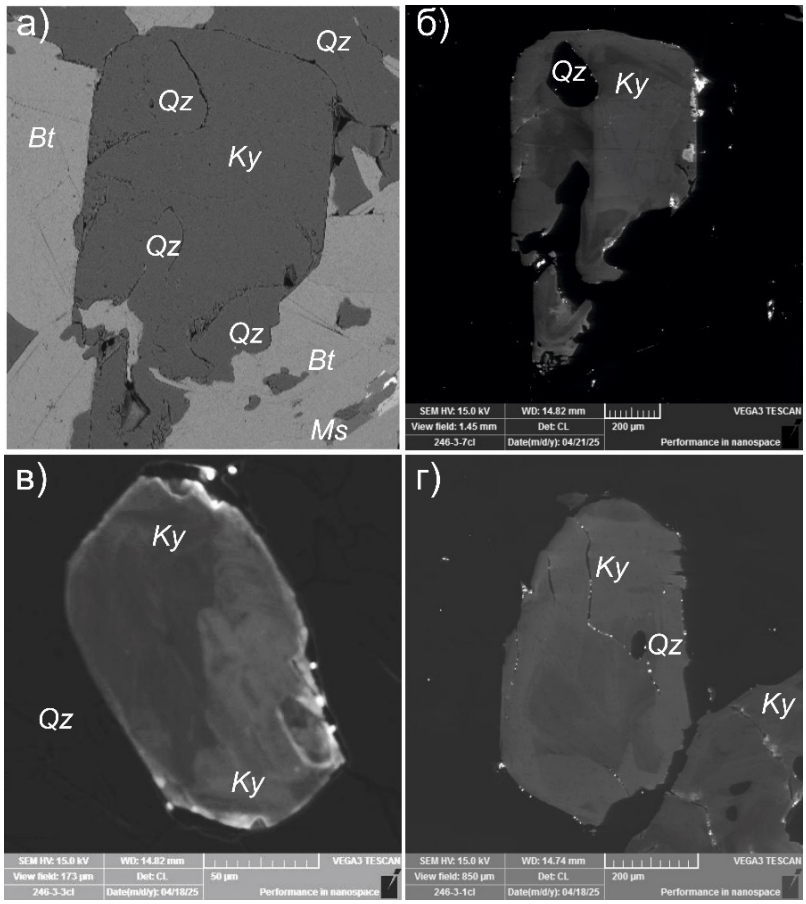
Чупинская толща входит в архей-протерозойский Беломорский подвижный пояс (БПП), который в виде покровно-складчатой структуры протягивается вдоль Белого моря и ограничен с юго-запада Карельским и с северо-востока Кольским архейскими кратонами (Ранний докембрий…, 2005). В БПП развиты гранитоиды и мигматизированные гнейсы архейского возраста и метаинтрузивные базит-ультрабазитые породы палеопротерозойского возраста. В структурном плане он представляет собой систему полого погружающихся на северо-восток тектонических покровов (Balagansky et al., 2015). В осевой части БПП находится чупинская толща, которая сложена главным образом кианит-содержащими гранат-биотитовыми, гранат-двуслюдяными и биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями амфибол-содержащих сланцев и согласными телами амфиболитов (Ранний докембрий…, 2005). Эпизоды формирования мигматитов чупинской толщи связаны с архейским и протерозойским этапами высокоградного метаморфизма.

Кианит в чупинских гнейсах представлен как мелкозернистыми разновидностями, так и крупными порфиробластическими кристаллами. Обе формы кианита обычно находятся в парагенезисе с гранатом, биотитом, кварцем и плагиоклазом. Кианит может содержать включения этих минералов или же сам присутствовать в виде включений в них. В некоторых случаях кианит замещается ставролитом или мусковитом, а в сильно мигматизированных породах – кварцем.

Оптические и СЭМ-исследования в режиме BSE выявили, что зерна кианита являются незональными (рисунок, *а*), а при изучении в режиме катодолюминесценции (CL) (рисунок, *б–г*) наблюдается совершенно иная картина. В некоторых зернах выявляется ростовая зональность (рисунок, *в*). Однако, учитывая произвольность сечения кристалла в пластинке, в большинстве случаев мы наблюдали сочетание закономерной и незакономерной зональности, которая проявляется в виде более ярких прерывистых полос или более темных участков.

Локальный элементный анализ зерен кианита выявил некоторые геохимические различия между разными зонами в пределах отдельных кристаллов. Наиболее выраженным различием, выявляемым даже по данным EDS-анализа, оказалась разница в содержании железа (вариации FeO в пределах 0,0–1,0 вес. %).

© Юрченко А. В., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л., Плоткина Ю. В.



Микрофотографии зерен кианита, полученные на сканирующем электронном микроскопе: в режиме BSE (*а*) и в режиме CL (*б–г*). *а, б* – микрофотографии одного и того же зерна кианита, выполненных в разных режимах.

Предварительно предполагается, что гетерогенность внутреннего строения зерен кианита и геохимические особенности состава отдельных зон кристаллов отражают многоэтапное (полихронное) формирование этого минерала. Зерна кианита, образовавшиеся на прогрессивном этапе метаморфизма, подверглись регрессивным изменениям (с образованием ставролита, мусковита и кварца). Однако наиболее существенное влияние на изменение состава и строения кристаллов кианита оказало появление гранитного расплава в результате частичного плавления пород.

Таким образом, изменчивость условий минералообразования в течение длительной геологической истории (архейской и протерозойской) формирования пород привела к образованию гетерогенных зерен кианита – с неоднородным внутренним строением и значительным геохимическим разнообразием. Эти особенности делают кианит схожим в данном отношении с цирконом, для которого подобные характеристики типичны и хорошо изучены. Чупинские кианиты сохраняют признаки ранней (прогрессивной) стадии метаморфизма, хотя их внутреннее строение и геохимические характеристики были изменены в ходе последующего анатексиса с образованием гранитного расплава. Деформации и поздние регрессивные метаморфические изменения вызывают замещение зерен кианита с образованием таких фаз, как ставролит, мусковит и кварц, но существенно не влияют на их ростовую зональность.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00117.

Литература

Nerone S., *Groppo C.*, *Ágreda-López M.*, *Petrelli M.*, *Rolfo F.* Multi-stage growth of kyanite in migmatites interpreted by integrating forward thermodynamic modelling and trace element signature // Journal of Metamorpic geology. 2025. V. 43. Is. 4. P. 315–339.

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005, 711 с.

Balagansky V., *Shchipansky A.*, *Slabunov A.I.*, *Gorbunov I.*, *Mudruk S.*, *Sidorov M.*, *Azimov P.*, *Egorova S.*, *Stepanova A.*, *Voloshin A.* Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. № 11–12. P. 1543–1565.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД ИЖМОЗЕРСКО-ЧИДВИЙСКОЙ ГРУППЫ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Е. В. Юткина[1], А. В. Каргин[1], Л. В. Сазонова[2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

Крупные алмазоносные провинции помимо промышленно алмазоносных кимберлитов могут содержать неалмазоносные породы, варьирующие по составу от типичных кимберлитов до карбонатитов и разнообразных щелочно-ультрамафических, а также основных пород. Одним из примеров таких провинций является Архангельская алмазоносная провинция (ААП), магматические породы которой представлены широким спектром составов – от кимберлитов до карбонатитов, щелочных (фельдшпатоидных) пикритов, оливиновых мелилититов и базальтов (Парсаданян и др., 1996; Богатиков и др., 1999; Mahotkin et al., 2000; Третяченко, 2008). При столь значительной петрологической вариативности вопросы классификации и геохимической типизации этих пород остаются дискуссионными, особенно с учетом интенсивных процессов вторичных преобразований и контаминации коровыми и вмещающими породами. Несомненно, что корректная типизация имеет принципиальное значение для установления генетических связей с алмазоносными кимберлитами.

На юго-западе ААП известна Ижмозерско-Чидвийская группа родственных кимберлитам щелочно-ультрамафических пород формации фельдшпатоидных пикритов, согласно (Третяченко, 2008), особенностью которых является преобладание Na над K. Наиболее интересные из них породы Ижмозерской группы (трубки Крутиха, Весенняя), содержащие когерентные разновидности с неизмененным оливином (Каргин и др., настоящий сборник).

