

УДК: 552.322 (470.5)

## ЛАМПРОИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ, ВОЗРАСТА, ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

© 2017 г. С. В. Прибавкин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
620016, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15  
E-mail: pribavkin@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 12.03.2016 г.

Принята к печати 06.06.2016 г.

Изучен минеральный и химический состав дайковых и диатремовых тел лампроитов калымбаевского комплекса среднего триаса, развитых в Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах Южного Урала. Установлено наличие вкрапленников оливина, флогопита, диопсида, погруженных в апостекловатый базис с микролитами флогопита, клинопироксена, санидина. Отмечено наличие глобулярных структур, состоящих из лейст санидина и интерстициального стекла. Впервые показано присутствие в породах микролитов глиноземистого диопсид-авгита и щелочных пироксенов серии эгирин-авгит не характерных для пород лампроитового семейства. В составе апатитов установлены примеси серы (0.6–1.25 мас. %  $\text{SO}_3$ ), указывающие на ее высокие концентрации в лампроитовых расплавах и их окисленность. Впервые приведены прецизионные геохимические данные микроэлементного и изотопного (Sr, Nd) состава пород. Установлено, что южноуральские породы обладают переходным между лампроитами и калиевыми щелочными базальтами составом, их источником служила обогащенная мантия с величиной  $\epsilon\text{Nd}_i = 0.7\text{--}3.9$ . Показана неопределенность геохронологических данных, согласно которым лампроитовый магматизм мог быть инициирован 197–240 или 300–310 млн лет назад.

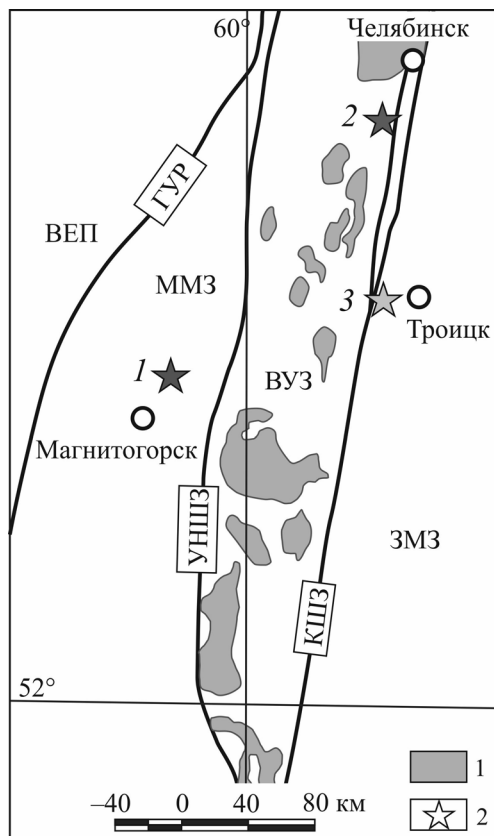
Ключевые слова: лампроит, глобулы, эгирин-авгит, эгирин, апатит, стекло, геохимия, изотопы стронция и неодима.

### ВВЕДЕНИЕ

На восточном склоне Южного Урала известно несколько участков развития лампроитового магматизма, объединяемые на Государственной карте N-41-Челябинск масштаба 1 : 1 000 000 [17] в калымбаевский гипабиссальный лампрофир-лампроитовый комплекс ( $\chi\text{T}_2\text{k}$ ). Первый участок расположен в восточной части Магнитогорской мегазоны (рис. 1) на площади Магнитогорского и Александринского рудного района (несколько десятков километров к северо-востоку от Магнитогорска), где лампроиты формируют единую петрогенетическую серию с лампрофирами (мончикитами, камптонитами, минеттами и керсантитами). Здесь лампроиты детально описаны в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас [9, 21]. Образцы лампроитов, рассматриваемые в данной работе, также отобраны из этого карьера (координаты отбора образцов по состоянию на 2003 г.: N 53°31.362', E 059°15.215'). Второй участок расположен в Восточно-Уральской мегазоне, в западном борту Карталинского сбросо-надвига, у пос. Первомайский, в 40 км южнее г. Челябинска. Здесь установлен ряд магнитных аномалий трубчатого типа и закартировано несколько диа-

трем и даек лампроитов, секущих девонские карбонатные отложения, вскрытые Шеинским известковым карьером [8, 20]. Координаты отбора образцов лампроитов: N 54°50.996', E 061°12.562'. Третий участок также приурочен к Карталинскому сбросо-надвику, но к его восточному борту. На этом участке лампроиты выявлены в скальных обнажениях по р. Уй, у пос. Скалистого, в 25 км западнее г. Троицка. Они представлены несколькими дайками, секущими адамеллиты Нижне-Санарского массива [15]. Координаты отбора образцов: N 54°05.710', E 061°09.668'.

Располагаясь в разных структурных зонах Уральского складчатого пояса, эти породы характеризуются близкими возрастом, минеральным и химическим составом [16, 17]. Однако степень изученности упомянутых объектов не равнозначна. Общим недостатком является отсутствие в печати прецизионных геохимических данных, необходимых исследователям для работы с этими объектами или в целях их привлечения в качестве сопоставительного материала. Показывая оригинальные авторские данные по возрасту, геохимии и минералогии лампроитов Южного Урала данная работа может существенно изменить представление о природе рассматриваемых пород.



**Рис. 1.** Схема расположения пород калымбаевского лампроитового комплекса на Южном Урале [22].

1 – Крупнейшие плутоны раннекаменноугольного и раннепермского возраста, 2 – лампроиты (номера на схеме): 1 – Малый Куйбас, 2 – Шеино, 3 – Нижне-Санарский. Буквами на рисунке обозначены: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ГУР – Главный Уральский разлом, ММЗ – Магнитогорская мегазона, УНШЗ – Уйско-Новооренбургская шовная зона, ВУЗ – Восточно-Уральская мегазона, КПШЗ – Карталинская шовная зона, ЗМЗ – Зауральская мегазона.

**Fig. 1.** Position of Kalymbaevo lamproites magmatic complexes in the Southern Urals [22].

1 – the biggest intrusions of the Early Carboniferous and Early Permian age, 2 – lamproites (numbers at asterisks): 1 – Malyy Kuibasy quarry, 2 – Sheino quarry, 3 – Nizhne-Sanarsky massif. Letters in the scheme: ВЕП – East European platform, ГУР – Main Uralian fault, ММЗ – Magnitogorsk megazone, УНШЗ – Uj-Novooorenburg shear zone, ВУЗ – East Uralian zone, КПШЗ – Kartaly shear zone, ЗМЗ – Transuralian zone.

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Лампроиты образуют маломощные, от первых сантиметров до 3–5 м, тела и трубки взрыва до 40 м в диаметре, секущие вулканогенные, осадочные и интрузивные образования с возрастом древнее 330 млн лет. Геохронологические Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar данные по лампроитам калымбаевского ком-

плекса представлены в работах [4, 7, 8, 10, 16] и могут быть разделены на две группы. К первой относятся Rb-Sr данные лампроитов из железорудного месторождения Малый Куйбас, соответствующие возрасту  $197 \pm 5$  млн лет и  $203 \pm 16$  млн лет [9], а также близкие Rb-Sr значения ( $198 \pm 4.5$  и  $221 \pm 31$  млн лет), приведенные в работе В.М. Горожанина [4]. В обеих работах растяжку и наклон по  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношению определяет флогопит, обычно подверженный хлоритизации или вермикулитизации. К этой же группе принадлежат K-Ar датировки пород из карьера Малый Куйбас варьирующие от 293 до 240 млн лет [7] и образцы пород из Шеинского карьера с изохронным K-Ar возрастом  $230 \pm 10$  млн лет. Основываясь на этой группе данных, возраст калымбаевского комплекса в соответствии с серийной легендой карт принят как среднетриасовый [17].

Вторая группа значений возраста получена Ar-Ar методом по неизмененным вкрапленникам флогопита [16]. Согласно им лампроиты калымбаевского комплекса сформировались в позднем карбоне (обр. пс-304 из карьера месторождения Малый Куйбас имеет возраст  $304.8 \pm 3.8$  млн лет; обр. пс-316 (Первомайская площадь, Шеинский карьер) –  $303.7 \pm 3.8$  млн лет; обр. пс-314 (пос. Скалистый, Нижне-Санарский массив) –  $308.4 \pm 3.8$  млн лет). Корректность приводимых датировок подтверждается наличием четкого плато (более 90% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ), отражающего гомогенное распределение и отсутствие потерь аргона в слюде. Близкий возраст  $308 \pm 15$  млн лет ранее получен Б.В. Беляцким Rb-Sr изохронным методом по лампрофитам калымбаевского комплекса из Магнитогорского и Александринского рудного района [11].

