ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2020, том 493, № 1, с. 43–48

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 551.21

ИСТОЧНИКИ МАГМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО УДОКАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЛАТО

© 2020 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк[1,*], В. М. Саватенков[2], Ф. М. Ступак[1], Е. А. Кудряшова[1]

Поступило 01.05.2020 г.
После доработки 04.05.2020 г.
Принято к публикации 06.05.2020 г.

Удоканское вулканическое плато выделяется на фоне других вулканических областей позднекайнозойской вулканической провинции Востока Азии высокой щелочностью пород, их калиевой специализацией и составом пород, изменяющимся от мелалейцититов и меланефелинитов до щелочных трахитов. Присутствие щелочносалических пород в составе вулканических ассоциаций делает ее уникальной для провинции. Рассмотрены причины, определившие особенности магматизма Удоканского плато. На основе данных геохимических и изотопных исследований показано, что источником магм области служила умеренно обогащенная мантия мантийного плюма. Исходные расплавы формировались в условиях стабильности граната при низких степенях плавления. Это способствовало их обогащению щелочами и другими несовместимыми элементами, особенно ультраосновных базитов. Установлено, что распределение рассеянных элементов в породах вулканических ассоциаций контролировалось процессами фракционирования. Глубокая дифференциация магм вплоть до щелочных трахитов протекала в периферических магматических камерах. Здесь магмы взаимодействовали с внутрикоровыми водами, что привело к изменению в них изотопного состава кислорода. Показано, что контаминация не играла решающего значения при образовании пород лавового плато.

Ключевые слова: позднекайнозойская вулканическая провинция, Удоканское лавовое плато, вулканизм, изотопные и геохимические источники магматизма, мантийное плавление, кристаллизационная дифференциация

DOI: 10.31857/S2686739720070221

В позднем кайнозое в пределах Восточной Азии возникла крупная вулканическая провинция [1]. В ее строении выделяется ряд вулканических областей, сложенных преимущественно породами основного состава. Вулканиты кислого состава в строении провинции являются исключением. Они установлены в строении двух вулканических областей – Чанбайшаньской, расположенной в восточной части провинции, и Удоканской, тяготеющей к северо-западной ее границе. Эти отличия, очевидно, свидетельствуют об особых условиях зарождения и эволюции магматизма в пределах этих областей, которые пока остаются недостаточно изученными.

В статье на основе изотопных (Sr, Nd, Pb) и геохимических данных оценены составы исходных расплавов Удоканской вулканической области (или вулканического плато), условия их зарождения и эволюции во времени, а также причины, приведшие к их глубокой дифференциации.

Удоканское вулканическое плато располагается на северо-западном фланге Байкальской рифтовой зоны, занимая площадь около 3000 км^2 [2, 3]. На общем фоне вулканической провинции оно выделяется высокой долей щелочных лав, их калиевой специализацией и составом пород, изменяющимся от мелалейцититов и меланефелинитов до щелочных трахитов [2]. В развитии области выделяются этапы (млн лет) [3]: среднемиоценовый (15–14), позднемиоценовый (10–7.0), плиоценовый (5.6–1.8), плейстоценовый (1.8–0.04) и голоценовый (0.01205–0.0021).

Петро-геохимические особенности пород. Состав вулканических продуктов каждой возрастной серии варьировал от щелочных пикритоидов до щелочных трахитов через щелочные базальты, трахибазальты, фонотефриты и трахиандезиты (рис. 1). Представительные составы пород приведены в табл. 1. Породы разных этапов обладают близкими, но различающимися петрохимическими характеристиками (рис. 1). Среднемиоценовые лавы выделяются преимущественно ультра-

