

Лампроитоиды Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петролого-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования*

Т. Н. Сурин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Российская Федерация, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр. В. О., 74

Для цитирования: Сурин, Т. Н. (2020). Лампроитоиды Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петролого-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (1), 194–217.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.110>

Описаны вещественный состав и петрографические особенности дайковых лампроитоидов Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Обоснован их более молодой (197–240 млн лет) возраст по сравнению с развитыми в этой же мегазоне лампрофирами (304–308 млн лет). Показано, что эти образования представляют собой единую петрографическую серию (от щелочно-ультраосновных до орендитов). Охарактеризованы минералогические особенности пород и сделан вывод об их близости по минералогическим критериям к лампроитам, но имеются и существенные отличия от последних. Изучены петрогеохимические особенности пород. По химизму они разделены на три группы: ультраосновные (встречаются редко), основные (абсолютное большинство проанализированных пород) и средние (орендиты). Рассчитаны средние составы выделенных групп, описаны особенности их нормативного состава и приведена геохимическая характеристика. Сделан вывод о сходстве изученных пород с постколлизийными магматическими образованиями. Реконструирован возможный механизм петрогенезиса лампроитоидов. Установлено, что наиболее вероятным мантийным источником для первичного расплава лампроитоидов является флогопитовый перидотит, подвергшийся частичному плавлению в присутствии существенно водного флюида с резко подчиненной ролью углекислоты в его составе. Кристаллизация расплава происходила по схеме, соответствующей экспериментально установленным фазовым взаимоотношениям в присутствии водного флюида. Уточнена геодинамическая позиция даек и проведено сравнение охарактеризованных пород с «классическими» лампроитами различных регионов. Показано их сходство с лампроитами Алдана и Испании, формирование которых связано с древними зонами субдукции. С учетом геологической обстановки проявления лампроитоидов предложено выделить их в «постколлизийный» подтип. Проведенные исследования позволяют подтвердить сделанный ранее вывод о том, что лампроитоиды Магнитогорской мегазоны не являются первичными источниками уральских алмазов.

Ключевые слова: лампроитоиды, Южный Урал, петрогенезис, геодинамическая обстановка.

* Данная статья является расширенной версией доклада на Международной конференции «Магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов» (Санкт-Петербург, СПбГУ, Институт наук о Земле, май 2019 г.).

1. Введение

Лампроиты представляют собой специфические образования, являясь производными глубинных мантийных магм, что определяет высокое содержание в них магния, щелочей и литофилов при некоторой недосыщенности кремнеземом (Богатиков и др., 1985; Каминский, 1989; Орлова, 1991). Впервые на Урале близкие к ним образования были обнаружены в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас (Магнитогорское рудное поле) (рис. 1) В. Э. Шалагиновым и В. М. Мосейчуком в 1990 г. и позднее диагностированы как лампроиты (Лукьянова и др., 1992). К настоящему времени в пределах Магнитогорского рудного поля достоверно установлено уже более четырех десятков даек лампроитоидов. Восточнее, на территории Александринского рудного поля (рис. 1) и одноименного колчеданоносного рудного района, нами выявлены многочисленные (около 80) дайки лампрофиров, представленные мончикитами, камптонитами, саннаитами, минеттами и керсантитами. Позднее перечисленные лампрофиры были объединены с лампроитоидами Магнитогорского рудного поля в единый триасовый калымбаевский дайковый комплекс (Сурин, 1999; Мосейчук и др., 2017). Необходимо отметить, что дайки «лампроитов» ранее были описаны целым рядом исследователей также и в других районах Южного Урала, но убедительных доказательств (минералогических, петрогеохимических) принадлежности обнаруженных пород именно к лампроитовой серии до настоящего времени нет. Судя по всему, эти образования также являются лампрофирами. Впервые щелочные лампрофиры в этой части Южного Урала были описаны еще в 1920-х гг. (Заварицкий, 1927). Здесь же укажем, что сведения о наличии на Южном Урале лампроитовых «диатрем» и тем более покровных фаций («туфов») лампроитов, настолько сильно переработанных вторичными процессами, что от них практически ничего не осталось (Кузнецов и др., 2001; Савельев и др., 2000; Шаденков и Лукьянова, 2001; Прибавкин, 2017), являются крайне сомнительными и не подтверждаются нашими наблюдениями.