Изначально к этим породам применялась классификация, основанная преимущественно на химическом составе. Такой подход приводил к терминологическим несоответствиям: например, породы Ижмозерской группы называли оливиновыми мелилититами (Парсаданян и др., 1996) либо оливин-нефелинитовыми мелилититами, хотя мелилит или его псевдоморфозы либо вовсе не обнаруживаются, либо присутствуют в значительно меньших количествах, чем фельдшпатоиды. Впоследствии (Makhotkin et al., 2000) их отнесли к щелочным пикритам, а В. В. Третяченко (2008) – к фельдшпатоидным пикритам.

Проведенные нами петрографические исследования пород трубок Крутиха и Весенняя позволяют отнести их к оливиновым меланефелинитам или нефелинитам (Каргин и др., настоящий сборник). Породы состоят из основной массы клинопироксен-натролитового состава, с содержанием натролита от 20 до 35 об. %, и макрокристов неизмененного оливина (до 15 об. %). Нефелин встречается в виде небольших включений в клинопироксене, что может свидетельствовать о том, что основной объем нефелина был замещен натролитом под воздействием поздних флюидов, по аналогии с кимберлитами, где на позднем этапе происходит интенсивная серпентинизация матрикса и макрокристов оливина. Флогопит присутствует в резко подчиненном количестве (менее 3 об. %). В породах Чидвийской группы (трубка Чидвия) отмечаются вытянутые псевдоморфозы по мелилиту в составе магмакластов, однако их количество не превышает объемы натролитового матрикса брекчий.

По химическому составу оливиновые нефелиниты трубок Крутиха, Весенняя и Чидвия сходны между собой, это породы с содержанием MgO от 15 до 27 мас. %, однако

© Юткина Е. В., Каргин А. В., Сазонова Л. В.

различаются концентрациями SiO_2 – в породах Ижмозерской группы SiO_2 изменяется от 37,8 до 43,8 мас. %, тогда как для пород трубки Чидвия характерны более высокие концентрации SiO_2 – 41,8–50,8 мас. %. По содержаниям CaO, TiO_2, Al_2O_3 все три трубки схожи между собой. Можно отметить небольшие различия в концентрациях P_2O_5 (для трубки Чидвия в интервале от 0,37 до 0,98 мас. %, породы трубок Крутиха и Весенняя имеют содержание P_2O_5 – 0,21–0,59 мас. %), а также щелочей. При этом более щелочными являются породы трубок Чидвия и Крутиха с K_2O – 0,78–2,01 мас. % и Na_2O – 1,36–3,94 мас. %, тогда как для нефелинитов трубки Весенняя содержания K_2O и Na_2O составляют 0,91–1,01 и 0,80–1,35 мас. %, соответственно. Величина отношения Na/K (0,71–1,33 для трубки Весенняя, 0,80–2,65 для трубки Чидвия и 1,23–3,96 для трубки Крутиха) для пород Ижмозерско-Чидвийской группы показывает, что магматиты относятся к натровой серии.

Для проведения геохимической типизации составы изученных пород были сопоставлены с составами кимберлитов и родственных пород Кола-Архангельской провинции (кимберлиты Золотицкого и Кепинского полей, трубка им. В. Гриба, карбонатиты силлов реки Мела в пределах ААП, кимберлиты трубки Ермаковская, айликиты и нефелиниты Кольской щелочной провинции (КЩП)), а также с составами «классических» мелилититов Рейнского грабена Центральной Европы (Binder et al., 2023), Намаквaленд и Бушманленд Южной Африки (Kirchner, 2022).

В изученных породах Ижмозерско-Чидвийской группы содержание TiO_2 пониженное, близко таковому в кимберлитах Золотицкого поля, карбонатитах силлов реки Мела и составляет 0,57–1,28 мас. % и ниже, чем в «классических» мелилититах (от 1–4 мас. % TiO_2 в мелилититах Европы до 4–8,5 мас. % TiO_2 в африканских магматитах). По содержанию CaO, K_2O и Na_2O изученные породы попадают в области составов оливиновых мелилититов Рейнского грабена и Бушманленда в Африке. По концентрациям Cr и Ni ижмозерские меланефелиниты занимают промежуточное положение между кимберлитами (поля ААП и трубки Ермаковская КЩП) и карбонатитами и нефелинитами КЩП.

Породы трубок Крутиха и Весенняя менее обогащены легкими редкоземельными элементами, чем магматиты Чидвии, которые характеру распределения РЗЭ наиболее близки к оливиновым мелилититам Центральной Европы. В то же время для пород Ижмозерско-Чидвийской группы характерны пониженные концентрации ряда LILE, в том числе Sr, кроме того, «классические» оливиновые мелилититы Центральной Европы характеризуются более высокими содержаниями HFSE и легких редких земель.

Таким образом, породы трубок Крутиха и Весенняя заметно отличаются от «классических» оливиновых мелилититов как по минералогическим, так и по геохимическим характеристикам. По геохимическим особенностям состава они наиболее сходны с кимберлитами Золотицкого поля, которые относятся к низко-титанистой Al-Mg-серии пород ААП и являются промышленно алмазоносными (Богатиков и др., 1999). Такое геохимическое и отчасти петрографическое родство может свидетельствовать о наличии в пределах ААП генетических связей между кимберлитовыми и меланефелинитовыми расплавами и предполагать для них общий астеносферный источник, но различную эволюцию расплавов в литосфере, что создает кимберлиты и родственные щелочно-ультрамафические породы, в том числе меланефелиниты.

Литература

Богатиков О. А., *Гаранин В. К.*, *Кононова В. А.*, и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) // ред. О. А. Богатиков. Москва: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

Каргин А. В., *Сазонова Л. В.*, *Носова А. А.*, *Лебедева Н. М.* Оливин из трубки Ижмозерская, Архангельская алмазоносная провинция: эволюция меланефелинитовых расплавов и их связь с кимберлитовым магматизмом // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографиро-

вании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания (28 сентября – 03 октября 2025 г., Институт Карпинского, Санкт-Петербург). СПб., 2025.

Парсаданян К.С., *Кононова В.А.*, *Богатиков О.А.* Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 496–517.

Третяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья // Дисс. на соискание уч. ст. кандидата геолого-минералогических наук. 2008.

Binder T., *Marks M.A.W.*, *Walter B.F.* et al. Two distinct age groups of melilitites, foidites, and basanites from the southern central European Volcanic Province reflect lithospheric heterogeneity // Int. J. Earth Sci. 2023. V. 112. P. 881–905.

Kirchner M.D. The petrogenesis and geochemistry of the Namaqualand olivine melilitite pipe cluster, western South Africa. MSc Thesis. University of Cape Town, South Africa, 2022. 163 p.

Makhotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 201–227.

ФЛЮИДНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ГАРЦБУРГИТОВ ШПИНЕЛЕВОЙ ФАЦИИ: ПРИМЕР ИЗ КАРЬЕРА КУУРА-ВААРА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

М. А. Якушик[1, 2, 3], А. А. Щипанский [3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, yakush.mihail@yandex.ru
[2] Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка
[3] Геологический институт РАН, Москва

Позднеархейский магматизм является прямым индикатором эволюции температурного режима мантии в тот период. Наиболее примитивными выплавками из вещества мантии являются ультраосновные и основные породы. Соответственно в этих породах будут запечатлены наиболее приближенные значения термального режима мантии на момент их формирования. Совместное же нахождение ультрабазитов и эклогитов в толще серых гнейсов в СЗ части беломорского подвижного пояса (БПП) открывает возможности для комплексной реконструкции геодинамических условий для этих пород.

Эклогитсодержащий комплекс Беломорского подвижного пояса – один из древнейших на Земле. Повышенный интерес к нему связан с уникальностью докембрийских комплексов и дискуссиями о ранних этапах развития Земли. Ультрабазит-базитовые массивы в этом комплексе предоставляют уникальные возможности для изучения истории формирования и разрушения геологических систем. Благодаря высоким температурам кристаллизации и изначально обезвоженному состоянию расплавов, преобразования пород, связанные с давлением летучих компонентов, оказываются более информативными, чем в окружающих их метаморфических породах.

Ультрамафиты содержат порфиробласты оливина (около 75% объема), пироксена (около 5%), шпинелидов (около 5%), серпентина (около 10%) и биотита (около 5%). В них также встречаются акцессорные минералы: гумит, апатит, сульфиды железа и меди, а также карбонаты. При детальном петрографическом изучении ультрамафитов обнаруживается большое разнообразие структурных генераций оливина, отражающих различные процессы.