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
**E-mail: yarm@igem.ru*

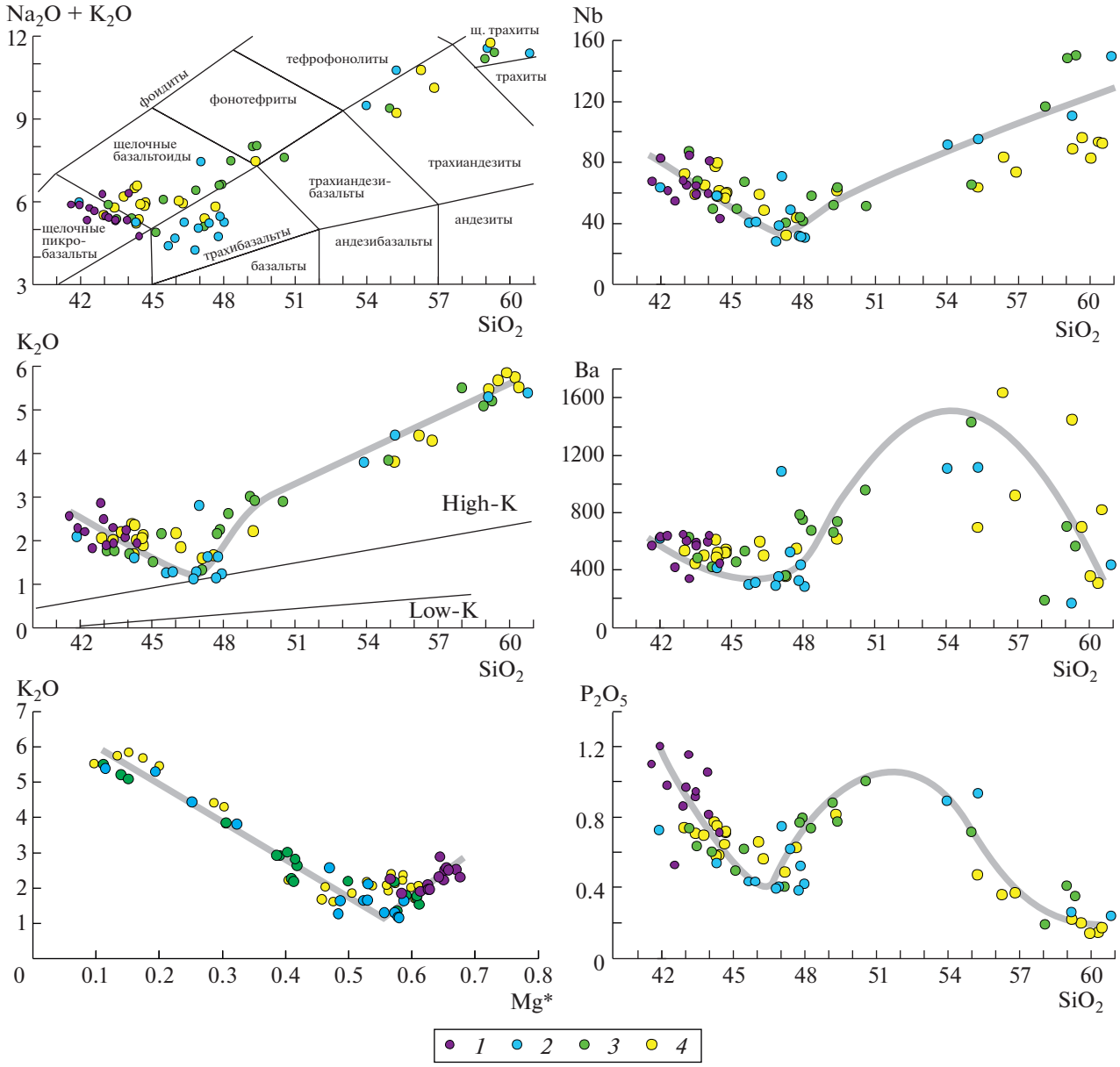

Рис. 1. Распределение петрогенных окислов и редких элементов относительно SiO_2 и Mg* в породах Удоканского вулканического плато. Породы этапов вулканизма: *1* – среднемиоценовый, *2* – позднемиоценовый, *3* – плиоценовый, *4* – плейстоценовый и голоценовый.