Полученные за последние годы многочисленные радиологические данные позволяют достаточно уверенно разделить собственно «лампроитоиды» и весьма похожие на них макроскопически лампрофиры на две соответствующие возрастные группы. Так, для лампрофиров получены близкие датировки: 308 ± 15 млн лет (Rb-Sr-метод) (Мосейчук и др., 2017), $304,8 \pm 3,8$, $303,7 \pm 3,8$ и $308,4 \pm 3,8$ млн лет (Ar-Ar-метод) (Прибавкин и др., 2007), свидетельствующие о позднекаменноугольном возрасте этих образований. Петрографически лампрофиры подразделяются на мончикиты, камптониты, саннаиты, клинопироксеновые минетты и керсантиты. Они детально охарактеризованы нами ранее (Сурин, 1999) и далее не рассматриваются. Для лампроитоидов же ранее получены цифры Rb-Sr-го возраста: 197 ± 5 , 203 ± 16 (Лукьянова и др., 1992), $198 \pm 4,5$, 221 ± 31 (Горожанин, 1995) и 230 ± 5 млн лет (Мосейчук и др., 2017). Наиболее корректными представляются определения изохронным K-Ar-м методом, показывающими время окончания кристаллизации пород около 240 млн лет (Краснобаев и др., 1993), на основании чего мы принимаем их возраст как триасовый. До недавнего времени проявления мезозойского магматизма в этой части Урала не были известны.

В настоящее время лампроиты активно изучаются во всем мире, так как они являются потенциальными источниками промышленных скоплений алмазов,