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Петрографический состав лампроитов рассмотренных участков однотипен. Преобладают порфировидные оливин-флогопитовые, оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые разновидности (рис. 2а, б). Суммарное количество вкрапленников не превышает 50% (табл. 1). Количество оливиновых вкрапленников варьирует от первых процентов до 25%. Как правило, они замещены тальком, карбонатом, боулингитом. Чрезвычайно редкие реликты имеют состав  $\text{Fe}_{0.9-1.8}$  [21]. Вкрапленники флогопита кристаллизовались совместно или позднее оливина; их количество не превышает 30%. Они характеризуются увеличением содержания титана к краям кристаллов от 1.0 до 2.5 мас. %  $\text{TiO}_2$  при постоянном или слабо меняющемся содержании алюминия в диапазоне от 11 до 14 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 2). Железистость вкрапленников составляет 0.09–0.20 и увеличивается с возрастанием количества титана. Редко встречаются резорбированные вкрапленники с содержанием  $\text{TiO}_2$  менее 1 мас. % и высоким –



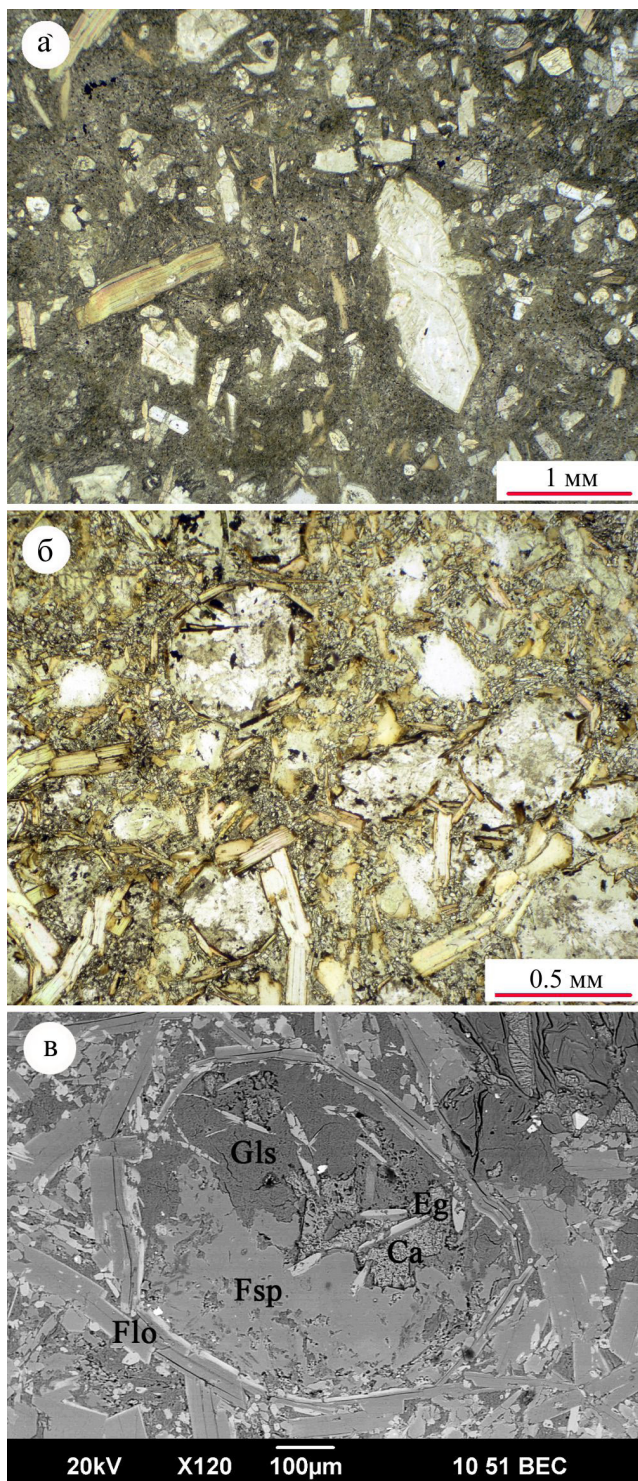


Рис. 2. Структуры пород.

а. Порфировидная структура оливин-диопсид-флогопитового лампроита (обр. пс-314) в проходящем свете. Крупные вкрапленники представлены оливинем и флогопитом, вкрапленники поменьше – клинопироксеном и флогопитом. б. Глобулярная структура оливин-флогопитового лампроита (обр. пс-306) в проходящем свете. Глобулы сложены лейстами санидина и девитрифицированным стеклом(?). в. Глобула в обратно рассеянных электронах (обр. пс-306). В строении глобулы

участвуют санидин (*Fsp*), стекло (*Gls*), кальцит (*Ca*), эгирин (*Eg*), флогопит (*Flo*).

Fig. 2. Structure of rocks.

а. Porphyritic structure of olivine-diopside-phlogopite lamproite (smp. ps-314) in plane polarized light. Large phenocrysts are represented by olivine and phlogopite, smaller ones are represented by clinopyroxene and flogopite. б. Globular structure of olivine-phlogopite lamproite (smp. ps-306) in plane polarized light. Globules are composed of sanidine leists and devitrified glass(?). в. Globule in back scattered electrons (smp. ps-306). Sanidine (*Fsp*), glass (*Gls*), Calcite (*Ca*), aegirine (*Eg*), phlogopite (*Flo*) are present in the globule composition.

Таблица 1. Модальный состав лампроитов (об. %)

Table 1. Modal composition of lamproites (vol.%)

Проба	303	304	306	312	313	314	315	316	317
<i>Ol</i> *	<1	20	4	10	<1	18	25	20	20
<i>Flo</i> *	15	25	15	5	5	7	5	25	20
<i>Cpx</i> *	–	1.5	–	–	5	5	4	2	1
<i>Flo</i> **	8	15	7	15	20	20	18	15	18
<i>Cpx</i> **	15	10	13	15	20	15	13	10	15
<i>Fsp</i> **	10	25	8	55	42	35	35	28	21
Globules	22	–	24	<1	5	–	–	–	5
Glass***	30	3.5	29	–	3	–	–	–	–

\*Вкрапленник. \*\*Микролит. \*\*\*Вторичные минералы, замещающие стекло.

\*Phenocrysts. \*\*Microlites. \*\*\* The secondary minerals replacing glass.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ , порядка 16–17 мас. % (см. ан. 9 в табл. 2). Аналогичные флогопиты встречены Т.Н. Суриным [21], по мнению которого, могут представлять собой мантийные ксенокристы(?). Клинопироксен вкрапленников (менее 10%) представлен низкоглиноземистым хромсодержащим диопсидом и диопсид-авгитом (см. табл. 2). От центра к краям вкрапленников понижается содержание *Cr* и нарастает – *Al*, *Ti*, увеличивается железистость от 0.09 до 0.35. Наличие вкрапленников лейцита ранее предполагалось по присутствию в породах округлых обособлений, сложенных санидином и являющихся, по мнению [10, 21], псевдолейцитом. Такие обособления встречены в образцах оливин-флогопитового (обр. пс-306, 317) и пироксен-флогопитового лампроита (пс-313), в количествах 5–25 % (рис. 2б, в). Они окаймлены флогопитом либо не имеют резких ограничений, сложены растущими от одного края к другому, реже, из центра, лейстами или снопами калишпата, занимающими 30–95% объема обособления, интерстициальное пространство между которыми заполнено измененным железо-магнезиальным стеклом(?), кальцитом с редкими микролитами слюды, клинопироксена, зернами пирита (см. рис. 2в). По-видимому, такие образования

**Таблица 2.** Химический состав пироксена и слюды (мас. %)**Table 2.** Chemical composition of pyroxene and mica (wt %)

Образец	306	312	317	312	312	306	316	306	314	314	312	306	314
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	53.11	54.06	54.26	48.89	45.06	49.40	51.00	52.08	39.91	38.12	38.94	33.43	37.80
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.45	0.34	1.45	2.48	1.20	0.77	4.86	1.73	2.92	3.04	5.65	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	1.39	0.61	5.62	7.39	0.88	1.00	0.55	14.07	14.26	14.08	11.34	16.70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.56	0.33	—	—	—	—	—	0.65	0.86	0.02	0.42	0.34
FeO	5.86	3.41	4.05	10.14	13.15	21.64	23.40	24.74	4.06	5.64	14.76	32.16	4.41
MnO	—	0.11	—	0.17	0.33	1.16	0.42	0.71	0.03	0.12	0.09	0.72	0.06
MgO	15.51	16.27	17.56	11.40	9.09	4.27	3.93	—	22.81	20.55	17.25	5.70	22.30
CaO	24.19	23.15	23.17	22.83	22.45	19.04	9.52	0.99	0.02	0.60	0.06	—	0.05
Na <sub>2</sub> O	—	0.30	—	0.65	0.79	2.42	8.01	13.85	0.20	0.40	0.54	—	0.36
K <sub>2</sub> O	—	0.00	—	—	0.09	—	—	0.21	10.26	9.70	9.24	7.05	9.88
Сумма	100.17	99.70	100.20	101.15	100.83	100.01	98.05	98.40	93.74	93.17	98.02	97.76	92.80
Fe/(Fe + Mg)	0.17	0.10	0.11	0.33	0.44	0.74	0.77	1.00	0.09	0.13	0.32	0.76	0.10

Примечание. 1–3 – вкрапленники диопсида, 4–5 – микролиты диопсид-авгита, 6–7 – микролиты эгирин-авгита, 8 – включение эгирина в глобуле (эгирин дополнительно содержит 0.40 мас. % ZnO), 9 – вкрапленник флогопита (центр), 10 – вкрапленник флогопита (край), 11 – микролит магнезиобиотита, 12 – биотит, 13 – ксенокрист флогопита. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин. Прочерки – значения ниже предела обнаружения.

Note. 1–3 – diopside phenocrysts, 4–5 – diopside-augite microlites, 6–7 – aegirine-augite microlites, 8 – inclusion of aegirine in the globule (the aegirine contains in addition 0.40 wt % of ZnO), 9 – center of a phenocrysts of phlogopite, 10 – rim of phenocrysts of phlogopite, 11 – magnesiobiotite, 12 – biotite, 13 – phlogopite xenocrysts. Electron microprobe analyses were performed a Cameca SX-100 instrument at Institute of Geology and Geochemistry UB RAS. Dash – the values are below receptiveness.

представляют собой глобулы, формирование которых весьма характерно для пород лампрофирового семейства [47].