Форстерит в оливинах варьируется от 87 до 95 мол.%. Доминируют оливины с Fo 88–89 мол. %, сосуществующие с карбонатами – с Fo 89 мол.%. Магнезиальные оливины (Fo 93–95 мол. %) срастаются с гумитом. Содержание кальция в оливинах составляет 0,001–0,2 масс. %, увеличиваясь с уменьшением Fo. Самые высокие содержания кальция (до 0,29 масс. %) наблюдаются в матричной генерации (Fo 88–89 мол.%,). Содержание марганца варьируется от 0,48 до 0,83 масс. % MnO, с минимальными вариациями в магнезиальных генерациях. Содержание никеля находится в диапазоне 150–1350 ppm, все оливины аномально низки по соотношению Ni/Fe.

В метаперидотитах выделяются три генерации оливина, отличающиеся по магнезиальности, содержанию марганца и никеля. Самая магнезиальная генерация (Fo93–95) образовалась при низкой активности воды и серы, что подтверждается высокой магнезиальностью и отрицательной корреляцией Ni-Fo. Промежуточная генерация (Fo91) демонстрирует слабую корреляцию с марганцем, что может указывать на процесс десерпентинизации, и положительную корреляцию с никелем, что может свидетельствовать о магматической кристаллизации, но также связана с сульфидной минерализацией и, возможно, совместным ростом с гумитом. Наиболее распространенная генерация (Fo87–89) с высокой магнезиальностью, низким содержанием

© Якушик М. А., Щипанский А. А.

марганца и кальция, а также отрицательной корреляцией магний-никель, вероятно, является наименее преобразованной и испытала иной характер преобразований.

Флогопиты образуют две структурные генерации: крупные порфиробласты до 1 мм и мелкочешуйчатые зерна. Все флогопиты характеризуются повышенным содержанием трехвалентного железа и почти полным отсутствием двухвалентного, что образует тренд от флогопитов к тетраферрифлогопитам.

Химический состав флогопитов варьируется в зависимости от их положения. В ядрах мелких зерен и крупных порфиробластах содержание Al_2O_3 составляет 6–8,6 мас. %, Na_2O – 0,35–0,5 мас. %, TiO_2 – 0,15–0,4 мас. %, Cr_2O_3–0,04–0,09 мас. %, а магнезиальность – 0,93–0,95. В краевых зонах мелких зерен содержание Al_2O_3 снижается до 1,5–2,6 мас. %, Na_2O – до 0,5–0,6 мас. %, TiO_2 – до 0,1 мас. %, Cr_2O_3 не обнаружено, а магнезиальность составляет 0,89–0,9. В контактовых зонах со шпинелидами содержание Al_2O_3 увеличивается до 10,6–11,8 мас. %, Na_2O – до 0,25–0,4 мас. %, TiO_2 – до 0,9 мас. %, Cr_2O_3 – до 0,36 мас. %, а магнезиальность снижается до 0,91–0,93.

Были изучены шпинелиды из срастаний с мелкочешуйчатыми зернами флогопитов и отдельно сидящие зерна в матриксе. Шпинелиды в срастаниях с флогопитами по своему составу отвечают Cr-магнетитам (содержание хрома достигает 16 вес. % Cr_2O_3). Отдельно располагающиеся зерна в матриксе по своему составу отвечают магнетитам (содержание хрома достигает 2,5 вес. % Cr_2O_3). В обеих изученных генерациях содержание Al не превышает 0,02 вес. % Al_2O_3.

Вероятнее всего, флогопиты, как и наиболее хромистые шпинели, образовывались в результате метасоматических преобразований. Содержание натрия во флогопитах сходно с другими метасоматизированными перидотитами, описанными в литературе (например, Aoki, 1975; Van Achterbergh et al., 2001), и считается, что источником натрия вполне могут быть жадеитовая и космохлоровая составляющие пироксена. Соотношение K/Na во флогопитах является показателем не только глубинности метасоматических преобразований перидотитовых ассоциаций (Arai, 1986), но и соотношения K/Na во флюидах, производящих эти преобразования, по крайней мере, до 2,5 ГПа – вероятного предела стабильности аспидолита (Pirard and Hermann, 2015). Во флогопитах также фиксируется уменьшение содержания изоморфных примесей с увеличением содержания трехвалентного железа, что может говорить о высокой фугитивности кислорода на стадиях роста данных флогопитов. Относительно высокие содержания хрома в шпинелидах позволяет предположить, что исходным минералом для их образования мог быть гранат за счет кнорингитового минала.

Метаперидотиты Куура-Ваара изначально представляли собой гарцбургиты, вероятно, шпинелевой фации глубинности, которые претерпели метасоматические преобразования, сопровождавшиеся снижением модального содержания ортопироксена и шпинели согласно реакции: $7/2En + 1/2Spl + [1/2K_2O + H_2O] = 1/2Fo + Phl$; и происходили на глубинах, не превышающих 2,5 ГПа.

Работа осуществлялась в рамках госзадания ГИН РАН АААА-А20-120030690018-2, НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0004, ИГЕМ РАН 121041500220-0.

Литература

Aoki K. Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1975. Т. 53. № 3. С. 145–156.

Arai S. K/Na variation in phlogopite and amphibole of upper mantle peridotites due to fractionation of the metasomatizing fluids // The Journal of Geology. 1986. Т. 94. № 3. С. 436–444.

Pirard C., *Hermann J.* Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // Geology. 2015. Т. 43. № 10. С. 915–918.

Van *Achterbergh E.*, *Griffin W.L.*, *Stiefenhofer J.* Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Т. 141. № 4. С. 397–414.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ-КАЙНОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ – ВОСТОЧНОЙ АЗИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В. В. Ярмолюк[1], А. М. Козловский[1], В. М. Саватенков[2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва;
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

На протяжении позднего мезозоя и кайнозоя Восток Азии был вовлечен в процессы внутриплитной активности. Эти процессы охватили неоднородную в геологическом отношении территорию центральной и восточной частей Центрально-Азиатского складчатого пояса и проявились в форме импульсов сопряженных вулканических и тектонических событий. Их результатом стало образование крупной вулканической провинции Центральной Азии (ВПЦА), объединившей ряд пространственно и структурно обособленных вулканических областей, в строении которых участвуют вулканические поля раннего и позднего мела, раннего и позднего кайнозоя.

Особенности геологического развития провинции

Несмотря на структурную автономность вулканических областей ВПЦА, отмечается согласованность их развития, что позволяет выделить в истории формирования провинции три периода вулканической активности, совпадающие с соответствующими эпохами тектонического развития региона.

Период рифтогенного вулканизма охватил практически весь ранний мел (от ~140 до ~100 млн лет) и совпал с рассеянным грабенообразованием, охватившим значительную часть территории Центральной Азии. Вулканизм характеризовался крупно-объемными излияниями лав основного состава и протекал на фоне активного грабенобразования (рифтогенеза). Наиболее интенсивные излияния происходили в первой половине раннего мела (до ~140–120 млн лет), когда в пределах грабенов и впадин сформировались мощные вулканические толщи. Вторая половина раннемеловой эпохи характеризовалась ослаблением вулканической и тектонической деятельности.

Период вулканизма ареального типа (100–30 млн лет) выделяется ослабленной эндогенной активностью и рассредоточенным (ареальный тип) характером проявлением вулканизма по площади вулканических областей. Период соответствовал эпохе субплатформенного режима, который установился в позднем мелу – раннем кайнозое на большей части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Состав вулканических продуктов исключительно базитовый с высокой долей пород щелочного ряда – базаниты, трахибазальты, меланефелиниты.

Период вулканизма лавовых плато (последние 30–15 млн лет). По времени совпал с процессами внутриплитного орогенеза, охватившего Южную и Центральную Азию. В это время, как правило, в пределах или в ближайшей окрестности рифтовых зон раннемеловой эпохи возникли крупные лавовые плато, сложенные мощными (до 500 м) сериями лавовых потоков щелочных и субщелочных базальтов. Излияния контролировались небольшими грабенами и сбросами, трассируемыми дайками и цепочками шлаковых вулканов.