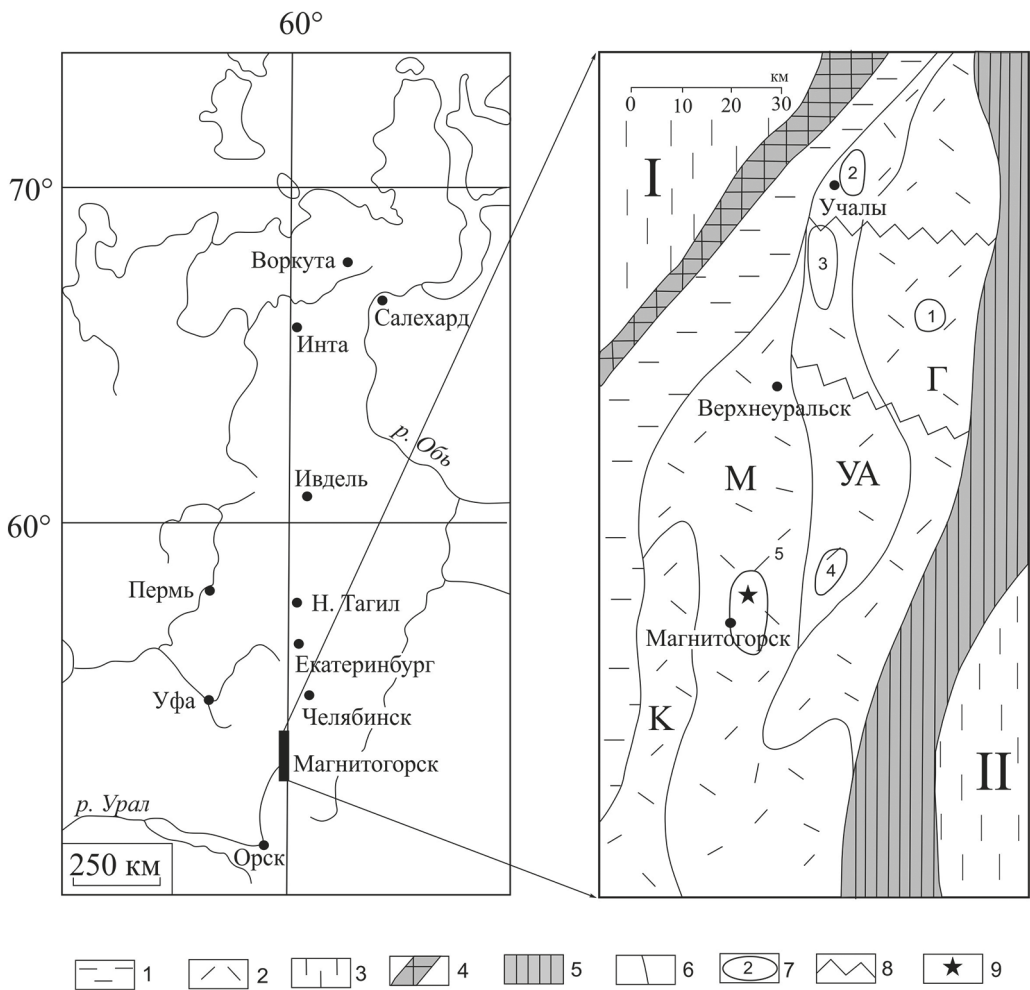


Рис. 1. Структурно-формационное районирование восточной части Южного Урала:

1–2 — Магнитогорская мегазона: 1 — Западно-Магнитогорская зона, 2 — Восточно-Магнитогорская зона (структурно-формационные подзоны: Г — Гумбейская, УА — Учалино-Александринская, М — Магнитогорская, К — Кизильская); 3 — сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I) и Восточно-Уральская (II); 4–5 — крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4) и Уйско-Кацбахская (5); 6 — границы зон и подзон; 7 — крупнейшие рудные поля (1 — Куросанское золоторудное; 2–4 — медно-цинковоколчеданные: 2 — Учалинское, 3 — Узельгинское, 4 — Александринское; 5 — Магнитогорское железорудное); 8 — зоны поперечных дислокаций; 9 — месторасположение карьера месторождения Малый Куйбас

см. (Богатилов и др., 1985; Jaques et al., 1986; Mitchell and Bergman, 1991) и др. Однако далеко не все лампроитовые провинции алмазоносны, в связи с чем весьма актуальной проблемой является разработка минералогических и петрогеохимических критериев алмазоносности этих пород. Указанная проблема для лампроитовидов Магнитогорской мегазоны была поставлена сразу же после их обнаружения (Лукьянова и др., 1992). В дальнейшем сам факт наличия этих пород уже рассматривался как признак высокой перспективной алмазоносности территории (Крас-

нобаев и др., 1993; Luk'yanova et al., 1995; Orlova et al., 1995), причем в недавнее время появились утверждения, что по минералогическим и отчасти петрогеохимическим характеристикам они соответствуют алмазонасытым лампроитам Австралии (Лукьянова и др., 1997; Luk'yanova et al., 1998). По нашему мнению, актуальность комплексного рассмотрения особенностей этих пород к настоящему времени стала несомненной.

2. Геолого-петрографическая характеристика пород

Магнитогорская мегазона представляет собой палеовулканический пояс, являющийся одним из крупнейших субмеридиональных поясов Южного Урала, и отождествляется с северной частью Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы. Она прошла через долгую сложную историю развития, в которой выделяется три отчетливо выраженные стадии (Сурин и Мосейчук, 1995): первая — субокеаническая, или стадия окраинного моря (ордовик — силур, до раннего девона включительно); вторая — собственно островодужная (средний девон — ранний карбон); третья стадия, коллизионно-аккреционная, завершает тектоническое развитие региона (средний карбон — пермь). Дальнейшее развитие проходило в субплатформенном режиме.