Базис лампроитов представлен остаточным девитрифицированным стеклом(?) серо-зеленого, бурого цвета, содержащим микролиты флогопита, клинопироксена, санидина. Микролиты пироксена имеют состав диопсид-авгита с железистостью 0.30–0.45. Они характеризуются повышенным по сравнению с вкрапленниками содержанием глинозема (от 2.0 до 7.5%), входящего преимущественно в позицию кремния (пироксен фассаитового типа) (см. табл. 2). Реже встречаются эгирин-авгит и эгирин (менее 1.5 об. %), образующие собственные микролиты или каймы на диопсид-авгите. Они содержат от 2 до 14 мас. % Na<sub>2</sub>O и обладают высокой железистостью (см. табл. 2, обр. пс-306, 316). Микролиты слюды имеют состав флогопита-магнезиобиотита с железистостью 0.21–0.43 и содержанием TiO<sub>2</sub> до 4 мас. %. В отдельных случаях встречается биотит с железистостью, достигающей 0.76, и содержанием TiO<sub>2</sub> – 5.6 мас. %. Лейсты санидина состава *Ort*<sub>70–98</sub> содержат менее 3.1 мас. % Na<sub>2</sub>O и 2 мас. % BaO (табл. 3). Девитрифицированное стекло имеет ультраосновной-основной состав 37–44 мас. % SiO<sub>2</sub>, характеризуется низкой железистостью (0.17–0.22), умеренным количеством глинозема (8–12 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), содержит свыше 10 мас. % H<sub>2</sub>O и низкие до следовых концентрации CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O (табл. 3). Оно является корунд- и гиперстен-нормативным: *An* – 7, *Cor* – 8.3, *Ol* – 19.5, *Hu* – 65.2 об. %. Данное стекло

является гидратированным, поскольку силикатные расплавы при 1 кбар содержат менее 4 мас. % H<sub>2</sub>O [31]. В связи с этим оно не полностью соответствует остаточному расплаву, а является результатом обмена компонентов между стеклом и водным флюидом. В минеральном выражении стекло сложено тонкочешуйчатым агрегатом слюдистого минерала, близкого по составу железосодержащему сапониту (минералу из группы монтмориллонита). Кроме того, постоянно присутствующие в базисе вторичный альбит и кальцит также могут являться составной частью преобразованного остаточного стекла.

Наблюдаемые в шлифах акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, титаномагнетитом, апатитом, титанитом, алланитом-(Ce). В тяжелых фракциях, по данным Т.Н. Сурина [21], также установлен гранат, циркон, ортопироксен, ильменит, недиагностированные титанаты, самородный свинец, золото. Вторичные изменения выражены в замещении вкрапленников и стекловатого базиса кальцитом, тальком, хлоритом, альбитом, появлении актинолита, эпидота, кварца, барита, гематита, пирита, халькопирита. Подробнее с петрографическим и минералогическим составом пород можно ознакомиться в работах [8, 15, 20, 21]. Здесь же остановимся на характеристике апатита – важного индикатора флюидного режима в магме. Этот минерал образует включения во вкрапленниках флогопита и широко развит в санидиновом или апостекловатом базисе. Его состав соответствует F-апатиту в котором фосфор изоморфно замещается серой и кремнием, а кальций – стронцием (табл. 4). Концентрации серы



**Таблица 3.** Химический состав санидина и девитрифицированного стекла**Table 3.** Chemical composition of sanidine and devitrified glass

Образец	317	317	313	313	306	306	306, 313, 317
Кол-во зерен	14	4	11	3	7	3	9
Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	64.76	64.88	63.30	64.03	63.46	62.91	41.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.76	19.55	20.40	20.00	18.10	19.42	10.5
FeO	0.21	0.32	0.33	0.49	1.40	0.79	11.2
MgO	—	—	—	—	—	—	24.5
CaO	—	—	0.15	—	—	—	1.02
BaO	1.14	0.52	1.36	0.85	1.14	1.20	—
Na <sub>2</sub> O	1.37	1.87	2.22	2.90	0.04	0.60	—
K <sub>2</sub> O	14.75	14.05	12.25	11.75	15.86	15.08	—
Сумма	102.01	101.19	100.00	100.00	100.00	100.00	88.8

Примечание. 1, 3, 5 – санидин базиса, 2, 4, 6 – санидин глобулей, 7 – средний состав апостекловатой массы. Анализ выполнен на электронном микроскопе JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80. Прочерки – значения ниже предела обнаружения.

Note. 1, 3, 5 – sanidine of the base, 2, 4, 6 – sanidine in the globule, 7 – composition of devitrified glass. Analyzes were performed with a JSM-6390LV with electron microscope equipped INCA Energy 450 X-Max 80 at Institute of Geology and Geochemistry UB RAS. Dash – the values are below receptiveness.

составляют 0.6–1.25 мас. % SO<sub>3</sub>, что достаточно высоко для апатитов большинства магматических пород. Заметим, что присутствие серы в лампроитовых магмах – не исключительное явление. Ее существенная роль доказана находками сульфидов или барита в расплавных включениях [27, 41].

Диатремовая фация представлена туфами и эруптивными брекчиями. Среди туфов выделяются литокластические, кристаллокластические и витрокластические разности. Все породы претерпели интенсивные изменения с образованием гематит-карбонат-мусковит-пирофиллит-хлоритовых метасоматитов [14, 26]. Обломки оливин-флогопитовых лампроитов сохраняют теневые порфиновые структуры, несмотря на полное замещение первичных минералов тонкочешуйчатым хлоритом (40–60%), мусковитом с примесью пирофиллита (10–15%), кальцитом (10–15%), кварцем (5–10%), гематитом (до 10%), альбитом (до 5%). Магматический цемент брекчий сложен афировыми или мелкопорфировыми оливин-пироксеновыми разностями с гиалопилотакситовой основной массой, замещенной тонкочешуйчатым агрегатом хлорита (20–50%), мусковита (15–40%), мельчайшими частичками окислов и гидроокислов железа (5–15%). Выделения оксидов железа (гематит, лепидокрокит) группируются в прерывистые полосы, подчеркивая флюиальность пород. Иногда такие породы карбонатизированы (обр. пс-320), что проявляется в развитии значительного количества метакристаллов доломита (до 80% от объема породы). Псамитовые литокластические и витрокластические туфы (обр. пс-319) сложены на 60–80% остроугольными обломками пород и минералов в связующей массе. В видовом составе распространены осколки кварца, вулканитов, известняков. Связую-

**Таблица 4.** Химический состав апатита**Table 4.** Chemical composition of apatite

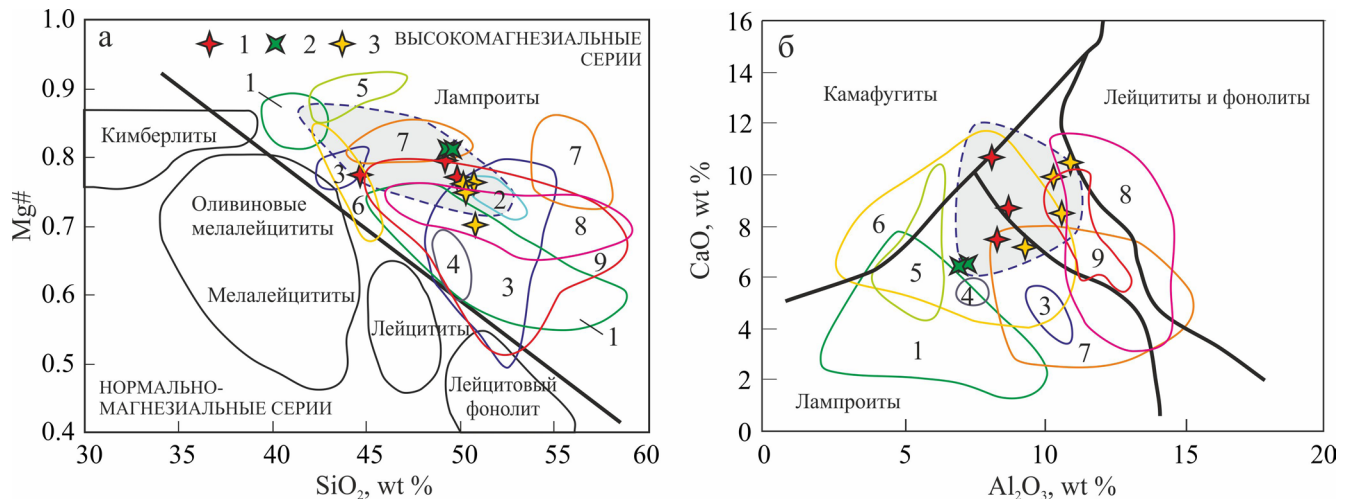
Образец	306	313	313	317
Кол-во зерен	3	4	2	3
Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	1.69	1.03	0.99	1.29
FeO	0.44	0.18	0.71	0.29
CaO	55.86	55.01	54.82	55.68
SrO	1.54	0.66	1.02	1.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39.50	39.83	39.68	40.54
SO <sub>3</sub>	0.97	0.87	1.24	0.90
F	3.33	3.77	4.01	2.78
Сумма –O = F	101.40	99.14	100.14	101.17

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 в ИГТ УрО РАН

Note. Analyzes were performed with a JSM-6390LV electron microscope with a INCA equipped Energy 450 X-Max 80 at Institute of Geology and Geochemistry UB RAS.

щая масса представлена тонкочешуйчатым агрегатом мусковита (15–25%), пирофиллита (50–70%) с примесью гематита (10–15%).

На основании соотношения кальциевости и магнезиальности клинопироксена установлено, что кристаллизация лампроитовых магм Южного Урала происходила при давлении от 4.5–2.0 кбар до 1 бар [21]. Формирование диатремовых фаций сопровождалось интенсивной гидротермальной переработкой изверженного материала при высокой кислотности флюида (pH ≈ 5–6) и активности калия, о чем свидетельствует развитие мусковит-кварц-пирофиллитовой ассоциации, устойчивой в температурном диапазоне 280–380°C [37].



**Рис. 3.** Классификационные диаграммы соотношений окислов в породах калиевых серий.

а.  $Mg\#$ – $SiO_2$  диаграмма для пород нормальной (лейцититы, лейцитовые фонолиты, кимберлиты) и высокомагнезиальной (лампроиты) серий. б.  $CaO$ – $Al_2O_3$  диаграмма для разделения пород камафугитовой, лейцититовой и лампроитовой серий. 1–3 – лампроиты Южного Урала: 1 – Малый Куйбас, 2 – Шеино, 3 – Нижне-Санарский. На диаграммы нанесены поля лампроитов и минетт: 1 – Западного Кимберли, Австралия [41]; 2 – Смоки Батт, США [41]; 3 – Лейцит Хиллс, США [41]; 4 – Гаусберг, Антарктида [41, 43]; 5 – Костамукши, Россия [12]; 6 – Алдана [3], Россия; 7 – Мурсия-Альмейра, Испания [49]; 8 – минетты Чуйского комплекса, Горный Алтай, Россия [2]; 9 – минетты вулканического поля Навайо, плато Колорадо, США [29]. Серое поле – область составов пород калымбаевского комплекса по данным [21].