основным составом. Породы позднего миоцена наименее щелочные, в них широко представлены трахибазальты. Среди пород плиоцена и плейстоцена–голоцена преобладают щелочные базальты, фонотефриты и щелочные трахиты (рис. 1).

В породах всех возрастных групп с ростом SiO_2 уменьшаются содержания TiO_2, $FeO^*_{(общ)}$, MgO, CaO и совместимых элементов – Cr, Ni, Co (рис. 1), что типично для дифференцированных серий. Поведение высоконесовместимых элементов (Nb, Ba, K, P, а также Th, Rb, La, U и др.) противоречиво – в интервале значений SiO_2 (41–46 мас. %) их содержания постепенно уменьшаются (рис. 1). Однако с дальнейшим ростом SiO_2 (47–61 мас. %) происходит их накопление, что типично для процессов кристаллизационной дифференциации. Процессы фракционирования иллюстрируются поведением P_2O_5 и Ba (рис. 1), которые в интервале 47–53 мас. % SiO_2 накапливаются как несовместимые элементы, а затем убывают в связи с кристаллизацией апатита в трахибазальтах и щелочного полевого шпата в трахиандезитах.

Особое поведение несовместимых элементов в щелочных пикробазальтах (SiO_2 41–46 мас. %)

Таблица 1. Состав представительных проб Удоканского вулканического плато

Проба	34-83	УДК-82-83	УДК-05-20	УДК-05-16	УДК-05-29	УДК-05-18	УДК-05-1	УДК-05/6	УДК-05-5	80-15	27-84
Возраст	0.08	0.125	2.39	4.4	2.02	4.1	9.35	9.95	9.35	14	15
SiO_2	59.57	47.65	45.47	43.16	58.05	59.34	48.01	42.17	59.18	40.44	44.00
TiO_2	0.60	2.33	2.60	2.54	0.40	0.44	2.36	5.05	0.38	2.93	2.80
Al_2O_3	18.65	17.24	14.82	13.97	17.80	18.00	16.02	14.23	17.88	11.19	14.39
FeO*	5.76	12.32	12.96	13.51	8.29	7.76	12.73	15.90	7.69	13.35	13.41
MnO	0.15	0.19	0.16	0.20	0.21	0.19	0.15	0.16	0.23	0.17	0.18
MgO	0.61	5.23	8.73	9.83	0.52	0.63	6.00	7.09	0.93	13.67	8.81
CaO	2.13	8.57	8.53	10.15	2.34	1.86	9.03	8.46	1.87	11.10	9.28
Na_2O	6.63	4.16	3.90	4.10	6.68	6.20	3.99	3.67	6.25	3.52	4.04
K_2O	5.69	1.69	2.19	1.80	5.52	5.22	1.28	2.58	5.31	2.53	2.27
P_2O_5	0.20	0.63	0.63	0.74	0.20	0.36	0.43	0.69	0.27	1.10	0.82
Cr	5	107	126	190	5	2	77	44	2	267	228
Co	3	34	54	45	1	2	45	49	1	50	49
Ni	2	55	161	138	1	2	64	84	2	267	129
Rb	77	27	39	74	90	98	18	59	75	31	52
Sr	146	681	751	841	27	115	540	805	40	1043	1015
Y	27	24	18	23	38	24	22	24	31	20	25
Zr	468	209	232	203	648	638	156	239	485	211	275