Геология Магнитогорского рудного поля достаточно подробно освещена в литературе (Заварицкий, 1927; Ферштатер, 1966; Сергеев и др., 1989; Салихов и Мосейчук, 1994; Мосейчук и др., 1995), поэтому мы не будем на этом останавливаться. Лишь укажем, что в результате детального картирования установлено, что на его территории вскрыто множество небольших гипабиссальных интрузий различной формы (от конформных этмолитов и лакколлитов, различных крутопадающих штоков и даек до причудливо ветвящихся тел), которые сложены в основном разнообразными габброидами, гранодиоритами и гранитами, прорывающими вулканы и известняки позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. Размещение интрузий контролируется внешними кольцевыми разломами визейского базальтового палеовулкана, получившего название Желтинского (Салихов и Мосейчук, 1994).

Все проявления лампроитоидов представлены субвертикальными дайками с видимой мощностью от нескольких сантиметров до 5–7 м. Скважина 1944 г. на Магнитогорском рудном поле вскрыла субвертикальную дайку лампроитоидов на протяжении 25 м. Дайки, как правило, имеют четко выраженные зоны закалки и отчетливо секущие контакты. Они прорывают все палеозойские образования, в том числе раннекаменноугольные скарново-магнетитовые руды (на месторождении Малый Куйбас). Падение даек всегда крутое, от 50 до 90° к горизонту, чаще всего угол падения составляет от 70 до 80°. Простираение дайки лампроитоидов, обнаруженной в карьере месторождения Малый Куйбас (обн. 13), субширотное, азимут падения составляет 345°, что резко контрастирует с общей субмеридионально вытянутой геологической структурой района.

Лампроитоиды образуют единую петрографическую серию, объединяющую образования преимущественно основного состава. Для них характерны темно-серо-буровато-зеленый до почти черного цвет, массивная текстура, порфировая, местами отчетливо лампрофировая, структура и микролитовая или реже апостеловатая структура основной массы. Суммарный объем вкрапленников не пре-

вышает 20 %, величина — от 0.3 до 2.5 мм. Фенокристаллы представлены форстеритом Fo_{95-85} (1–10 %), титансодержащим флогопитом (5–15 %), диопсид-авгитом $\text{Ca}_{40-48}\text{Mg}_{53-45}\text{Fe}_{7-15}$ (1–10 %), реже лейцитом (до 5 %). Лейцит всегда замещен калиевым полевым шпатом и устанавливается только по форме псевдоморфоз. В основной массе установлены мелкие выделения флогопита, клинопироксена, энстатита, апатита, санидина, амфибола. Ксенокристы клино- и ортопироксена в шлифах не наблюдаются. По соотношению главных породообразующих минералов выделяют три разновидности лампроитоидов: оливин-флогопитовые, диопсид-санидин-флогопитовые и лейцит-диопсид-флогопитовые (Лукьянова и др., 1997). Важно отметить, что породы отличаются большими вариациями минерального состава даже в пределах небольших по мощности тел. Одни и те же минералы из разных типов пород в целом не отличаются по химическому составу и морфологии. Довольно редко отмечаются породы, весьма обогащенные оливином (до 30 %), по химическому составу они соответствуют ультраосновным разновидностям. Гораздо чаще встречаются породы, основная масса которых содержит большое количество калиевого полевого шпата (до 50 %), они обогащены кремнеземом и по химизму соответствуют образованиям среднего состава (орендитам). Между указанными крайними членами ряда наблюдаются все переходные разновидности. Минералогическим анализом установлены следующие акцессорные минералы: хромсодержащий диопсид, хромшпинелиды, гранаты, магнетиты, рутил, ильменит, циркон, апатит, различные рудные минералы, в том числе знаки золота. Кроме того, термохимическими анализами установлено постоянное присутствие в породах графита, а также единичных кристаллов муассанита. Среди вторичных минералов рентгенографически диагностированы смектиты, серпентин, моноклинный калиевый полевой шпат, кальцит, барит. Подробная характеристика состава и форм проявления наиболее распространенных минералов приведена в нашей работе (Сурин, 1999).