Особенности магматической эволюции провинции

Вариации состава вулканических продуктов провинции во времени были согласованы с изменениями тектонического режима. Раннемеловые основные породы выделяются обогащенностью несовместимыми элементами относительно OIB, но при этом несут субдукционные

© Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Саватенков В. М.

метки (пониженные содержания Nb и Ta). В начале позднего мела в интервале между 100 и 90 млн лет назад произошла смена состава магматических пород. Они утратили субдукционные метки, но сохранили высокий уровень содержания других несовместимых элементов. На протяжении позднего мела и раннего кайнозоя геохимические особенности магматических продуктов менялись незначительно, прежде всего за счет снижения уровня содержания Rb, Ba, РЗЭ. В результате по своим характеристикам они сблизились с составом OIB. В позднем кайнозое этот тип магматических продуктов стал доминирующим.

Закономерности вариаций редкоэлементного и изотопного (Sr, Nd, Pb) состава в породах провинции во времени определялись изменениями состава источников магматизма. Постоянным участником магмообразования служила астеносферная мантия с характеристиками, близкими к E-MORB. В раннем мелу наряду с ней в источнике магм участвовала метасоматически измененная литосферная мантия, определившая субдукционные метки в вулканических породах. В начале позднего мела смена состава продуктов плавления происходила на фоне общего спада магматической и тектонической активности. Изменения состава вулканитов могло быть вызвано как истощением метасоматизированного компонента в источнике магм, так и, вероятнее всего, погружением фронта плавления на более глубокие уровни литосферной мантии, деплетированные в ходе раннемелового участия в процесс магмообразования. В кайнозое состав вулканических продуктов приблизился к составу OIB, свидетельствуя о возросшей роли плюмового компонента в источнике магм. Участие мантийных плюмов в магматизме провинции новейшего времени согласуется с сейсмотомографическими данными, свидетельствующими о наличии восходящих мантийных струй в основании вулканических областей провинции.

Модель формирования вулканической провинции опирается на представление о появлении в основании региона горячего поля мантии. Его воздействие на литосферу региона в начале раннего мела сопровождалось процессами рассеянного рифтогенеза, а также активным вулканизмом в тех участках территории, которые оказались под воздействием выступов горячего поля мантии (мантийных плюмов). Состав магматических продуктов провинции на раннем этапе ее формирования определялся процессами взаимодействия субдукционно измененной литосферной мантии с мантией мантийных плюмов.

Со второй половине мела на фоне глобального ослабления мантийной активности в регионе установился субплатформенный режим. Спад активности привел к погружению фронта магмообразования на уровни мантии, где доля метасоматизированного компонента была минимизирована в результате раннемелового магмообразования. С этого времени состав источников магм стали определять обогащенная астеносферная мантия во взаимодействии с деплетированной литосферной мантией.

Позднекайнозойский этап развития провинции отвечает глобальному усилению процессов внутриплитной мантийной геодинамики. В это же время литосфера Центральной и Восточной Азии подвергалась воздействию конвергентных процессов со стороны Тихоокеанской плиты и дроблению, вызванному столкновением Азиатского континента с плитой Индостана. Поэтому проявления плюмовой активности контролировалось не только участками литосферы, утоненными в результате раннемелового магматизма, но и зонами дробления, сопровождавшими раскол литосферы Северной Азии на серию микроплит.

Работа выполнена в ИГЕМ РАН в рамках выполнения госзадания тема FMMN-2024-0016

INDICATIVE ROLE OF THE VOLCANIC ROCKS AND THEIR METHASOMATIC ALTERATION HALOS IN DISCOVERY OF THE AGHYOKHUSH GROUP DEPOSITS (CHOVDAR ORE AREA, LESSER CAUCASUS)

S. H. Jafarov[1, 2], N. A. Imamverdiyev[2]

[1] AzerGold, Baku, Republic of Azerbaijan
[2] Baku State University, Baku, Republic of Azerbaijan, ceferovsoltan@gmail.com, inazim17@yahoo.com

The Aghyokhush group and Mereh deposits are located in the Dashkesan ore district belong to the Lok-Karabakh metallogenic belt and are tectonically situated in the subduction-related Lesser Caucasus metallogenic province. Tectonic evolution and volcanic activity result in mafic to felsic calc-alkaline magmatism within the Lokh-Kharabakh belt. The area is characterized by multi-stage volcano-plutonic activity periods that caused the formation of Chovdar, Aghyokhush group, Mereh epithermal, and other porphyry-epithermal, skarn deposits. Regionally, deposits were surrounded by intrusive bodies, neither outcrops around deposits nor the core samples from Aghyokhush group deposits represented intrusive rock facies. Mafic to intermediate rock facies that surround deposits in general represent propylitic alteration characteristics, with chlorite, sericite stains, carbonate, and gypsum veinlets. Due to the metasomatic alteration transition between rock facies is gradual, followed by a change in alteration characteristics. Unaltered also hydrothermally altered felsic rock formations in the area considered to be calc-alkaline series rhyolites and rhyolite-dacites which played significant role while setting exploration targets (Arribas, 1995), besides hydrothermal alteration haloes. Mentioned rocks facies in ore field generally represent argillic to silicic alteration with the presence of kaolinite, Fe oxide, and hydroxides, and silicification of rhyolite-dacitic and rhyolitic rocks, also secondary quartzites representing chalcedony and residual silicification. Mentioned characteristics used for exploration of new mineralization prospects and mineralized locations such as Narimanly, Peydara, Chaikand, and so on. Outcrop sampling was done and analyzed, results indicate positive Au content within mentioned rock facies and hydrothermally altered rocks. According to general epithermal deposit formation characteristics, high sulfidation deposits can be connected with porphyry Cu deposits in deeper roots (Arribas, 1995; Hedenquist et al., 2000; Corbett, 2002). Following the mentioned hydrothermal alteration characteristics, fault, and shearing zones can lead to the discovery of buried porphyry deposits under the mineralization area.

© Jafarov S. H., Imamverdiyev N. A.

СОДЕРЖАНИЕ

П. Я. Азимов, А. М. Лезжов, А. В. Степанова
Первые свидетельства метаморфизма высоких давлений на западном фланге Беломорской провинции (позднепалеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген) 5

С. А. Акбарпуран Хайяти, Ю. Л. Гульбин
Метаморфические комплексы северной части Ню Фрисланда, архипелаг Шпицберген: изотопные свидетельства позднедевонской тектоно-термальной активизации 7

Е. Ю. Акимова, Н. В. Боровков, В. Н. Бочаров
Флюидный режим гранулитового метаморфизма пород оазиса Бангера, Восточная Антарктида 10

Е. Ю. Акимова, Д. Р. Донченко, А. Д. Савельев
Петрографическая типизация и условия метаморфизма карбонатных пород хапчанской серии (восточная часть Анабарского щита) 12

В. В. Акинин
Магматические комплексы: необходимость ревизии на основании возраста и металлогении . . . 14

В. И. Алексеев
Плутонические серии Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов и их рудоносность 17

О. А. Андреева, В. М. Саватенков, В. В. Ярмолюк, И. А. Андреева, А. И. Усольцева, J.-Q. Ji, J. Zhou
Три ветви эволюции магм при формировании бимодальных комплексов позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии 19

А. А. Арзамасцев, Ю. Н. Кузнецова, Б. В. Беляцкий, А. В. Антонов, Е. Н. Лепехина, С. А. Сергеев
Редкоземельные элементы в акцессорных минералах карбонатитовых комплексов Кольского полуострова как индикаторы эволюции щелочных расплавов. 20

А. А. Арискин, Ю. А. Костицын, Е. О. Дубинина, С. Г. Тессалина, И. В. Пшеницын
Аномальный источник довыренских магм: от неоархейского протолита к верхнерифейской истории кристаллизации 22

Т. Г. Ахмедова
Магматизм эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба Малого Кавказа (Азербайджан) 24

G. J. Babayeva, M. Y. Hasanguliyeva, F. H. Sariyev
Petrogenetic features of the formation of upper cretaceous magmatic complexes of the khojavand subzone of the lesser caucasus (Azerbaijan). 26

Б. А. Базылев, Г. В. Леднева
Механизм и геодинамическая обстановка формирования жадеитита из Усть-Бельского террейна, Чукотка. 28