**Fig. 3.** Classification charts of the oxide ratios in the potassium series rocks.

а.  $Mg\#$  versus  $SiO_2$  diagram for rocks of the normal (leucitites, leucite phonolites, kimberlites) and high (lamproites) magnesium series. б.  $CaO$  versus  $Al_2O_3$  diagram for rocks kamafugite, leucitite and lamproite series. 1–3 – Southern Urals lamproites: 1 – Malyy Kuibas, 2 – Sheino, 3 – Nizhne-Sanarsky. Field on the charts: 1 – lamproites West Kimberley area, Australia [41]; 2 – Smoky Butte, USA [41]; 3 – Leucite Hills, USA [41]; 4 – Gausberg, Antarctica [41, 43]; 5 – Kostamuksha, Russia [12]; 6 – Aldan, Russia [3]; 7 – Mursia-Almeria, Spain [49]; 8 – minettes Chuya complex, Altai [2]; 9 – minettes Navajo volcanic field, Colorado, USA [29]. The gray field – the area of compositions rock Kalymbaevsky Complex according to [21].

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

По химическому составу лампроиты Южного Урала отвечают основным умеренно-щелочным и щелочным магматитам, реже ультраосновным породам щелочного ряда (табл. 5). Их общей особенностью является принадлежность к калиевой серии  $K_2O/Na_2O = 1.85$ – $8.06$  с коэффициентом апатитности  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$  (мол. %) =  $0.76$ – $1.25$ . Кроме того, они обладают высокой магнезиальностью  $mg\# = 0.7$ – $0.81$ . На диаграммах  $Mg\#$ – $SiO_2$  и  $CaO$ – $Al_2O_3$  (рис. 3) их составы позиционируются наравне с другими лампроитами мира, отличаясь от кимберлитовой, камафугитовой и тефрит-лейцититовой серий. В то же время породы из Н. Санарского массива располагаются между лампроитами и калиевыми базальтоидами, совместно с лампрофитами (минеттами) плато Колорадо, Горного Алтая [1, 2]. Подробнее с составами пород Магнитогорского и Александринского рудного района и их петрохимическими характеристиками можно ознакомиться в работе [21].

На геохимических диаграммах  $Zr$ – $Ti$ – $Y$ ,  $Zr/Y$ – $Zr$ ,  $Th/Yb$ – $Ta/Yb$ ,  $Zr/Nb$ – $Y$ ,  $Th/Hf$ – $Ta$  [5], позволя-

ющих определять геодинамический режим формирования пород, лампроиты Южного Урала ложатся в поля внутриплитных щелочных базальтов. Однако пониженные концентрации  $Ti$ ,  $Nb$ ,  $Ta$  сближают их с шошонитами активных континентальных окраин. На подобие лампроитов шошонитовым сериям окраин континентов указывает и их позиция на диаграмме  $Th/Yb$ – $Ta/Yb$  Дж. Пирса [45, 46] (рис. 4а). На этой диаграмме они сопоставимы с другими лампроитами складчатых сооружений и резко контрастируют с лампроитами платформ, являясь результатом закономерного развития мантийно-корового магматизма Уральского складчатого пояса по данным Г.Б. Ферштатера [24]. Использование диаграммы  $100Nb/Zr$ – $100Th/Zr$  для разделения орогенных и анорогенных лампроитов [39] также указывает на связь со складчатым поясом (рис. 4б).

Обогащенность LREE, минимумы по  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $Nb$  и максимумы по  $K$ ,  $Ba$  на спайдер-диаграммах нормированных по примитивной мантии (рис. 5), отражают некоторые характерные черты пород, связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, и свидетельствуют о магомгенерации

**Таблица 5.** Состав петрогенных оксидов (мас. %), рассеянных (г/т) элементов и изотопных Rb-Sr, Sm-Nd отношений в лампроитах**Table 5.** The content of major (wt %), rare elements (ppm) and Rb-Sr, Sm-Nd isotope data from the lamproites

Проба	303	304	306	312	313	314	315	316	317	319	320
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	47.26	47.01	41.28	46.57	46.94	47.96	47.78	47.15	47.33	62.06	14.07
TiO <sub>2</sub>	1.17	1.13	1.11	1.10	1.16	1.22	1.20	0.79	0.71	0.74	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.28	7.93	7.43	9.61	10.15	10.21	9.05	7.05	6.79	23.71	9.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.99	4.08	4.61	3.76	3.21	4.48	4.10	3.19	2.63	6.06	3.26
FeO	3.50	3.70	4.80	3.50	4.20	3.50	4.20	4.80	5.40	1.05	2.40
MnO	0.12	0.12	0.14	0.11	0.10	0.13	0.13	0.13	0.13	0.01	0.16
MgO	13.34	16.07	16.94	11.88	9.14	12.35	14.04	18.36	18.53	0.21	13.15
CaO	8.37	7.18	9.94	9.22	9.67	8.16	6.98	6.08	6.12	0.19	20.69
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.50	0.40	1.00	1.60	1.40	1.60	1.50	1.00	0.30	0.15
K <sub>2</sub> O	6.73	6.47	4.70	5.60	5.37	5.33	4.49	6.00	6.32	1.62	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.47	1.43	1.21	0.86	1.05	1.03	0.90	0.55	0.52	0.11	0.32
п.п.п.	4.35	3.80	7.20	6.90	7.40	4.10	5.50	4.70	5.10	4.40	33.40
Сумма	99.14	99.43	99.76	100.12	100.00	99.87	99.97	100.30	100.59	100.45	100.17
K/Na	8.06	8.52	7.74	3.69	3.21	2.51	1.85	2.63	4.16	3.55	11.94
(K + Na)/Al	0.97	0.97	0.76	0.79	0.82	0.78	0.81	1.25	1.23	0.09	0.34
K/Al	0.86	0.87	0.67	0.62	0.56	0.56	0.53	0.91	0.99	0.07	0.31
Fe/(Fe + Mg)	0.23	0.20	0.23	0.24	0.30	0.25	0.24	0.19	0.19	0.95	0.18
B	41.94	37.88	19.47	69.65	42.47	81.94	85.07	36.83	41.92	219.70	92.09
P	10863.2	10820.6	5984.4	5608.8	6424.4	6235.0	6150.8	4585.0	4049.2	640.78	1584.70
Li	21.80	49.85	36.94	49.22	41.28	60.78	85.46	54.67	59.03	5.33	7.00
K	76932	73112	26924	63718	57586	60412	53464	58142	66520	23168	29186.00
Rb	163.88	173.37	89.85	131.16	144.65	144.67	137.06	195.69	225.85	22.51	27.40
Cs	2.35	2.93	1.74	2.17	3.34	4.30	4.34	10.62	13.81	1.57	1.43
Be	6.05	5.47	1.55	3.64	3.78	4.46	4.05	3.18	4.55	0.79	0.43
Sr	1836.4	1811.9	478.19	651.93	883.59	841.27	880.02	594.54	748.13	186.42	33.51
Ba	5960.7	5598.6	976.80	5010.6	2365.0	2883.5	2387.5	1628.0	1703.7	62.75	98.88
Sc	21.82	21.50	13.01	19.76	21.58	21.39	21.72	18.35	16.93	9.29	5.21
Ti	6123.9	5966.1	3321.0	5562.4	5933.2	6112.6	5954.5	3665.3	3368.8	4478.8	2893.2
V	176.97	190.92	73.93	152.43	164.81	164.05	159.12	120.80	118.47	121.20	37.76
Cr	770.00	930.00	890.00	560.00	660.00	550.00	630.00	1060.00	1000.00	260.00	250.00
Co	41.56	47.54	27.58	36.02	35.22	34.45	45.18	50.92	49.94	4.03	3.51
Ni	330.66	544.48	442.78	615.74	342.98	496.00	822.08	984.61	1161.1	17.23	62.13
Cu	129.42	122.13	64.39	101.33	123.74	102.07	108.38	114.67	134.58	12.73	18.97
Zn	337.49	76.27	53.53	86.58	86.83	81.73	90.57	275.85	71.69	13.82	19.40
Ga	11.46	12.37	6.13	13.21	14.49	15.13	14.06	10.27	10.55	24.30	8.35
Y	25.48	25.08	13.62	25.64	28.95	28.32	27.31	13.87	16.70	22.30	16.50
Nb	9.67	7.64	11.72	18.36	18.03	20.00	18.86	4.67	8.17	13.12	9.32
Ta	0.78	0.31	0.43	0.85	0.75	0.93	0.86	0.27	0.46	0.79	0.72
Zr	367.82	352.40	132.16	245.56	273.91	261.86	246.08	101.43	110.02	147.32	49.80
Hf	9.59	9.09	3.38	5.92	6.65	6.32	5.93	2.71	2.97	4.00	1.34
Mo	0.32	0.47	0.20	1.35	0.04	0.28	0.04	0.09	0.29	0.25	0.37
W	0.59	0.15	0.18	1.83	1.57	1.15	1.41	0.19	0.46	0.82	2.45
Re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tl	0.92	0.72	0.75	1.47	1.82	2.28	2.37	1.00	2.31	1.13	1.09
Pb	74.70	72.21	11.75	4.42	12.97	13.94	19.45	53.90	48.05	4.75	3.04
Bi	0.21	0.20	0.11	0.23	0.19	0.25	0.21	0.34	0.29	0.18	0.05
Th	9.33	8.62	6.29	15.18	17.06	16.12	15.34	5.79	6.43	10.01	2.18
La	49.96	46.01	42.16	54.96	68.91	63.17	65.67	26.94	27.50	44.97	8.05
Ce	109.39	101.14	90.98	121.20	146.26	135.12	136.44	59.22	60.29	83.11	17.57
Pr	13.52	12.72	11.32	14.85	17.91	16.41	16.60	7.54	7.64	9.48	2.41
Nd	56.48	53.41	45.50	61.31	72.42	67.90	67.85	32.56	32.72	35.45	10.19
Sm	10.75	9.98	7.93	11.74	13.63	12.77	12.92	6.55	6.59	6.03	2.14
Eu	3.43	3.18	1.93	3.07	3.35	3.30	3.20	1.71	1.72	1.59	0.56
Gd	8.27	7.68	5.35	8.93	10.68	9.71	9.51	4.66	4.82	4.82	1.82
Tb	1.04	0.98	0.60	1.10	1.23	1.20	1.18	0.58	0.61	0.72	0.30
Dy	5.07	4.82	2.66	5.16	5.71	5.61	5.45	2.71	3.09	3.81	1.91