Таким образом, по минералогическим критериям (Mitchell and Bergman, 1991) охарактеризованные породы близки к лампроитам. В них отсутствуют минералы, типичные для образований других типов щелочно-ультраосновного магматизма: плагиоклаз, нефелин, мелилит, монтичеллит и др. Вместе с тем, нельзя не отметить отсутствие в изученных породах ряда минералов, являющихся типоморфными для лампроитов: калиевого титанистого рихтерита, прайдерита, вадеита, перовскита, джеппеита, щербаковита и давенита (Богатиков и др., 1985; Jaques et al., 1986; Mitchell and Bergman, 1991). От типичных лампроитов эти породы также существенно отличаются по ряду петрогеохимических параметров, что рассмотрено ниже. Все это заставляет с осторожностью относиться к определению охарактеризованных пород как лампроитов. Вот почему по отношению к ним мы используем менее определенный термин «лампроитоиды» по аналогии с определением пород, обнаруженных на Камчатке и также внешне похожих на лампроиты (Селиверстов и др., 1994).

3. Петрогеохимическая характеристика пород

Химические составы лампроитоидов приведены в табл. 1. По соотношению суммарной щелочности и содержания кремнезема лампроитоиды тяготеют к области, пограничной между субщелочными и щелочными породами (рис. 2). При этом отмечается отчетливое накопление щелочей по мере роста их кремнеземистости.

Это позволяет указать на определенное сходство между изученной серией пород и лампроитами Юго-Восточной Испании и, в какой-то мере, Центрального Алдана, тогда как для «классических» лампроитов других провинций (Австралия, Америка и др.) резко выраженное (в несколько раз) увеличение щелочности пород по мере увеличения их кислотности вовсе не характерно (рис. 2). Все изученные породы отличаются отчетливо проявленным калиевым типом щелочности (табл. 1), при этом величина калиево-натриевого отношения прямо коррелируется с ролью флогопита в составе пород. Для ультраосновных разновидностей она в среднем составляет 10,65, для основных — 5,76, для средних — 4,73 (табл. 2). Важным отличием изученных лампроитоидов от «классических» лампроитов является их повышенная (по отношению к калию) кальциевость (Сурин, 1999). Специфической чертой пород лампроитовой серии является их высокая магнезиальность при слабой недосыщенности кремнеземом (Богатиков и др., 1985). Именно устойчиво повышенная магнезиальность при широких вариациях содержаний кремнезема отличает изученные породы от магматитов камафугитовой и тефрит-лейцититовой серий и сближает их с лампроитами. Интересной особенностью данных образований является устойчиво высокое содержание в них фосфора (табл. 1), что в целом характерно для лампроитов (Jaques et al., 1986; Богатиков и др., 1991). Другая важнейшая характеристика этих пород — их низкая титанистость, что в сочетании с повышенной глиноземистостью и фосфористостью существенно отличает их от внутриплитных магматических образований (в том числе платформенных лампроитов Австралии, Америки, Индии, Антарктиды и т. д.) и сближает с щелочными породами островных областей (Италия, Центральная Англия) и «коллизийными» лампроитами Испании (рис. 3). Заметим, что эти же особенности присущи и лампроитам Алдана, также отнесенным к «коллизийному» типу (Богатиков и др., 1991).

Среди лампроитоидов достаточно уверенно выделяются по химизму три группы пород: ультраосновные (обедненные кремнеземом и обогащенные магнием, встречаются редко), основные (абсолютное большинство проанализированных пород) и средние (орендиты, обогащенные кремнеземом и обедненные магнием). Рассчитанные средние химические и нормативные составы выделенных групп пород представлены в табл. 2. Анализ этих данных приводит к следующим выводам.