А. В. Бакаева, С. Ю. Чаженгина, С. А. Светов
Петролого-геохимическая характеристика грубообломочного материала из неоархейских и палеопротерозойских молассоидных комплексов Центральной Карелии (Карельский кратон) 30

Ш. К. Балтыбаев, Е. Б. Борисова, С. Г. Петров
Составление метаморфических карт или схем с учетом результатов термодинамического расчета минеральных парагенезисов 32

Г. Н. Бурмакина, А. А. Цыганков, Д. В. Семенова
Кристаллогенезис и возраст цирконов из мафических включений 34

А. Ю. Бычков, Н. В. Алымова, О. А. Андреева, Д. А. Лыхин, И. Ю. Николаева, А. А. Воронцов
Природа иттриевой аномалии в литий-фтористых гранитах 36

В. И. Васильев, Е. В. Васильева
Три модели первичного оруденения на реологических барьерах 38

В. И. Васильев, Б. Б. Дамдинов, Е. В. Васильева
Палеогеодинамическая корреляция в комплексной модели золотого оруденения на Таинском месторождении (Восточный Саян) 41

В. Д. Вахнин
Палеопротерозойские базиты Горшеченских плутонов Донского террейна Волго-Донского орогена: петрография, минералогия, геохимия, геохронология 44

А. Е. Верниковская, В. Ю. Фридовский, Н. Ю. Матушкин, Я. А. Тарасов, Е. А. Богданов
Рапакивисодержащие ассоциации надсубдукционных комплексов западной и восточной окраин Сибирского кратона: петрогенезис и геодинамические обстановки формирования 47

В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская, В. Ф. Проскурнин, Н. Ю. Матушкин, О. П. Полянский, А. Н. Семенов
Петрология и геодинамика Карского (Таймыро-Североземельского) орогена 49

А. В. Вишневский, Н. Е. Белоусова, Д. А. Гурулёв
Проблематика диагностики микрозернистых горных пород в контексте исследования источников каменного сырья археологических комплексов 51

А. А. Возняк, Е. Г. Яновская, А. А. Носова
Петрографический анализ строительных растворов из Георгиевского собора Юрьева монастыря (Великий Новгород) 53

И. П. Войнова
Зона сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов (строение, стратиграфия, вулканиты, палеомагнетизм Ниланского и Ульбанского террейнов) 55

Ю. Л. Войтеховский
Классификация и номенклатура петрографических структур (в связи с задачами геологического картирования) 57

А. А. Воронцов, В. В. Ярмолюк, С. И. Дриль, В. М. Саватенков, Д. А. Лыхин, Е. Н. Федерягина, С. А. Сасим
Источники мелового магматизма Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области по геохимическим и изотопным (Sr, Nd, O, Pb) данным 59

Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская
Основные возрастные рубежи проявления базитового магматизма на юге Сибирского кратона: прогресс в познании за период 2010–2025 гг. 62

Н. В. Горбач, М. В. Портнягин, Г. Н. Овсянников, И. А. Нуждаев
Лампрофироподобные амфиболовые андезибазальты, изверженные в 2024 г. на западном склоне вулканического массива Шивелуч (Камчатка) 64

В. М. Григорьева, А. Л. Перчук, В. М. Козловский, Н. Г. Зиновьева
Петрология метабазитов острова Поньгома, Беломорский подвижный пояс 67

В. О. Давыдова, В. Д. Щербаков, H. Balcone-Boissard, E. Deloule, В. О. Япаскурт
Роль процессов на границе кора–мантия в формировании изотопной подписи островодужных магм: вариации $\delta^{34}S$ сульфидов в мантийных ксенолитах, нижнекоровых кумулятах и андезибазальтах вулкана Безымянный 69

Н. В. Дворцов, В. Ф. Проскурнин, А. А. Багаева, Н. И. Березюк, Е. И. Берзон, М. Ю. Курапов, А. Г. Шнейдер, Ю. В. Кисельников
Новые данные по позднепалеозойским и раннемезозойским гранитоидам Северо-Восточного Таймыра 71

И. М. Дербеко
Петрохимические неоднородности в породах бимодальных комплексов обрамления восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса 74

А. Я. Докучаев, Ф. В. Кулаков, Е. Н. Матвиенко, В. Н. Смольянинова, Е. Л. Соколова
Геогностическая коллекция Александра Постельса и ее научное значение 77

А. Я. Докучаев, В. Н. Смольянинова, Ф. В. Кулаков
О создании первой в России научной систематической петрографической коллекции 80

А. А. Домашайтис, Р. А. Шелепаев
Геологическое строение Правотарлашкинского и Башкымугурского габброидных массивов (Западный Сангилен) 83

Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, Е. И. Демонтерова, А. М. Мазукабзов
Петрографические, геохимические и изотопные характеристики неопротерозойских долеритов Саяно-Байкальского дайкового пояса южной части Сибирского кратона 86

В. В. Егорова, Р. А. Шелепаев, А. Э. Изох
Геохимия и генезис минералов мегакристовой ассоциации щелочнобазальтоидных даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) 88

С. В. Егорова, А. В. Степанова, К. Г. Ерофеева, А. А. Федоров
Дайки высоко-Cl базитов в центральной части Карельского кратона: условия кристаллизации, PT-параметры формирования расплавов, региональные корреляции 91

К. Г. Ерофеева, А. В. Самсонов, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Ю. О. Ларионова, А. В. Степанова, О. Е. Караваева
Неоархейские базитовые дайки Олекминской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) 93

У. С. Ефремова, Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, А. В. Иванов, Н. В. Брянский
Геодинамическая эволюция Сарминского сегмента Акитканского орогенного пояса Сибирского кратона в архее–протерозое 95

М. Л. Зверева
Петрография и минералогия вулканических бомб Авачинского вулкана, Южная Камчатка 98

Н. Н. Зинчук
Минералого-петрологические особенности основной массы кимберлитов 102

Н. Н. Зинчук
Петролого-тектонические аспекты древних кратонов и алмазообразование. 105

Е. А. Зинькова, И. А. Готтман, М. В. Червяковская
О возрасте кристаллизации дорудных даек месторождения золота Пановская Ляга (Средний Урал): по данным изотопно-геохимических исследований акцессорного циркона. 108

А. С. Зубрицкий, Н. В. Тихонова
К последовательности породо- и рудообразования месторождения Водораздельное (Могочинский район Забайкальского края). 110

А. В. Иванов, Е. А. Гладкочуб, Л. П. Семенова, Л. З. Резницкий, Е. И. Демонтерова, Н. В. Брянский, А. А. Каримов, А. С. Мальцев, К. Г. Ерофеева, А. С. Дубенский, С. В. Малышев
Слюдянский кристаллический комплекс: от ордовикского гранулитового метаморфизма до позднекайнозойской эксгумации 114

М. В. Иванов
Уравнение состояния четверной флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl-$CaCl_2$ и тройных систем с одной солью для температур 150–350 °С и давлений 0,2–1,4 кбар 116

Л. А. Иванова, Ю. В. Данилова, Б. С. Савельева, Б. С. Данилов, Е. П. Базарова
Редкометалльные пегматиты в отделе истории Института земной коры СО РАН. 118

А. Э. Изох, А. В. Вишневский, В. В. Егорова
Анкарамитовый магматизм Горного Алтая 121

Х. Д. Ишбаев, К. М. Косбергенов, Р. А. Ачилов
Дайки и малые интрузии Кокпатасского рудного поля (Букантау, Западный Узбекистан) 123

Л. С. Канимбуе, Е. В. Ватрушкина, М. В. Лучицкая
Изотопно-геохимическая характеристика и потенциальная рудоносность гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района, Западная Чукотка 125

О. Е. Караваева, А. В. Самсонов, Ю. О. Ларионова, К. Г. Ерофеева, Л. В. Сазонова, Д. А. Рылов
Петрология пироксен-амфиболовых сиенит-порфиров юга Угуйского грабена, Западный Алдан 127

А. В. Каргин
Роль литосферной мантии при формировании кимберлитов и родственных пород Архангельской алмазоносной провинции 129

А. В. Каргин, Л. В. Сазонова, А. А. Носова, Н. М. Лебедева
Оливин из трубки Ижмозерская, Архангельская алмазоносная провинция: эволюция меланефелинитовых расплавов и связь с кимберлитовым магматизмом 131

С. В. Кашин
Метаморфо-метасоматические процессы на уникальном Михайловском месторождении железистых кварцитов (КМА) 134