Nb	96.3	44.2	67.2	87.9	117.3	150.6	31.0	66.7	111.2	83.4	81.0
Ba	702	551	535	630	187	569	286	545	165	632	643
La	52.7	32.2	36.5	52.9	73.0	61.3	16.9	32.3	55.4	48.1	51.3
Ce	98.9	58.0	82.9	103.0	152.7	128.1	38.1	72.1	123.7	96.6	106.1
Pr	10.6	8.0	8.4	10.9	16.5	11.8	4.4	8.6	11.5	11.8	11.2
Nd	36.3	33.6	33.9	41.0	59.8	40.7	19.7	37.6	40.7	47.3	42.8
Sm	6.4	6.2	5.7	7.0	11.3	6.2	4.1	7.1	6.2	9.2	9.0
Eu	1.68	2.03	2.06	2.49	1.78	1.49	1.56	2.54	1.26	2.70	2.66
Gd	5.8	6.2	5.6	6.1	9.6	5.2	4.3	6.1	5.7	7.4	7.6
Tb	1.01	0.92	0.79	0.92	1.44	0.84	0.77	1.01	1.09	1.01	1.12
Dy	5.3	4.6	3.7	4.2	7.7	4.2	3.8	4.9	5.2	4.7	5.2
Ho	0.96	0.95	0.73	0.92	1.50	0.90	0.68	0.78	1.02	0.81	1.02
Er	3.27	2.39	1.59	2.26	3.80	2.44	1.61	1.79	2.63	1.79	2.32
Tm	0.44	0.33	0.20	0.31	0.59	0.39	0.24	0.25	0.40	0.22	0.35
Yb	2.71	2.26	1.08	1.81	3.38	2.35	1.34	1.26	2.30	1.04	1.73
Lu	0.39	0.27	0.16	0.24	0.56	0.36	0.20	0.14	0.30	0.18	0.23
Hf	9.0	4.4	5.3	4.5	14.3	13.2	3.2	5.6	11.3	4.6	5.8
Ta	6.0	2.9	3.6	4.1	6.3	7.9	1.6	3.6	5.5	4.3	5.3
Pb	6.9	2.6	3.6	4.1	11.4	10.0	1.9	3.5	9.3	3.7	6.1
Th	8.4	3.3	3.9	6.0	7.6	9.0	2.1	4.2	6.4	4.9	4.7
U	2.5	0.9	1.4	1.7	1.9	2.5	0.6	1.2	1.3	1.5	1.4
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.51277	0.51283	0.51283	0.51284	0.51259	0.51263	0.51275	0.51287	0.51263	0.51280	0.51280
$\varepsilon_{Nd}(T)$	2.58	3.69	3.68	3.99	–0.92	–0.10	2.21	**4.53**	–0.11	**3.40**	**3.16**
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7039	0.7038	0.7038	0.7039	0.7062	0.7051	0.7042	0.7036	0.7064	0.7041	0.7039
$\varepsilon_{Sr}(T)$	–8.78	–10.06	–10.25	–8.43	23.80	8.79	–3.73	–12.60	26.30	–5.98	–8.25
$^{206}Pb/^{204}Pb$	17.96	17.89	18.08	18.40	18.22	18.12	17.99	18.44	18.11	18.01	17.96
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.49	15.47	15.48	15.49	15.54	15.50	15.47	38.40	15.50	37.90	15.49
$^{208}Pb/^{204}Pb$	38.02	37.82	38.08	38.32	38.38	38.24	38.06	15.52	38.25	15.48	37.98

Примечание: Многоэлементный анализ пород выполнен на масс-спектрометре PlasmaQuad 3 “VG Elemental” в ИАП РАН, изотопный состав пород выполнен в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI.

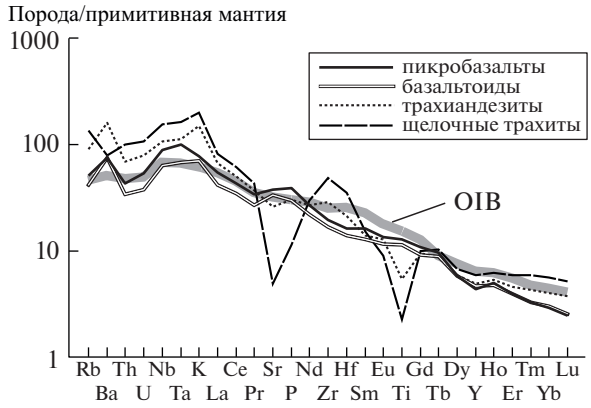

Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в средних составах главных типов пород Удоканского вулканического плато. OIB по [6].