Ультраосновные лампроитоиды недосыщены кремнеземом и пересыщены щелочами (особенно калием) и кальцием, о чем говорит наличие в нормативном составе нефелина, анортита, кальциевого ортосиликата и большого количества лейцита, что в целом сближает эти породы с умеренно глиноземистыми лейцититами и мафическими минеттами (тип Навайо, по (Богатиков и др., 1991)). В основных и средних лампроитоидах в большом количестве обнаруживаются нормативные щелочные полевые шпаты, составляющие соответственно 29 и 46 % от суммы всех компонентов. Номер нормативного плагиоклаза в ряду от ультраосновных до средних лампроитоидов понижается от 100 до 32, в этом же ряду существенно уменьшается количество нормативного оливина — от 30 до 6 % при неизменно высокомагнезиальном его составе. Количество диопсида также несколько понижается, при этом железистость его увеличивается. Основные и средние лампроитоиды (орендиты), в отличие от ультраосновных, являются гиперстеннормативными. Содержание нормативных магнетита и ильменита уменьшается в указанном ряду, тогда как апатита, наоборот, повышается, достигая 3,74 % в лампроитоидах среднего состава.

Таблица 1. Химический состав лампроитовидов Магнитогорской мезазоны

№ проб	1944/ 1067	1944/ 1063,3	1944/ 1102	1931/ 858	13а	1944/ 1078	1944/ 1153	1944/ 1149,3	1931/ 1030	1944/ 1070	1944/ 1151	1944/ 1074	1933/ 83	1959/ 526,5
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51,20	50,60	50,46	50,30	41,56	49,98	49,70	49,62	49,32	48,66	48,36	48,28	45,34	44,42
TiO ₂	0,98	0,94	0,92	1,00	1,16	1,00	0,94	0,92	0,98	1,00	0,84	0,97	1,12	0,82
Al ₂ O ₃	10,18	10,46	10,22	9,59	8,65	9,65	9,68	10,47	10,66	9,39	8,98	9,68	9,58	9,77
Fe ₂ O ₃	3,90	3,50	3,73	3,89	4,02	3,43	4,13	4,05	3,57	3,26	4,68	3,67	4,74	3,35
FeO	4,20	4,34	4,49	4,34	6,17	4,06	3,99	3,99	5,15	4,63	4,20	4,13	5,61	4,97
MnO	0,11	0,12	0,12	0,10	0,17	0,08	0,08	0,09	0,12	0,11	0,09	0,13	0,14	0,09
MgO	9,68	9,48	10,39	11,21	16,10	10,82	11,45	11,34	12,74	11,72	12,28	11,97	13,15	15,40
CaO	7,49	7,49	7,49	6,74	9,29	6,60	7,49	8,39	7,89	7,64	9,29	8,09	9,89	9,29
BaO	0,12	0,22	0,13	0,42	0,22	0,27	0,10	0,23	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,46
Na ₂ O	1,30	1,29	1,25	1,17	0,27	1,47	0,78	0,98	1,80	1,05	0,75	1,04	0,50	0,75
K ₂ O	5,89	5,58	4,39	6,00	3,65	7,35	5,15	5,86	2,70	5,47	5,00	5,85	2,45	4,11
P ₂ O ₅	1,612	1,576	1,466	1,557	1,466	1,522	1,539	1,392	1,136	1,832	1,785	1,737	1,264	1,355
CO ₂	0,44	0,44	0,44	0,40	2,20	0,40	1,32	0,66	1,10	0,88	0,44	1,32	1,49	1,32
S	-	-	-	-	0,060	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п. п. п.	2,86	3,02	3,66	2,24	5,90	2,22	3,82	3,42	2,40	3,62	3,34	2,98	5,72	4,64
Сумма	99,66	98,72	98,98	98,66	99,59	98,57	98,93	100,80	98,75	98,61	99,74	98,72	98,98	99,30
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