А. В. Кервинен, А. А. Ковальчук, А. В. Степанова
Расшифровка истории преобразований коронитовых метабазитов на примере Боярского массива Беломорской провинции Фенноскандинавского щита 137

Ю. В. Кисельников, А. Г. Шнейдер, В. Ф. Проскурнин, В. В. Шатов
Оценка P-T условий кристаллизации гранитоидов Южнолодочниковского массива (Северо-Восточный Таймыр) 139

Е. В. Кислов
Петрология нефрита Оспинского месторождения 141

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев
Редкие земли в структурно-вещественных комплексах западного склона Южного Урала: от минеральных ассоциаций к рудным телам 143

А. А. Ковальчук, А. В. Кервинен
Оценка давления по данным рамановской спектроскопии кварца в гранате на примере пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита 145

Н. Е. Козлов, Н. О. Сорохтин, С. В. Мудрук
Новые подходы к литолого-стратиграфическому изучению и картированию рреннедокембрийских комплексов 148

П. С. Козлов, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, Ю. Л. Ронкин
Мезопротерозойский пикрит-пикробазальтовый вулканизм Енисейского кряжа: петрогеохимия, метаморфизм, Rb-Sr и 147Sm-143Nd систематика 150

Л. Р. Колбанцев
Выдающийся отечественный петрограф Владимир Никитич Лодочников (1887–1943) 152

А. Л. Коновалов, А. В. Черкашин, Е. В. Старикова, Т. Н. Сурин, А. М. Гагиева, Д. А. Рогов, А. И. Голубев
Позднемеловой магматизм южной ветви Коркодон-Наяханской зоны (Северо-Восток России) . . . 154

М. Ю. Корешкова, Х. Даунс, Е. Ю. Акимова, М. В. Стифеева, И. Пейчева, Д. Димитрова, Л. Мачева, А. Н. Ларионов, С. А. Сергеев, Г. А. Лисовский, О. Г. Сафонов
Строение и метаморфическая история пород нижней и средней коры Анабарской провинции Сибирского кратона по данным для ксенолитов из трубки Нюрбинская 157

М. Н. Крук, А. Г. Дорошкевич, И. А. Избродин, И. Р. Прокопьев, Е. А. Зубакова
Проблема петрогенезиса фоскоритов на примере массивов Арбарастах и Горное озеро (Республика Саха, Якутия) 160

А. А. Крылов, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, П. С. Козлов
Ранние этапы эволюции Палеоазиатского океана на западе Сибирского кратона по данным геохронологических и петролого-геохимических исследований Енисейского кряжа 162

С. Г. Кряжев, С. Г. Соловьев
Эволюция магматизма и гидротермально-метасоматического рудообразования на месторождении Мурунтау 164

Н. М. Кудряшов, А. В. Мокрушин
Последовательность формирования и преобразования магматических комплексов Кейвской структуры (Кольский регион) 167

Ю. Н. Кузнецова, А. А. Арзамасцев, Б. В. Беляцкий, А. В. Антонов, Е. Н. Лепехина, С. А. Сергеев
Апатит и титанит палеозойских агпаитовых комплексов Кольского региона как потенциальные источники редкоземельного сырья 169

О. Ф. Кузьменкова, А. А. Носова, А. Г. Лапцевич, Г. Д. Стрельцова, А. В. Травин, Д. В. Семенова
U–Pb возраст цирконов позднефранских туфов (речицкий горизонт, Беларусь): динамика магматизма Припятского рифта 172

К. В. Куликова, В. М. Саватенков
Плутоническое габбро Полярного Урала: Sm-Nd данные 175

Н. М. Лебедева, А. В. Каргин, Л. В. Сазонова, А. А. Носова, К. Г. Ерофеева, О. И. Окина
Геохимия оливина из кимберлитов трубок им. В. Гриба и Пионерская, Архангельская провинция 177

Н. М. Лебедева, А. В. Каргин, Л. В. Сазонова, А. А. Носова, Д. Р. Шайхутдинова, К. Г. Ерофеева, О. И. Окина
Разнообразие клинопироксенов из айликитов брекчии трубки взрыва г. Намуайв (Хибинский массив) 179

О. Ю. Лебедева, Ю. А. Маланин, Е. В. Наркевский, К. В. Тарасов, Е. К. Иванов
Делянкирский фоидолитовый комплекс, Яно-Колымская складчато-надвиговая система, новые данные 181

В. И. Левицкий, И. В. Левицкий
Факторы промышленного оруденения в метаморфических комплексах Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Памира, в подвижных поясах их обрамления 183

И. В. Левицкий, В. И. Левицкий, О. Ю. Белозерова
Самородные и интерметаллические соединения, аморфные и кристаллические фазы в породах Бобруйского выступа Восточно-Европейского кратона. 186

Г. В. Леднева, С. Г. Сколотнев, К. Г. Ерофеева, О. И. Окина
Типизация и особенности генезиса раннемеловых вулканитов поднятия Менделеева, Северный ледовитый океан. 189

А. М. Лезжов, О. С. Сибелев
P-T параметры гранулитового метаморфизма Вокнаволокского комплекса (Карельский кратон, Фенноскандинавский щит) 192

Г. В. Липенков, М. С. Мащак, М. В. Наумов
Состав и возраст Контайской монцогаббро-монцодиоритовой интрузии, Северная Сибирь 194

И. И. Лиханов
О неустойчивости парагенезисов «тройной точки» Al_2SiO_5 как результат полиметаморфизма глиноземистых пелитов 197

И. И. Лиханов
P-T-t тренды эволюции метаморфизма как индикатор геодинамических обстановок активного тектогенеза. 199

О. А. Максимов, А. В. Самсонов, К. Г. Ерофеева, А. В. Степанова
Палеопротерозойский высокобарный гранулитовый метаморфизм в породах Порьегубского тектонического меланжа (Фенноскандинавский щит). 201

К. Н. Малич, Г. В. Липенков, Д. А. Озорнин, М. В. Наумов, И. Ю. Баданина, В. А. Булатов, А. А. Войтин, Н. Г. Солошенко
Химический и Cu-изотопный состав золотой минерализации карбонатитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция). 204

В. Г. Мальковец, А. С. Шевелев, А. А. Гибшер, М. В. Милаушкин, И. В. Яковлев
Вертикальная неоднородность кимберлитовой трубки им. XXIII съезда КПСС 207

А. С. Мальцев
Аномалия соотношения Y/Ho в апатите Слюдянки (Сибирь): характеристика микроэлементного состава с помощью рентгенофлуоресцентной спектрометрии с полным внешним отражением, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и многомерного анализа 209

Ю. Мамаджанов, Дж. Х. Аминов, Дж. Ш. Егибеков
Формация ультракалиевых риолитов фанерозойских орогенных поясов на примере Срединного Тянь-Шаня и Памира, Таджикистан 210

С. М. Мамедов, Н. А. Имамвердиев
Типы гидротермальных изменений Гядабейского месторождения (Малый Кавказ, Азербайджан) 213

С. А. Медведева
Мезозойские осадочные породы Буреинского бассейна: состав, обстановки седиментации (Дальний Восток России) 217

С. В. Межеловская, Е. В. Ватрушкина, Е. П. Исаева
Петрографическая и геохимическая характеристика Танюрер-Золотогорского плутонического комплекса, геодинамическая интерпретация, Восточная Чукотка 219

П. С. Минюк, Д. К. Пожидаева, О. Т. Соцкая
Генерации тефры в озерных осадках магаданской области и ее значение для стратиграфии . . . 222

М. А. Мисюра, С. А. Бушмин, Е. В. Савва
Термодинамические модели флюидных систем H_2O-LiCl-NaCl и H_2O-LiCl-$CaCl_2$ для положительных и отрицательных температур 224

Т. А. Мыскова, Н. Б. Филиппов, П. А. Львов,
Новые данные о составе и возрасте пород хребта Серповидного Кейвской структуры Фенноскандинавского щита 226

М. В. Наумов, А. Е. Костин, Е. А. Кухаренко, О. А. Лебедева, Р. С. Паламарчук
Интерактивная карта магматических формаций Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 229

М. В. Наумов, Е. А. Кухаренко, А. Е. Костин
Проблема актуализации петрографического кодекса 231