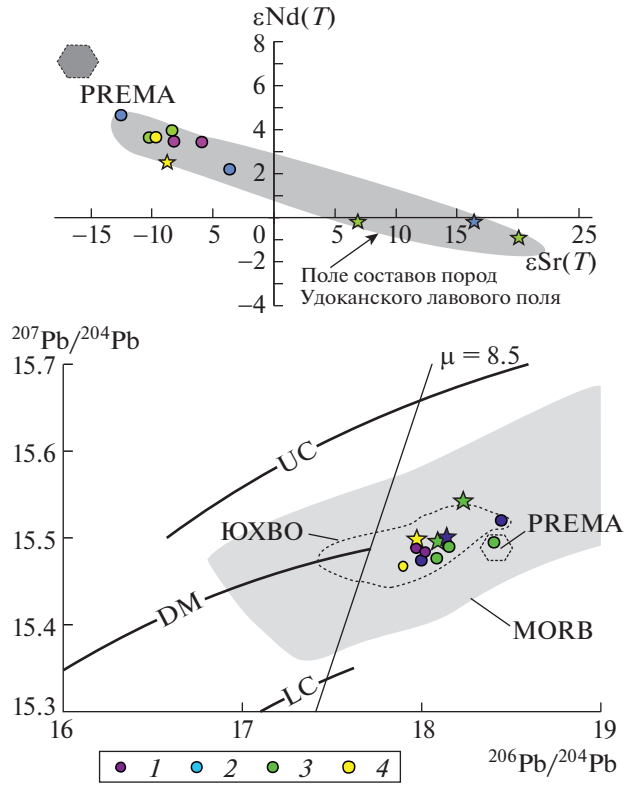

Рис.3. Изотопный состав пород Удоканского вулканического плато в координатах $\varepsilon_{Sr}(T)$–$\varepsilon_{Nd}(T)$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$. Условные обозначения: цвет значка отвечает возрастной группе рис. 1, звездочками выделены трахиты, кружками – базальтоиды. PREMA – умеренно-деплетированная мантия [7], модельные тренды эволюции изотопного состава Pb: DM – деплетированной мантии [7], UC, LC – верхней и нижней коры [8], светло-серое поле – область составов базальтов океанических хребтов (MORB) [9]. Контуром выделено поле составов позднекайнозойских пород Южно-Байкальской вулканической области [10].

связывается с низкими степенями плавления, способствующими обогащению выплавок такими элементами. На это, в частности, указывает прямая корреляция между магнезиальностью и содержанием K_2O в пикробазальтах (рис. 1).

Геохимические характеристики щелочных базальтов и трахибазальтов (далее базальтоиды) напоминают базальты OIB-типа (рис. 2). Отличия связаны с более фракционированным распределением в них РЗЭ, а также с повышенными содержаниями K, Ba, Sr и P. По сравнению с щелочными пикробазальтами они обеднены по всему спектру элементов, что свидетельствует о более высоких степенях их выплавления. Составы трахиандезитов и щелочных трахитов отвечают продуктам дифференциации исходного базальтового расплава и по сравнению с базальтоидами последовательно обогащены большинством редких элементов.

Изотопный состав пород Удоканского вулканического плато приведен в табл. 1. На диаграмме ε_{Sr}–ε_{Nd} (рис. 4) составы основных пород группируются в области составов умеренно обогащенной мантии. От них отличаются некоторые трахиты, обогащенные ^{87}Sr и обедненные ^{143}Nd.

Изотопный состав свинца в породах (рис. 3) определяется позицией между составами современной деплетированной мантии (пересечение с геохроной) и PREMA. При этом составы трахитов и основных пород не различаются.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о вулканических ассоциациях Удоканского вулканического плато как о дифференцированной серии пород, сформировавшейся при фракционировании базитовых магм. Изотопный состав пород свидетельствует, что их источником служила умеренно обогащенная мантия. Ее появление в основании вулканического плато связывается с одним из мантийных плюмов, питавших магматизм позднекайнозойской вулканической провинции Востока Азии [1].