Таблица 5. Окончание

Table 5. Ending

Проба	303	304	306	312	313	314	315	316	317	319	320
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ho	0.90	0.90	0.47	0.93	1.01	1.02	0.97	0.51	0.59	0.74	0.39
Er	1.99	2.02	1.04	2.06	2.29	2.28	2.16	1.21	1.47	1.78	1.10
Tm	0.26	0.25	0.13	0.27	0.29	0.29	0.28	0.16	0.20	0.25	0.16
Yb	1.54	1.48	0.77	1.61	1.72	1.71	1.67	1.00	1.18	1.52	0.91
Lu	0.23	0.21	0.11	0.24	0.25	0.25	0.25	0.15	0.17	0.22	0.14
Ag	0.57	0.38	0.10	0.39	0.39	0.36	0.33	0.16	0.17	0.16	0.13
Cd	0.24	0.29	0.22	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.14	0.05
In	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.01
Ge	0.11	0.10	0.07	0.10	0.11	0.12	0.13	0.06	0.06	0.09	0.04
As	5.09	7.53	11.14	4.10	2.49	3.31	2.71	2.87	3.24	15.95	4.66
Se	0.94	0.10	0.61	0.51	0.65	1.43	0.06	0.06	0.62	0.20	0.58
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	—	—	—	0.59215	—	0.49664	—	0.89299	—	—	—
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	—	—	—	0.70826	—	0.70753	—	0.70891	—	—	—
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	—	—	—	0.11722	—	0.11876	—	0.11315	—	—	—
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	—	—	—	0.51255	—	0.51255	—	0.51270	—	—	—

Примечание. 1–3 – дайки в карьере Малый Куйбас, 4–7 – дайки у пос. Скалистый, Нижне-Санарский массив, 8–10 – дайки, 11–12 – пирокластиты в Шеинском карьере, пос. Первомайский. Прочерк – не определялось.

Note. 1–3 – dikes in the quarry Maly Kuybas, 4–7 – dikes Nizhne-Sanarsky massif, 8–10 – dikes, 11–12 – pyroclastic rocks in the Sheino quarry. Dash – not determined.

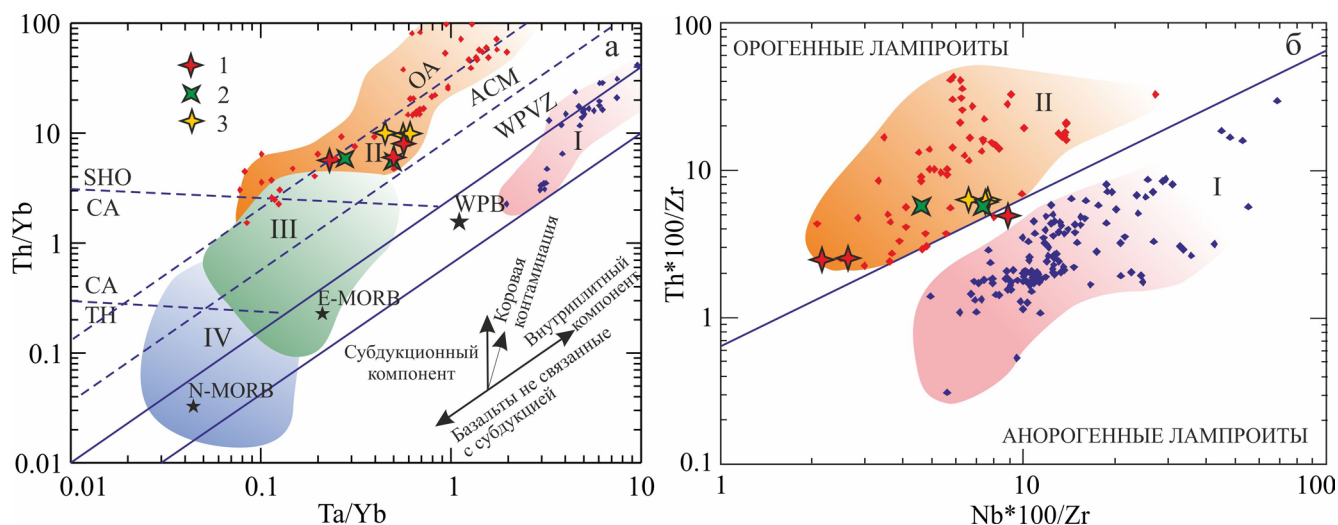


Рис. 4. Классификационные диаграммы соотношений редких элементов в базальтах и породах калиевых серий.

а. Th/Yb–Ta/Yb диаграмма [36, 45, 46], разделяющая базальты океанических дуг (OA), активных континентальных окраин (АСМ), внутриплитных вулканических зон (WPVZ), внутриплитных базальтов (WPB) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). б. 100Nb/Zr–100Th/Zr диаграмма, разделяющая лампроиты орогенных и анорогенных обстановок [39].

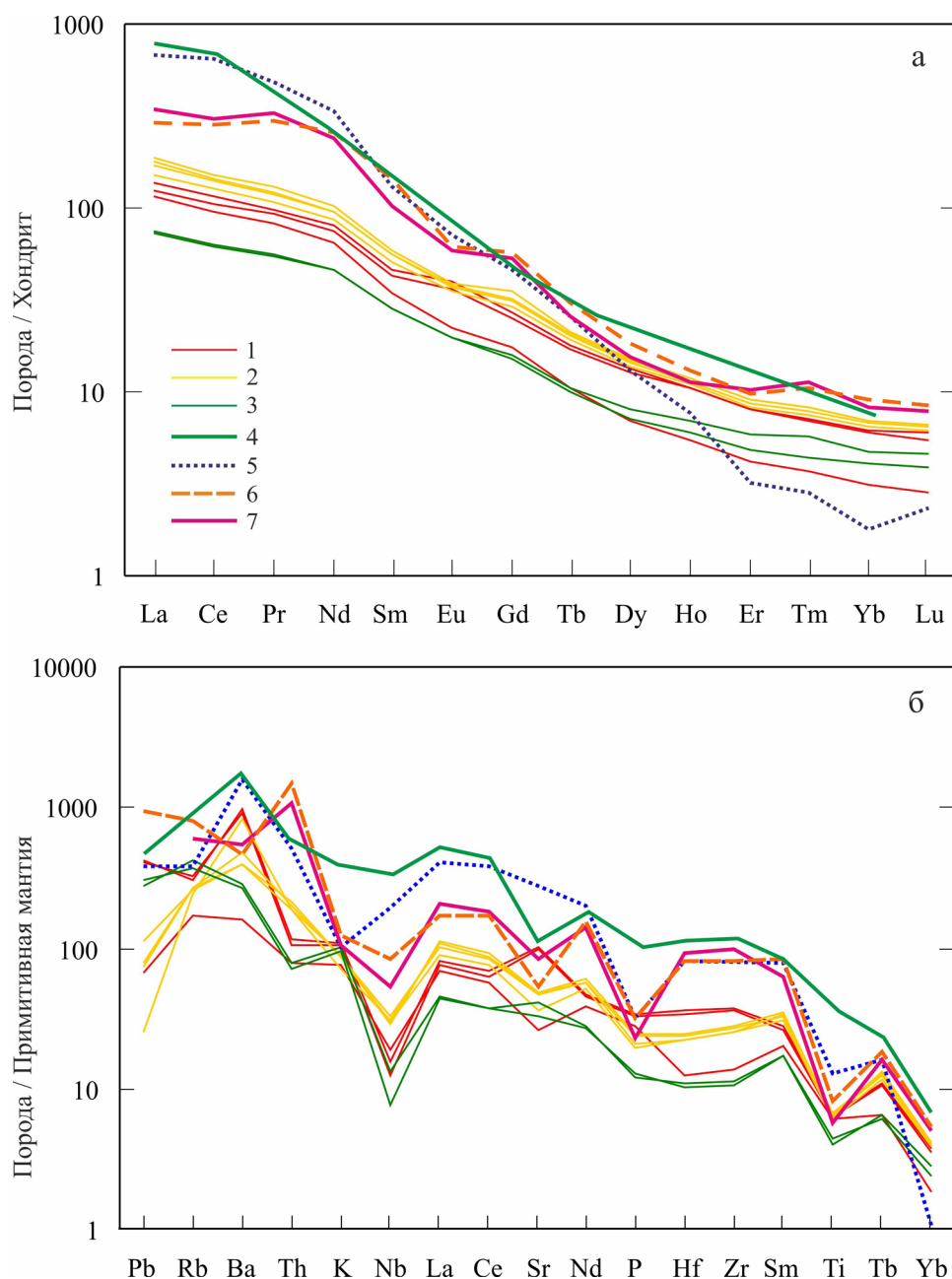
Поля на диаграммах: I – анорогенные лампроиты Западной Австралии, Северной Америки, Антарктиды, Индии, Костамукши по данным [1, 12, 41, 43], II – орогенные лампроиты, лампроитоподобные породы, минетты Испании, Италии, Корсики, Перу, Индонезии, Тайваня, Вьетнама, Тибета, Колорадо, Алдана, Горного Алтая по данным [1, 2, 32, 33, 35, 40, 41, 49]. Поля III и IV – уральские магматиты основного состава древнее и моложе 380 млн лет соответственно [6, 24]. 1–3 см. рис. 3.