М. В. Наумов, Г. В. Липенков, Н. П. Виноградова
Инфракрустальные и магматические комплексы южной части Маган-Вилюйского террейна (кристаллический фундамент Сибирской платформы) 233

И. Л. Недосекова
Петрология и геодинамические обстановки формирования карбонатитовых комплексов Уральского складчатого пояса. 235

А. С. Ниёзов
Петрогеохимические типы гранитоидов Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) и геодинамические условия их формирования. 238

А. С. Новикова, А. М. Козловский
Раннемезозойский вулканизм наложенных впадин Орхон-Селенгинского прогиба как отражение постколлизионного этапа развития западной части Монголо-Охотского пояса . . . 240

А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, И. И. Лиханов, Ю. Л. Ронкин
Свидетельства тектонических событий гренвильского возраста на западной окраине Сибирского кратона на примере гранитоидов Рязановского массива (Енисейский кряж) . . . 243

А. А. Носова, Н. М. Лебедева, А. А. Возняк, А. В. Каргин, Л. В. Сазонова, Д. Р. Шайхутдинова,
Лампрофиры Кольской щелочной провинции: мантийные источники и эволюция расплавов 245

А. А. Носова, Л. В. Сазонова, А. В. Каргин, О. Ф. Кузьменкова, К. Г. Ерофеева
Распределение Ni, Cu, Zn в оливинах из щелочно-ультрамафитовых пород Припятского рифта (Беларусь) как индикатор состава мантийного источника 247

Г. Н. Овсянников, Э. М. Спиридонов
Состав пироксенов островодужного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса Горного Крыма как индикатор параметров магматической дифференциации 249

О. Б. Олейников, Н. А. Опарин
Формирование кимберлитовых трубок Молодинского поля 251

Т. А. Осипова, А. А. Краснобаев, С. В. Бушарина
U-Pb возраст цирконов гнейсов мариинской свиты (Южный Урал) и вопросы докембрия Зауралья 253

А. Л. Перчук, В. М. Григорьева, В. М. Козловский, Н. Г. Зиновьева
Петрология синметаморфических базитов Кемьлудских островов, Беломорская эклогитовая провинция: от кварцевого габбронорита до эклогита 256

М. Е. Петракова, А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, К. Н. Шатагин
Гетерохронный степнякский интрузивный комплекс (Северный Казахстан): возраст, источники, обстановки формирования и металлогения 257

Г. А. Петров
Геохимические особенности докембрийских и ордовикских метабазальтов на Северном Урале – один из критериев стратификации «немых» вулканогенно-осадочных толщ Северного Урала 260

П. Ю. Плечов
Изучение флюидосодержащих магматических систем на примере Камчатки 262

О. П. Полянский, А. Н. Семенов, О. В. Королева, Ю. Ф. Филиппов, А. В. Прокопьев
Моделирование транспорта мантийных магм в пределах северной окраины Сибирской платформы на рубеже перми – триаса 264

В. Ф. Проскурнин, В. А. Салтанов
Коровые рудоносные карбонатиты-кульдимиты гор Быранга полуострова Таймыр: модель мантийно-корового взаимодействия 266

М. А. Проскурнина
Петрографические особенности пород шошонит-латитовой серии Центрального Таймыра 269

А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, О. В. Гракова, Е. В. Кушманова
Возраст и условия образования гранитоидов Малдинского массива в связи с типизацией гранитоидов Приполярного Урала 272

И. Р. Рахимов, Е. А. Васюкова
Синколлизионные дайковые рои долеритов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала как отражение мантийных событий в карбоне под Уральским орогеном. 275

Д. Н. Ремизов
Петрологическая геохимия в геодинамике. 278

Д. А. Рогов, Е. В. Старикова, Т. Н. Сурин, А. Л. Коновалов, А. В. Черкашин, В. Ю. Соловьев, В. В. Прийменко
Геохимические особенности и рудоносность гранитоидов наяханского комплекса южной части Коркодон-Наяханской зоны ОЧВП 281

A. E. Romanko, M. M. Malykh, N. A. Imamverdiyev, O. K. Krinochkina, I. V. Vikentev, A. T. Savichev, A. V. Poleshchuk, M. Heidari
Several zones of Pamirs: magmatism, tectonics and metallogeny – joint analysis and some problems 284

А. А. Русак (Казакова), Т. И. Щекина
Сравнительная характеристика криолитсодержащих редкометальных гранитов месторождений Восточной Сибири 285

С. М. Саблуков, Л. И. Саблукова
Кора выветривания кимберлитовых пород: петрологические типы, зональность, процессы образования 287

К. А. Савко, А. В. Самсонов, С. В. Цыбуляев, Е. Х. Кориш
Палеопротерозойский андезит-дацит-риолитовый вулканизм в Тимском задуговом бассейне Сарматии: источники расплавов, коровая эволюция и геодинамический сценарий 289

Л. И. Салимгараева, А. В. Березин, Е. В. Стецкая, С. Г. Скублов
Обобщенная модель образования эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал) 291

В. А. Салтанов, В. Ф. Проскурнин, С. Г. Скублов
Этапы регионального метаморфизма на Северо-Западном Таймыре: новые геохронологические данные 293

Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, А. А. Иванова, М. В. Стифеева, М. А. Суханова, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко
U-Pb ID TIMS метод изотопных исследований для реперного датирования магматических и метаморфических комплексов. 295

В. П. Самодуров, С. А. Давидович
Методы цифровой петрографии 296

А. В. Самсонов
Тектоническая схема Сибирского кратона: палеотектонические реконструкции и корреляции на основе петрологических и геохронологических данных. 299

А. В. Сапегина, А. Л. Перчук
Термодинамическое моделирование фазовых отношений в системе базальт-H_2O до 30 гПа . . . 301

О. С. Сибелев, О. А. Максимов, А. И. Слабунов
Метаэндербиты Гридинского эклогитсодержащего меланжа Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (петрология, геохронология) 303

С. К. Симаков, Ю. Б. Стегницкий
Метод оценки наличия крупных алмазов в кимберлитовых трубках на основе флюидно-магматической модели 305

А. О. Симанкова, Е. В. Пушкарев
Позднедевонский базальтовый магматизм океанического типа на Южном Урале. 308

А. В. Скобленко
Контрастные условия и обстановки формирования метаморфических комплексов высоких ступеней в западном сегменте Центрально-Азиатского орогенного пояса 310

С. Ю. Скузоватов, Ю. И. Тарасова, В. Н. Реутский, Т. А. Веливецкая, В. С. Шацкий
Изотопная неоднородность серы эклогитов и масштабы флюидного массопереноса в корневых зонах субдукционно-коллизионных орогенов (Северо-Муйский блок, Северо-Восточное Забайкалье) 312

А. И. Слабунов, С. А. Светов, А. В. Степанова, П. В. Медведев
Петролого-геохимические основы легенды тектонической карты юго-восточной Фенноскандии 315

А. О. Соболев
Картирование вулкано-плутонических ассоциаций вулканических поясов Востока Российской Федерации при составлении геологических карт масштаба 1 : 50 000 нового поколения: задачи, методика, практическая отдача 317

А. А. Соболева, И. Д. Соболев, Т. А. Вовчина
Интрузивные породы поднятия Енганепэ как индикаторы смены геодинамических обстановок в позднем докембрии на территории Полярного Урала 318

М. Ю. Сокерин, Ю. В. Глухов, К. Г. Пархачева, С. К. Кузнецов
Золотоносность Кыввожского района Среднего Тимана 321

Р. В. Соловов, Г. О. Ползуненков, А. В. Альшевский, В. В. Акинин
Первые данные о возрасте монцонитов в составе Лево-Сеймканского массива 323

Э. М. Спиридонов
О наличии древнего кристаллического фундамента Крыма 325

Э. М. Спиридонов
Ксеногенный материал высокорадиоактивных гранитов фундамента Восточно-Сибирской платформы в норильских рудоносных интрузивах 327

Э. М. Спиридонов, Г. Н. Овсянников, С. В. Филимонов, Е. В. Путинцева, Е. С. Койбагарова, Н. Н. Коротаева, М. Ю. Никитин
Два генетических типа плагиогранитов Горного Крыма: островодужные алланитовые (габброидной формации) и послеостроводужные ксенотим-монацитовые (гранитоидной формации) 329