Отклонение изотопного состава Sr и Nd в трахитах миоцена и плиоцена от состава основных пород указывает на участие в их образовании дополнительного источника. Ранее [4, 5] было показано, что подобные изменения состава могли быть вызваны коровой контаминацией. Оценки изотопного состава пород фундамента ($^{87}Sr/^{86}Sr$ > > 0.720, ε_{Nd} <–15) позволяют определить вклад корового компонента <2–4% [5]. А с учетом того, что участие коры не зафиксировано в характеристиках свинцовой изотопной системы, этот вклад был еще меньше. Нарушения изотопного состава трахитов, вероятно, были свойственны порциям

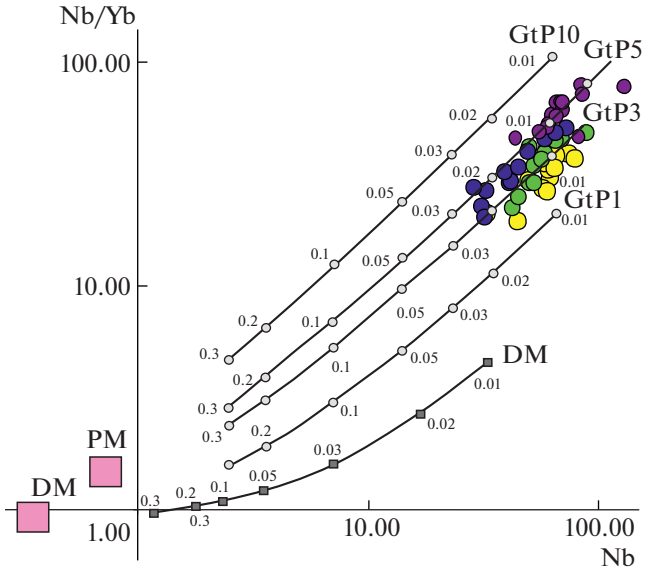

Рис. 4. Положение составов пород Удоканской вулканического плато на диаграмме Nb–Nb/Yb с кривыми плавления для гранатового перидотита по [11]. Условные обозначения на рис. 1 и 3 Мантийные источники: DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия

расплавов, которые ассимилировали коровые ксенолиты, захваченные при извержениях. На важную роль контаминации именно на этом этапе эволюции расплавов, указывает обратная корреляция между величинами εSr и Sr в трахитах (табл. 1). Очевидно, что для образования трахитов контаминация не являлась обязательной, о чем свидетельствует состав трахита плейстоцена, тождественный базальтоидам области.

Остается вопрос, что же обусловило специфику магматизма Удоканского вулканического плато, определяемую щелочным характером магм и их глубокой дифференциацией?

Согласно результатам геохимического моделирования, опиравшегося на поведение несовместимых элементов в процессах плавления (рис. 4), магмы лавового плато формировались при плавлении перидотита в условиях стабильности граната от 1 до 5%. Уровни магмообразования во времени перемещались кверху, что нашло отражение в изменениях содержания реститового граната в источниках разновозрастных магм (рис. 4). При этом степени плавления оставались низкими и не превышали 3%. Это способствовало появлению пикробазальтов, а также обогащению расплавов несовместимыми элементами, в том числе калием, что и определило калиевую щелочную специфику магматизма плато в целом. Дифференциация расплавов происходила в периферических камерах на более высоких уровнях коры в области стабильности плагиоклаза, на что указывает резкий Sr-минимум и слабый Eu-минимум в спектрограммах трахитов. На это также указывают данные по изотопному составу кислорода в породах плато [5]. Для них характерен дефицит тяжелого изотопа (преобладающий диапазон $\delta^{18}O$ = = 4.8–5.2). Отклонения от мантийных значений ($\delta^{18}O$ ~ 5.7) в этих породах, по мнению [5], связаны с воздействием метеорных вод на расплавы, что возможно только в условиях верхней коры. В таких магматических камерах расплавы могли взаимодействовать с фильтрующимися внутрикоровыми водами. Кроме того, в них протекала глубокая дифференциация магм вплоть до щелочнотрахитовых расплавов. Ей способствовали не только высокая щелочность расплавов, но и их высокая флюидонасыщенность, проявившаяся в высокой эксплозивной активности вулканизма [3–5].