Fig. 4. Classification charts of trace elements ratios in basalts and potassium series rocks.

а. Th/Yb–Ta/Yb discrimination diagram [36, 45, 46], separating basalts of oceanic arcs (OA), active continental margins (ACM), intraplate volcanic zone (WPVZ), intraplate basalts (WPB), and middle-ocean ridge basalts (MORB). б. 100Nb/Zr–100Th/Zr discrimination diagram for orogenic and anorogenic lamproites [39].

Fields on the charts: I – anorogenic lamproites Western Australia, North America, Antarctica, India, Kostamuksha according to [1, 12, 41, 43], II – orogenic lamproites, lamproit-like rocks, minettes Spain, Italy, Corsica, Peru, Indonesia, Taiwan, Vietnam, Tibet, Colorado plateau, Aldan, Gorny Altai according to [1, 2, 32, 33, 35, 40, 41, 49]. The fields III and IV – Urals magmatites of the basic composition older and younger than 380 Ma respectively [6, 24]. 1–3 – see fig. 3.





**Рис. 5.** Средние содержания редкоземельных (а) и редких (б) элементов в породах.

1 – Малый Куйбас (калымбаевский комплекс), 2 – Шеино, 3 – Нижнее-Санарский, 4 – Западный Кимберли, Австралия [41], 5 – Лейцит Хиллс, США [41], 6 – Мурсия-Альмейра, Испания [49], 7 – Чуйский комплекс, Россия [2].

**Fig. 5.** The average contents of rare-earth (a) and rare (b) elements in rocks.

1 – Malyi Kuibas (Kalymbaev complex), 2 – Sheino 3 – Nizhne-Sanarsky, 4 – West Kimberley area, Australia [41], 5 – Leucite Hills, USA [41], 6 – Mursia-Almeira, Spain [49], 7 – Chuya complex [2].

расплавов из метасоматизированной (флогопитизированной) мантии в присутствии существенно водного флюида, бедного  $\text{CO}_2$ . В этом отношении они подобны орогенным лампроитам провинции Мурсия-Альмейра в Испании и минеттам Чуйского комплекса Горного Алтая, отличаясь лишь более низким  $\text{La/Yb}$  отношением и содержаниями эле-

ментов. Отличия от анорогенных лампроитов Лейцит Хиллс и Западного Кимберли заключаются в отсутствии или слабом проявлении в этих породах отрицательных аномалий Nb, Zr, Ti.

Первичный изотопный состав лампроитов Малого Куйбаса (рис. 6) характеризуется величиной  $\varepsilon_{\text{Nd}_{240}} = +2.8$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{240} = 0.51247$ ) и  $\varepsilon_{\text{Sr}_{240}} = 24.5$

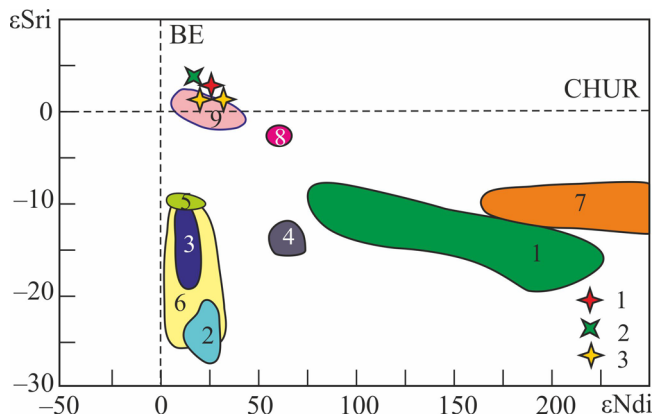


Рис. 6. Sr-Nd изотопный состав лампроитов и минетт по данным [2, 3, 12, 35, 41].

Условные обозначение и номера полей см. на рис. 3.

Fig. 6. Sr vs Nd for isotope composition of lamproites and minettes according to [2, 3, 12, 35, 41].

Legend and notation to fields, see Fig. 3.

( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{240} = 0.70594$ ) [13]. Близкие значения получены и для других лампроитов калымбаевского комплекса (см. табл. 5). Они свидетельствуют о формировании пород из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с DM резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической или островодужной коры (EM2), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (EM1).

Химический состав туфа (обр. пс-319) характеризуется высокими содержаниями глинозема, кремния и практически полным отсутствием магния по сравнению с исходными составами лампроитов дайковой фации. Данный процесс преобразования лампроитов можно охарактеризовать как кислотное выщелачивание, приводящее к выносу оснований ( $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ), в меньшей степени – щелочей, окислению железа при инертном поведении  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Следующий за выщелачиванием щелочной метасоматоз, напротив, характеризуется осаждением оснований, выраженным в доломитизации туфов (обр. пс-320). Предполагается, что метасоматизирующее воздействие мог оказывать сернистый флюид, накапливающийся в верхней части лампроитовой колонны и отделяющийся от расплавов при их эрупции и дегазации.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Несмотря на хорошую изученность пород комплекса, анализ авторского и литературного материала позволил по-иному взглянуть на состав и возраст лампроитов Южного Урала.

В ходе исследования было установлено наличие в породах эгиринов-авгитов и эгиринов, прини-

маемых ранее за типоморфные для пород лампроитового семейства амфиболы повышенной щелочности (керсутит, рихтерит, арфведсонит) или пироксен состава омфацит-диопсид [10, 21]. Как известно, щелочные пироксены обычны для лейцититов и калиевых фonoлитов, но не характерны для пород лампроитового семейства, тем не менее иногда их присутствие отмечалось [32, 41, 42]. В данном случае образование эгирина можно рассматривать как результат поздней кристаллизации пироксена из богатого натрием остаточного расплава или его взаимодействия с диопсидом. Отметим и высокие содержания глинозема в микролитах диопсид-авгита, что также не характерно для лампроитов. Кроме того, не было встречено характерных для пород лампроитового семейства акцессориев: перовскита, K-Ba-титанатов (прайдерита, джеппейта) и K-(Zr,Ti)-силикатов (вадеита, делиита, щербаквитта); их место занято алланитом и редкоземельным титанитом.

Установлено широкое развитие глобулярных структур, ранее принимаемых за псевдолейцит. Их образование может быть вызвано силикатной несмесимостью, втягиванием остаточных жидкостей в газовые пузыри или иными причинами, требующими серьезного исследования. В пользу глобулей а не псевдолейцита говорят следующие факты: отсутствие срастаний калиевого полевого шпата с нефелином или иными Na фазами, которые могли бы замещать последний; отсутствие обычных для лейцита восьмигранных форм; наличие преобразованного стекла; отсутствие связи между количеством “псевдолейцита”, основностью и K/Na отношением в породах. Кроме того, полевые шпаты глобулей отличаются от полевых шпатов базиса несколько пониженным содержанием Na и повышенным – Ba (см. табл. 3). В составе глобулей встречаются титансодержащие эгирины и биотиты (см. табл. 2, ан. 8, 12, рис. 2в); титаниты, богатые РЭ ( $\text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$  – до 3.1,  $\text{ZrO}_2$  – до 1.4,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  – до 0.8 мас. %); отсутствует апатит(!). Эти обстоятельства указывают на кристаллизацию глобулей несколько позднее базиса пород. Отсутствие апатита в глобулах, возможно, указывает на их формирование в результате жидкостной несмесимости из существенно водного расплава при крайне низких концентрациях углекислоты, поскольку фосфор при низких давлениях преимущественно распределяется в карбонатную или силикатную, нежели водную жидкость [38]. Расслоение расплава могло происходить на разных стадиях его кристаллизации. На ранней стадии, при малом количестве кристаллических фаз, глобулы несмешиваемой жидкости облекались лейстами флогопита и, наоборот, при большой доли кристаллических фаз и высокой вязкости границы между глобулами и базисом становятся условными, без ясных признаков облекания.

Еще одним важным индикатором состояния расплава является содержание в равновесном с ним апатите S, F, Cl. В данном случае обогащенность апатита сульфатной серой, отсутствие капель или микровключений магматических сульфидов указывают не только на окисленность расплавов (переход серы в окисленное состояние осуществляется при летучести кислорода в магме выше значения буфера  $\text{NNO} + 1$  [34]), но и высокие концентрации в них серы. Так, по аналогии с расплавами базальтового состава концентрации серы в расплаве лампроитов могли составлять 400–2000 г/т, исходя из коэффициента распределения серы между апатитом и расплавом при температурах 1000–800°C от 2.5 до 10 [44]. Отсутствие хлора в апатите может предполагать ювенильный глубинный источник флюидов [25].

Отличия пород от типичных представителей лампроитового семейства в наборе и составе порообразующих и аксессуарных минералов отражаются и на их петрохимических характеристиках. В частности, ряд проб обладает повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , пониженными отношениями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}/\text{Al}$ , выходящими за рамки лампроитовой серии [41]. Особенно это характерно для пород из Нижне-Санарского массива, обладающих переходным между лампроитами и калиевыми щелочными базальтами составом. Также показательна изотопная Sr-Nd диаграмма, на которой изученные породы в отличие от большинства лампроитов мира формировались из слабо деплетированного источника, характеризуясь положительными значениями  $\text{Nd}_{240}$  в диапазоне от +0.7 до +3.9 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{240} = 0.51236\text{--}0.51252$ ). По этим признакам лампроиты калымбаевского комплекса подобны мафическим разностям минетт плато Колорадо или Чуйского комплекса Горного Алтая.

Принято считать, что дайки и трубки взрыва пород калымбаевского комплекса так же, как щелочно-ультраосновные и щелочные породы Кваркушского антиклинория и гряды Чернышева на Полярном и Северном Урале, формировались в раннем мезозое (240 млн лет) в связи с тектоно-магматической активизацией или влиянием Урало-Сибирского плюма [9, 18, 19, 23, 28]. Однако их появление было подготовлено длительной магматической и геодинамической активностью региона [21]. В сходных обстановках формируются лампрофиды и низкотитанистые лампроиты миаскитового типа и ассоциирующие с ними магматиты известково-щелочной и шононит-латитовой серий Средиземноморья [1, 30, 48]. С другой стороны, наличие альтернативных позднекаменноугольных датировок (300–310 млн лет), значительное содержание в источнике субдукционной компоненты, отсутствие специфических плюмовых меток не позволяют предложить единый сценарий, объясняющий инициирование данного магматизма.