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева
Метаморфизованные кимбериты Кимозеро (Карелия) с редкоземельной минерализацией – петротип метакимберлитов пренит-пумпеллиитовой фации 331

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева, О. Б. Лавров
Агатоносные вулканиты PR_1 Северного Прионежья – петротип метабазальтов ломонтитовой фации. Олонецкая диабазовая формация Ф. Ю. Левинсона-Лессинга 333

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева, О. Б. Лавров
Петротип метадолеритов (диабазов) ломонтитовой фации – породы трапповой формации PR_1 Северного Прионежья. Олонецкая диабазовая формация Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. 335

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева, О. Б. Лавров
Метаморфизованные агаты в метабазальтах людиковия Северного Прионежья (Карелия) зоны перехода от ломонтитовой фации к пренит-пумпеллиитовой 337

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева, О. Б. Лавров
Петротип метабазальтов пренит-пумпеллиитовой фации – метаморфизованные базальты трапповой формации людиковия Северного Прионежья (Карелия). Олонецкая диабазовая формация Ф. Ю. Левинсона-Лессинга 339

Э. М. Спиридонов, Е. В. Путинцева, О. Б. Лавров
Особенности состава и строения кристаллов пренита, феррипренита, пумпеллиита-(Fe^{2+}) в метабазальтах низкотемпературной части пренит-пумпеллиитовой фации 341

Е. В. Старикова, Д. А. Рогов, А. Л. Коновалов, Т. Н. Сурин, В. Ю. Соловьев, В. В. Прийменко
Молибденовое оруденение Коркодон-Наяханской зоны ОЧВП, северное Приохотье 343

С. Ю. Степанов, А. В. Козлов, Р. С. Паламарчук
Генетические закономерности распределения и концентрирования рудных компонентов в породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации на примере интрузивов Уральского Платиноносного пояса. 347

А. В. Степанова
Рои мафических даек – ключ к расшифровке геологической истории: примеры Фенноскандинавского щита 350

Е. В. Стецкая
Проблема идентификации нижнекоровых гранат-клинопироксеновых гранулитов и мантийных эклогитов на примере ксенолитов трубки им. В. Гриба 352

М. В. Стифеева, Т. Л. Паникоровский, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов
Везувиан – новый U-Pb минерал-геохронометр для определения возраста рудообразования: первые результаты и перспективы использования. 356

Т. Н. Сурин
Шошонитовый магматизм Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы (Южный Урал): петрология, геохимия и геодинамическая интерпретация 358

М. А. Суханова, Е. Б. Сальникова, А. В. Степанова
Применение методики «дискретной» химической абразии при U-Pb геохронологических исследованиях метаморфизованных базитов (бадделеит, ID TIMS) 360

В. П. Сухоруков, О. М. Туркина
Два этапа высокотемпературного метаморфизма Ангаро-Канского блока (Енисейский кряж) 362

А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, А. Н. Журавлев, К. А. Третьякова
Основные этапы эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса 364

О. В. Удоратина, Т. А. Вовчина, А. С. Шуйский, К. В. Куликова
Трахириолиты лаптопайской свиты (Северный Урал): особенности и механизмы образования микроструктур. 366

О. В. Удоратина, В. Л. Андреичев, А. А. Соболева
Рудные альбититы в сиенитах массива Малый Камешек (Северный Тиман) 368

В. В. Устинова, А. В. Степанова, К. Г. Ерофеева, Е. Б. Сальникова, М. А. Суханова
Дифференцированные высокожелезистые долериты в Онежской рифтогенной структуре: новые данные о составе и возрасте 370

С. А. Ушакова, О. Г. Сафонов, В. М. Козловский, В. О. Япаскурт
Физико-химические условия и модели образования эндербитов и лейкогранитов массива Поньгома-Наволок, Северная Карелия: результаты петролого-геохимического и экспериментального исследований 372

В. И. Уютов, С. С. Двуреченская, А. М. Моисеенко
Кремне-щелочные метасоматиты в докембрийском фундаменте Торско-Апсатского рудного узла (Забайкалье): типы, место и роль в рудогенезе 373

С. В. Хромых, Д. В. Семенова, М. Д. Царева, Е. А. Ильичева, П. Д. Котлер, Н. Н. Крук
Этапы и масштабы интрузивного магматизма центральной и южной части Рудного Алтая (Восточный Казахстан) 375

В. Б. Хубанов, А. М. Хубанова
Бимодальная субвулканическая серия Западного Забайкалья как свидетельство ранней стадии растяжения утолщенной коры 378

А. А. Цыганков, Г. Н. Бурмакина
Источники магм и условия формирования гранитоидов южной части Главного Батолитового Пояса (Колыма) 379

А. В. Черкашин, А. Л. Коновалов, Е. В. Старикова, А. М. Гагиева
О гипабиссальных породах кислого состава бассейна реки Айгинват (Западная Чукотка) 382

А. И. Черных
Эпохи формирования золотого оруденения Южной и Западной частей Алтае-Саянской металлогенической провинции – анализ геологических и изотопно-геохронологических данных 386

Р. И. Шайбеков, И. А. Губарев, Е. М. Тропников
Первые сведения о минералах благородных металлов Подгорненского рудопроявления (Полярный Урал) 389

Д. Р. Шайхутдинова, А. В. Каргин
Незональные ядра оливина трубок Обнаженная и Люся (Куойское поле, Якутия) – дезинтегрированные продукты взаимодействия кимберлитовой магмы с литосферной мантией? 392

Г. Ю. Шардакова
Геохимические особенности циркона из гранитоидов и метаморфических пород Урала как один из петрогенетических индикаторов: дополненные данные 395

В. В. Шарыгин, А. Г. Дорошкевич
Минералого-петрографическая характеристика айлликитов трубки Южная, Зиминский щелочно-карбонатитовый комплекс, Восточный Саян 398

А. М. Шмакова, К. В. Куликова, О. В. Удоратина
Орбикулярные габбро участка Гердвож (Средний Тиман) 401

А. М. Шмакова, К. В. Куликова
Петрографо-минералогические и геохимические особенности девонских базальтов Северного Тимана 403

В. Р. Шмелев, Ф.-С. Мэн
Гранатовые перидотиты Полярного Урала: индикаторы рифтогенеза и ультраглубинной субдукции континентальной окраины кратона Балтика в палеозое 405

В. И. Шпикерман
Новые данные о магматизме протерозоя и начала палеозоя Северо-Востока России по результатам геологического картографирования масштаба 1 : 1 000 000 (Госгеолкарта-1000/3) 407

А. С. Шуйский
Гранитоиды северной части Гердизского массива (Полярный Урал): петрология, геохимия и геодинамические условия формирования 410

М. Д. Щеклеина, В. В. Пономарева, М. В. Портнягин, Л. И. Базанова, П. Ю. Плечов, В. Д. Щербаков
Крупнейшее голоценовое извержение вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка). Новые данные. 412

В. Д. Щербаков, В. О. Давыдова, H. Balcone-Boissard, E. Deloule, В. О. Япаскурт
Признаки глубинной дегазации серы в магматической системе вулкана Безымянный: количественная модель эволюции изотопного состава кумулусных сульфидов 414

А. В. Юрченко, Ш. К. Балтыбаев, О. Л. Галанкина, Ю. В. Плоткина
Внутреннее строение и геохимические особенности кианита из мигматизированных пород чупинской парагнейсовой толщи (Беломорский подвижный пояс) 416

Е. В. Юткина, А. В. Каргин, Л. В. Сазонова
Вопросы классификации и геохимическая специфика щелочно-ультрамафитовых пород Ижмозерско-Чидвийской группы, Архангельская алмазоносная провинция 419

М. А. Якушик, А. А. Щипанский
Флюидный метасоматоз гарцбургитов шпинелевой фации: пример из карьера Куура-Ваара (Беломорский подвижный пояс) 422

В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, В. М. Саватенков
Геологическая и магматическая эволюция позднемезозойской-кайнозойской вулканической провинции Центральной – Восточной Азии как отражение процессов плюм-литосферного взаимодействия 424

S. H. Jafarov, N. A. Imamverdiyev
Indicative role of the volcanic rocks and their methasomatic alteration halos in discovery of the Aghyokhush Group deposits (Chovdar ore area, Lesser Caucasus) 426

ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО



Официальный
Телеграм-канал

Автор фото: Авдонцев Сергей Николаевич, Институт Карпинского