Таким образом, специфику магматизма Удоканского плато мы связываем с малыми степенями плавления умеренно обогащенного мантийного источника, которые обеспечили обогащение исходных магм щелочами и другими несовместимыми элементами, а также с формированием периферических магматических камер, в которых магмы испытали глубокую дифференциацию.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в ИГЕМ РАН в рамках темы № 0136–2019–0012 при финансовой поддержке грантов РФФИ 18–55–91004 и 20–05–00401.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др.* // Петрология. 2011. Т. 11. № 4. С. 341–362
2. *Ступак Ф.М.* Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука, 1987. 169 с.
3. *Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А.* // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 46–58.
4. *Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др.* // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 115–136.
5. *Покровский Б.Г.* // Геохимия. 1991. № 7. С. 995–1003.
6. *Sun S.-S., McDonough W.F.* // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
7. *Zindler A., Hart S.* // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
8. *Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M.* // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. P. 1–33.
9. *Hofmann A.W.* // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
10. *Yarmolyuk V. V., Kudryashova E. A., Kozlovsky A.M., et al.* // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V.111. P. 604–623.
11. *Yang G., Li Y., Safonova I., et al.* // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 823–844.

SOURCES OF MAGMAS AND CONDITIONS OF THE ROCK FORMATION OF THE LATE CENOZOIC UDOKAN VOLCANIC PLATEAU

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk[a,#], V. M. Savatenkov[b], F. M. Stupak[a], and E. A. Kudryashova[b]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: yarm@igem.ru*

The Udokan volcanic plateau differs from other volcanic regions of the Late Cenozoic volcanic province of East Asia in the general high alkalinity of volcanic rocks, their potassium specialization and rock composition, varying from melaleucytitis and melanephelinites to alkaline trachytes. The article presents the results of geochemical and isotopic studies, on the basis of which it is shown that the initial melts were formed under conditions of garnet stability at low degrees of melting. This ensured their enrichment with alkalis and other incompatible elements. The peripheral magma chambers in which magmas differentiated up to alkaline trachytes participated in the system of supply channels of the lava plateau. Contamination processes did not play a significant role in magmatism. The Udokan volcanic plateau is distinguished from other volcanic regions of the Late Cenozoic volcanic province of East Asia by the high alkalinity of the rocks, their potassium specialization, and the composition of the rocks, varying from melaleucytites and melanephelinites to alkaline trachytes. The presence of alkaline-salic rocks in volcanic associations makes it unique to the province. The article considers the reasons that determined the uniqueness of the magmatism of the Udokan Plateau. It is based on the results of geochemical and isotopic studies. The moderate enriched mantle of the mantle plume was shown to be the source of magmas. The initial melts were formed under conditions of garnet stability at low degrees of melting. This contributed to their enrichment with alkalis and other incompatible elements, especially ultrabasic rocks. It was established that the distribution of rare elements in the rocks of volcanic associations was controlled by fractionation processes. Deep differentiation of magmas up to alkaline trachytes proceeded in peripheral magmatic chambers. Here, magmas interacted with intracrustal waters, which led to a change in their oxygen isotopic composition. It was shown that contamination did not play a decisive role in the formation of lava plateau rocks.

Keywords: Late Cenozoic volcanic province, Udokan lava plateau, volcanism, isotopic and geochemical sources of magmatism, mantle melting, crystallization differentiation