Таким образом, типоморфными минералами лампроитов калымбаевского комплекса являются оливин, флогопит и клинопироксен, погруженные в апостекловатый или санидиновый базис. В то же время ранее описанные в породах лейцит, рихтерит, арфведсонит отсутствуют. Вместо них широко развиты глобулы, состоящие из санидина и преобразованного стекла, а также высокоглиноземистый клинопироксен, эгирин и эгирин-авгит – минералы, не характерные для пород лампроитового семейства. В химическом составе пород также имеются некоторые отличия от лампроитов, выраженные в повышенных содержаниях Ca и Al. Поэтому мы должны согласиться с мнением Т.Н. Сурина [21] и относить эти породы к лампроитоидным. Геохимические данные указывают на значительную роль субдукционных компонентов в источнике пород и его деплетированность, что делает актуальным проведение прецизионных геохронологических исследований, от которых во многом будет зависеть геодинамическая интерпретация лампроит-лампрофидового магматизма Южного Урала.

*Автор благодарит своих коллег Г.Б. Ферштатера, Н.С. Бородину, И.А. Готтман за обсуждение результатов и помощь в проведении исследований.*

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 15-05-00576-а, № 16-05-00508-а и программы УрО РАН № 15-18-5-24.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. (1991) Лампроиты. М.: Наука, 301 с.
2. Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань (2011) Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофидов Горного Алтая. *Геология и геофизика*, **52**(12), 2001–2021.
3. Владыкин Н.В. (1997) Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита. *Геология и геофизика*, **38**(1), 123–136.
4. Горожанин В.М. (1995) Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
5. Интерпретация геохимических данных (2001) (Под ред. Е.В. Складова). М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
6. Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54–70.
7. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов Б.А. (1993) Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса. *Ежегодник-1992*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 35–39.
8. Кузнецов Г.П., Кузнецов Н.С., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Лукьянова Л.И. (2001) Диатремы и дайки лампроитов на восточном склоне Южного Урала.



- Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: мат-лы Всерос. совеща.* Сыктывкар: Геопринт, 109-110.
9. Лукьянова Л.И., Марейчев А.М., Машак И.М., Кузнецов Г.П., Мосейчук В.М., Петров В.И., Шалагинов В.Э. (1992) Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале. *Докл. АН*, **324**(6), 1260-1264.
  10. Лукьянова Л.И., Деревянко И.В., Марейчев А.М., Дымникова Н.Г. (1993) О проявлении мезозойского ультракалиевого магматизма и перспективах алмазоносности района гряды Чернышева (Полярный Урал). *Докл. АН*, **330**(5), 617-619.
  11. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. (2000) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. Челябинск, 222 с.
  12. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. (1999) Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм Восточной части Балтийского щита. *Петрология*, **3**(4), 246-266.
  13. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. (2003) Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора-мантия. *Записки ВМО, СХХХII*(3), 16-38.
  14. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. (2004) Калиевые субщелочные магматиты из ниже-санарского массива (Южный Урал). *Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей (X Чтения памяти А.Н. Заварицкого): мат-лы науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 145-148.
  15. Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. (2006) Пироксилитсодержащие вулканокластические породы первомайской площади (Южный Урал). *Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Мат-лы Междунар. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 119-121.
  16. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. (2007) Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала. *Докл. АН*, **412**(5), 682-684.
  17. Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. и др. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41-Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 415 с.
  18. Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
  19. Рапопорт М.С., Баранников А.Г. (1997) Особенности магматизма и эндогенной металлогении мезозоя Урала. *Геология и минералогия мобильных поясов.* Екатеринбург: Уралгеолком, 197-209.
  20. Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. (2000) Геологическая позиция и особенности проявлений лампроитового магматизма на Челябинской площади. *Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы.* Мат-лы Второго Всерос. петрограф. совеща. Т. IV. Сыктывкар, 147-149.
  21. Сурин Т.Н. (1999) Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа: ИГ УфНИЦ РАН, 126 с.
  22. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. (2009) Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика. *Вест. МГУ. Сер. геол.* (2), 29-38.
  23. Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор) (2006). М.: Геокарт; ГЕОС, 180 с.
  24. Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
  25. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 394 с.
  26. Шаденков Е.М., Лукьянова Л.И. (2001) Вещественный состав пород диатремово-дайковой лампроитовой серии Южного Урала (Челябинская область, первомайская площадь). *Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона.* Сыктывкар: ГЕОПРИНТ, 104-106.
  27. Шарыгин В.В., Базарова Т.Ю. (1991) Особенности кристаллизации вайомингитов Лейцит Хиллс, США. *Геология и геофизика*, **32**(6), 61-68.
  28. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
  29. Alibert C., Michard A., Albarede F. (1986) Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2735-2750.
  30. Beccaluva L., Bianchini G., Wilson D.M., Wilson M. (2007) Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Geological Society of America*, 358 p.
  31. Baker D.R., Alletti M. (2012) Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models. *Earth-Science Reviews*, **114**, 298-324.
  32. Carlier G., Lorand J-P. (1997) First occurrence of diopside sanidine phlogopite lamproite in the Andean Cordillera: the Huacancha and Morojarja dikes, southern Peru. *Can. J. Earth Sci.*, **34**, 1118-1127.
  33. Chung S.-L., Wang K.-L., Crawford A.J., Kamenetsky V.S., Chen C.-H., Lan C.-Y., Chen C.-H. (2001) High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos*, **59**, 153-170.
  34. Clemente B., Scaillet B., Pichavant M. (2004) The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. *Journal of Petrology*, **45**(11), 2171-2196.
  35. Conticelli S., Guarnieri L., Farinelli A., Mattei M., Avanzinelli R., Bianchini G., Boari E., Tommasini S., Tiepolo M., Prelević D., Venturelli G. (2009) Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, **107**, 68-92.
  36. Gorton M.P., Schandl E.S. (2000) From continents to

- island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Mineral.*, **38**, 1065-1073.
37. Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W. (1980) Equilibria in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  and some general implication for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, **75**(2), 210-228.
  38. Keppler H. (1994) Partitioning of phosphorus between melt and fluid in the system haplogranite- $\text{H}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ . *Chemical Geology*, **117**(1-4), 345-353.
  39. Kullerød K., Zozulya D., Bergh S.G., Hansen H., Ravna E.J.K. (2011) Geochemistry and tectonic setting of a lamproite dyke in Kvaløya, North Norway. *Lithos*, **126**, 278-289.
  40. Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F. (1999) Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrology*, **40**(9), 1399-1424.
  41. Mitchell R.H., Bergman S.C. (1991) Petrology of Lamproites. Plenum Press, New York, 446 p.
  42. Mitchell R.H., Fareeduddin (2009) Mineralogy of peralkaline lamproites from the Raniganj Coalfield, India. *Mineralogical Magazine*, **73**(3), 457-477.
  43. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. (2002) Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archean subducted sediments. *J. Petrology*, **43**, 981-1001.
  44. Parat F., Holtz F. (2004) Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 201-212.
  45. Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites* (Ed. R.S. Thorpe). Wiley, New York, 525-548.
  46. Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry). Shiva, Nantwich, 230-249.
  47. Rock N.M.S. (1984) Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **74**(4), 193-227.
  48. Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., Vaughan A.P.M. (2011) Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone. *Tectonics*, **30**: TC4007.
  49. Turner S.P., Platt J.P., George R.M.M., Kelley S.P., Pearson D.G., Nowell G.M. (1999) Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran domain, SE Spain. *J. Petrology*, **40**(6), 1011-1036.

## Southern Urals lamproites: the problems of terminology, age, and geodynamic interpretation

S.V. Pribavkin

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

We have studied mineral and chemical composition of lamproites from Kalymbaevsky Complex the Middle Trias. These lamproites were developed in Magnitogorsk and Eastern-Urals megazones of the Southern Urals. We have established the presence of olivine, phlogopite, diopside phenocrysts. We have registered the presence of globular structures, consisting of sanidine and interstitial glass. We have also shown the presence in the base of rocks microlites of aluminous diopside-augite and alkaline pyroxenes of aegirin-augite series, which previously were taken for alkaline and sub-alkaline amphiboles. We have established high sulfur concentration in the apatite which, without magmatic sulfides in the rocks, witnesses for oxidation of lamproite magmas. For the first time precise geochemical data for microelemental and isotopic Sr, Nd composition of rocks are given. It was found that the South Urals rocks have a intermediate composition between lamproites and potassium alkaline basalts. Their source was the enriched mantle with the value  $\epsilon\text{Ndi} = +0.7\text{--}+3.9$ . We have shown uncertainty of geochronological data, according to which lamproite magmatism could be initiated 197-240 or 300-310 Ma.