№ проб	14	1950/ 825	1948/ 1052	5685- 11	1974/ 424.5	1974/ 466	974/ 745	7/ 1544	7/ 1544.5	2011/ 755.5	764/ 20	Ю-4	К-6	К-5
№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	42,84	41,78	41,34	38,30	43,80	46,10	44,86	47,12	45,76	41,68	42,86	38,80	40,95	44,16
TiO ₂	1,84	0,82	0,97	0,92	0,98	1,10	0,92	1,07	1,24	1,16	1,02	1,12	1,04	0,89
Al ₂ O ₃	9,64	7,97	8,13	8,00	8,51	8,02	7,53	7,79	8,20	9,07	11,48	10,00	11,77	11,20
Fe ₂ O ₃	4,19	2,87	4,89	5,19	3,10	3,30	2,54	3,51	3,50	3,06	2,91	4,60	3,14	4,13
FeO	6,87	4,91	4,42	3,82	4,46	4,57	4,92	4,33	4,39	5,59	7,89	3,91	3,45	3,85
MnO	0,15	0,12	0,09	0,20	0,16	0,16	0,13	0,13	0,15	0,12	0,20	0,03	0,03	0,03
MgO	13,86	16,65	17,26	18,20	16,56	16,56	21,00	19,17	16,18	18,62	12,11	19,56	15,65	16,16
CaO	9,29	8,99	10,78	10,80	9,87	8,23	7,09	6,47	7,95	9,10	13,15	9,59	9,03	7,40
BaO	0,37	0,20	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	1,52	0,20	0,78	0,34	0,48	0,56	0,41	0,54	0,78	0,30	0,24	0,35	0,05	0,04
K ₂ O	2,50	2,50	3,57	3,65	2,50	5,16	3,48	5,76	5,50	2,42	2,71	3,70	2,30	1,32
P ₂ O ₅	1,220	1,758	1,466	1,154	1,695	1,602	1,270	1,450	2,000	1,486	1,648	1,260	1,380	1,040
CO ₂	1,54	0,76	2,60	0,40	3,30	1,32	0,40	-	0,44	1,32	0,40	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,11	0,05	0,03
NiO	0,06	0,08	0,08	0,10	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,09	0,13	0,12	0,09	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-
CoO	0,005	0,006	0,007	0,009	-	-	-	-	-	-	0,005	-	-	-
V ₂ O ₅	0,08	0,05	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п. п. п.	4,74	9,46	4,82	10,00	8,16	3,96	5,94	4,09	3,60	7,70	4,28	6,63	10,34	9,09
Сумма	100,40	98,50	98,92	100,68	100,28	99,32	100,09	101,53	99,25	100,31	100,60	99,66	99,18	99,34
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,72	0,72	0,57

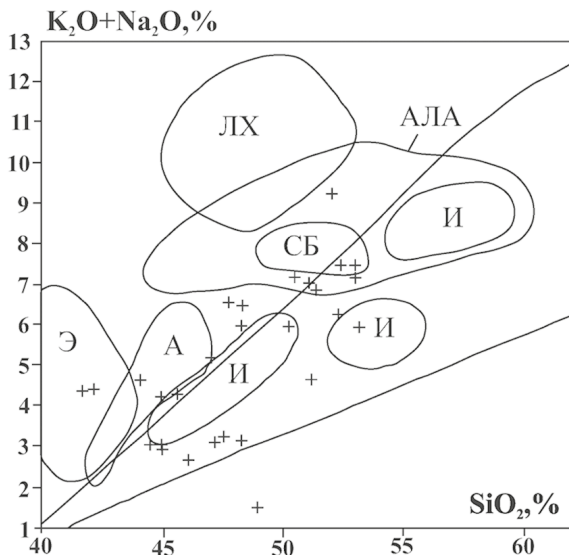


Рис. 2. Диаграмма «сумма щелочей — кремнезем» для лампроитоидов Магнитогоской мегазоны.