Key words: *lamproite, globular structure, aegirine, apatite, glass, geochemistry.*

### REFERENCES

1. BogatIkov O.A., RjabchIkov I.D., Kononova V.A. (1991) *Lamprolity* [Lamprolites]. Moscow, Nauka Publ., 301 p. (In Russian)
2. Vasyukova E.A., Izokh A.E., Borisenko A.S., Pavlova G.G., Sukhorukov V.P., Chan Tuan An' (2011) Petrology and age boundaries Early Mesozoic lamprophyres Gornyy Altai]. *Geol. Geofiz.*, **52**(12). 2001-2021. (In Russian)
3. Vladykin N.V. (1997) Geochemistry and genesis of Aldan Shield lamproites]. *Geol. geofiz.*, **38**(1). 123-136. (In Russian)
4. Gorozhanin V.M. (1995) *Rubidij stroncievyy izotopnyy metod v reshenii problem geologii Juzhnogo Urala*. Avtoreferat dis. dokt. geol.-min. nauk [Rubidium strontium isotope method to solve geological problems of the Southern Urals. Absr. Dr. geol. and min.sci. diss]. Ekaterinburg. IGG UrO RAN, 23 p. (In Russian)
5. *Interpretatsiya geohimicheskikh dannyyh* [Interpretation

- of geochemical data]. (2001) (Ed. E.V. Skljarov). Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian)
6. Kosarev A.M. (2007) Subalkaline and alkaline volcanism of Early Emsian time in the Southern Urals: geochemistry and geodynamic reconstruction. *Litosfera*, (6), 54-70. (In Russian)
  7. Krasnobaev A.A., Kuznetsov G.P., Kaleganov B.A. (1993) [The composition and the age of Kuybas lamproites complex]. *Ezhegodnik-1992*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 35-39. (In Russian)
  8. Kuznetsov G.P., Kuznetsov N.S., Savel'ev V.P., Puzhakov B.A., Luk'janova L.I. (2001) Diatremes and dykes of lamproites on the eastern slope in the Southern Urals. *Almazy i almazonosnost' Timano-Ural'skogo regiona: materialy Vseros. soveshch.* [Diamonds and diamond-bearing in the Timan-Ural region: Materials of All-Russia. Conference]. Syktyvkar: Geoprint, 109-110. (In Russian)
  9. Luk'janova L.I., Derevjanko I.V., Mareichev A.M., Dymnikova N.G. (1993) On the manifestation ultrapotassic Mesozoic magmatism and prospects of diamond in district Ridge Chernyshev (Polar Urals)]. *Dokl. Akad. Nauk*, **330**(5), 617-619. (In Russian)
  10. Luk'janova L.I., Mareichev A.M., Mashchak I.M., Kuznetsov G.P., Mosejchuk V.M., Petrov V.I., Shalaginov V.Je. (1992) The first finds of lamproite magmatism in the Southern Urals]. *Dokl. Akad. Nauk*, **324**(6), 1260-1264. (In Russian)
  11. Mosejchuk V.M., Jarkova A.V., Mihailov I.G. et al. (2000) *Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federatsii masshtaba 1 : 200 000 Izdanie vtoroe. Serija Juzhno-Ural'skaja. List N-40-XXX. Ob'jasnitel'naja zapiska*. [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 Second Edition. A series of South Ural. Sheet N-40-XXX. Explanatory letter.] Cheljabinsk, 222 p. (In Russian)
  12. Nikitina L.P., Levskii L.K., Lohov K.I., Beljackii B.V., Zhuravlev V.A., Lepehina E.N., Antonov A.V. (1999) Proterozoic Alkaline-Ultramafic Magmatism in the Eastern Part of the Baltic Shield]. *Petrologiya*, **3**(4), 246-266. (In Russian)
  13. Popov V.S., Tevelev A.V., Beljatskij B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Ju., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. (2003) Isotopic composition of Nd and Sr in the Urals granites as an evidence for the mantle-crust interaction. *Zapiski VMO*, **CXXXII**(3), 16-38. (In Russian)
  14. Pribavkin S.V., Guljaeva T.Ja., Petrishcheva V.G. (2006) Pyrophyllite bearing volcanoclastic rocks of Pervomay area (South Urals). *Ofiolity: geologija, petrologija, metallogenija i geodinamika. XII Chtenija pamjati A.N. Zavarickogo: materialy Mezhdunar. nauch. konf.* [Ophiolites: Geology, Petrology, metallogeny and geodynamics (XII Memorial Readings Zavaritskii AN): Materials of Intern. scientific. Conf. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 119-121. (In Russian)
  15. Pribavkin S.V., Pushkarev E.V. (2004) Potassium subalkaline magmatic rocks of the Lower Sanarsky massif (South Urals). *Geologija i metallogenija ultramafitovyh i granitoidnyh intruzivnyh assotsiatsij skladchatykh oblastej (X Chtenija pamjati A.N. Zavaritskogo): mat-ly nauch. konf.* [Geology and Metallogeny of ultramafic-mafic and granitic intrusive association folded areas (X memory Reading Zavaritskii AN): Materials of scientific. Conf.] Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 145-148. (In Russian)
  16. Pribavkin S.V., Ronkin YU.L., Travin A.V., Ponomarchuk V.A. (2007) New data on the age-lamproite lamprofirovogo magmatism of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(5), 682-684 (In Russian)
  17. Puzhakov B.A., Savel'ev V.P., Kuznetsov N.S., Shoh V.D. i dr. (2013) Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Serija Ural'skaja. List N-41-Cheljabinsk. Ob'jasnitel'naja zapiska. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1.000.000 (third generation). Series Ural. Sheet N-41 Chelyabinsk. Explanatory letter.] St-Petersburg Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 415 p. (In Russian)
  18. Puchkov V.N. (2010) *Geologija Urala i Priural'ja (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizajnPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
  19. Rapoport M.S., Barannikov A.G. (1997) Features of magmatism and endogenous metallogeny of Mesozoic Ural. *Geologija i mineralogija mobil'nyh pozjasov* [Geology and mineralogy of mobile belts]. Ekaterinburg, Uralgeolkom, 197-209.
  20. Savel'ev V.P., Kuznetsov N.S., Puzhakov B.A. (2000) Geological position and particular position of lamproite magmatism in the Chelyabinsk area *Petrografija na rubezhe XXI veka: itogi i perspektivy: mat-ly Vtorogo Vseros. petrograf. sov. IV*. [Petrography at the turn of the XXI century: results and prospects. Second All-Russia. petrographer. Conference. V. IV]. Syktyvkar, 147-149. (in Russian)
  21. Surin T.N. (1999) *Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (kalymbaevskij kompleks) Vostochno-Magnitogorskoj zony Juzhnogo Urala: mineralogija, geohimija i petrogenezis* [Triassic lamproites and lamprophyres (Kalymbaevsky complex) Magnitogorsk East Zone of the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and petrogenesis]. Ufa. 126 p. (In Russian)
  22. Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Furina M.A., Belyackij B.V. (2009) Triassic magmatism in the Southern Urals: geochemistry, isotopy, geodynamics. *West. Moscow State University. Ser. Geol.*, (2), 29-38.
  23. *Tektonicheskoe rajonirovanie i mineragenija Urala (analiticheskij obzor)* (2006) [Tectonic zoning and minerageny Urals (analytical review)]. Moscow, Geokart, GEOS Publ. 180 p. (In Russian)
  24. Fershtater G.B. (2013) *Paleozojskij intruzivnyj magmatizm Srednego i Juzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg: RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russian)
  25. Holodnov V.V., Bushljakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenom rudoobrazovanii* [Halogens in the endogenetic mineralisation]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 394 p. (In Russian)
  26. Shadenkov E.M., Luk'janova L.I. (2001) The material composition of rocks diatreme-dyke lamproite series of Southern Urals (Chelyabinsk region, Pervomaiskaya area). *Almazy i almazonosnost' Timano-Ural'skogo regiona: mat-ly Vserossiiskoi soferentsii* [Diamonds and diamond-bearing in the Timan-Ural region: Materials of All-Russia. Conference]. Syktyvkar, 104-106. (In Russian)
  27. Sharygin V.V., Bazarova T.Ju. (1991) Features crystalli-



- zation of wyomingite Leucite Hills, USA. *Geol. Geofiz.*, **32**(6), 61-68. (In Russian)
28. Jazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologija i geodinamika Juzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (experience geodynamic mapping)]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 204 p. (In Russian)
  29. Alibert C., Michard A., Albarede F. (1986) Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2735-2750.
  30. Beccaluva L., Bianchini G., Wilson D.M., Wilson M. (2007) Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Geological Society of America*, 358 p.
  31. Baker D.R., Alletti M. (2012) Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models. *Earth-Science Reviews*, **114**, 298-324.
  32. Carlier G., Lorand J-P. (1997) First occurrence of diopside sanidine phlogopite lamproite in the Andean Cordillera: the Huacancha and Morojarja dikes, southern Peru. *Can. J. Earth Sci.*, **34**, 1118-1127.
  33. Chung S.-L., Wang K.-L., Crawford A.J., Kamenetsky V.S., Chen C.-H., Lan C.-Y., Chen C.-H. (2001) High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos*, **59**, 153-170.
  34. Clemente B., Scaillet B., Pichavant M. (2004) The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. *Journal of Petrology*, **45**(11), 2171-2196.
  35. Conticelli S., Guarnieri L., Farinelli A., Mattei M., Avanzinelli R., Bianchini G., Boari E., Tommasini S., Tiepolo M., Prelević D., Venturell G. (2009) Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, **107**, 68-92.
  36. Gorton M.P., Schandl E.S. (2000) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Mineral.*, **38**, 1065-1073.
  37. Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W. (1980) Equilibria in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  and some general implication for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, **75**(2), 210-228.
  38. Keppler H. (1994) Partitioning of phosphorus between melt and fluid in the system haplogranite- $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ . *Chemical Geology*, **117**(1-4), 345-353.
  39. Kullerød K., Zozulya D., Bergh S.G., Hansen H., Ravna E.J.K. (2011) Geochemistry and tectonic setting of a lamproite dyke in Kvaløya, North Norway. *Lithos*, **126**, 278-289.
  40. Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F. (1999) Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrology*, **40**(9), 1399-1424.
  41. Mitchell R.H., Bergman S.C. (1991) *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York, 446 p.
  42. Mitchell R.H., Fareeduddin (2009) Mineralogy of peralkaline lamproites from the Raniganj Coalfield, India. *Mineralogical Magazine*, **73**(3), 457-477.
  43. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. (2002) Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archean subducted sediments. *J. Petrology*, **43**, 981-1001.
  44. Parat F., Holtz F. (2004) Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 201-212.
  45. Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites* (Ed. R.S. Thorpe). Wiley, New York, 525-548.
  46. Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry). Shiva, Nantwich, 230-249.
  47. Rock N.M.S. (1984) Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **74**(4), 193-227.
  48. Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., Vaughan A.P.M. (2011) Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone. *Tectonics*, **30**: TC4007.
  49. Turner S.P., Platt J.P., George R.M.M., Kelley S.P., Pearson D.G., Nowell G.M. (1999) Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran domain, SE Spain. *J. Petrology*, **40**(6), 1011-1036.