Оконтурены поля лампроитов: Э — Эллендейла (Западная Австралия), АЛА — агапитовой лампроитовой серии Австралии, ЛХ — Лейцит Хиллс (США), СБ — Смоки Бьютт и Новахо-Хопи (США), И — Юго-Восточной Испании, А — миаскитовой серии Алдана (Богатиков и др., 1985). Кривыми линиями разделены поля пород нормальной щелочности, субщелочных и щелочных. Крестики — данные из табл. 1

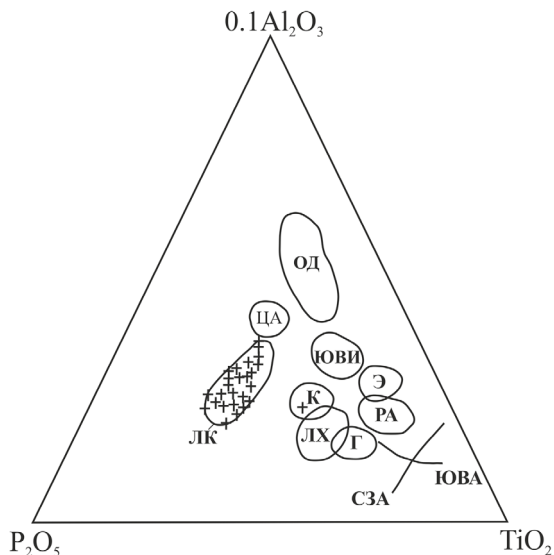


Рис. 3. Соотношение Al_2O_3 , TiO_2 и P_2O_5 в лампроитоидах Магнитогорской мегазоны.

Оконтурены поля лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (ЛК) и калиевых пород: ОД — островных дуг (Италия, о-ва Соромунди и Вулкано), ЦА — Центральной Англии, К — Китая, Э — Эйфеля (Германия), РА — рифтовой системы Африки, лампроитов: ЮВИ — Юго-Восточной Испании, ЛХ — Лейцит Хиллс (США), Г — Гауссберга (Антарктида), кривыми показаны тренды эволюции щелочных базальтов Юго-Восточной Австралии (ЮВА) и лампроитов Северо-Западной Австралии (СЗА) (Каминский, 1989). Остальные обозначения см. на рис. 2.

Особенно подчеркнем, что в нормативном составе также хорошо проявлены отличия характеризуемых пород от типичных лампроитов. Главным из этих отличий является постоянное высокое содержание нормативного плагиоклаза во всех типах пород, тогда как в «классических» лампроитах оно обычно не превышает 5% (Богатиков и др., 1991).

Геохимическая характеристика выделенных групп лампроитоидов приведена в табл. 3. Так, для них в целом характерны высокие содержания крупноионных литофилов (щелочи, барий, стронций, радиоактивные элементы) при умеренных или низких концентрациях амфотерных элементов с высокочargedными ионами (тантал,

Таблица 2. Средний химический и нормативный состав лампроитовых Магнитогорской мегазоны (в пересчете на безводную основу)

№ п/п	1	2	3
SiO ₂	42,021	47,812	52,689
TiO ₂	1,111	1,110	1,008
Al ₂ O ₃	9,798	9,936	10,422
Fe ₂ O ₃	5,340	3,857	3,937
FeO	4,213	5,241	4,432
MnO	0,127	0,128	0,106
MgO	20,572	16,241	10,990
CaO	11,123	9,436	7,550
Na ₂ O	0,376	0,687	1,265
K ₂ O	4,006	3,956	5,986
P ₂ O ₅	1,315	1,596	1,616
Or	0	23,379	35,375
Ab	0	5,813	10,704
An	13,214	12,342	5,079
Lc	18,563	0	0
Ne	1,724	0	0
Di	21,817	18,941	17,198
Hy	0	8,049	14,379
Ol	30,098	20,079	5,9
Cs	1,686	0	0
Mt	7,743	5,592	5,708
Ilm	2,11	2,108	1,914
Ap	3,045	3,696	3,742
№ pl	100	67,981	32,179
o (Di)	11,661	10,038	9,110
En (Di)	9,826	7,951	7,190
Fs (Di)	0,331	0,952	0,898
En (Hy)	0	7,188	12,783
Fs (Hy)	0	0,861	1,596

№ п/п	1	2	3
Fo (Ol)	29,023	17,739	5,187
Fa (Ol)	1,078	2,340	0,714
N	2	20	6

Примечание. 1–3 — лампроитоиды: 1 — ультраосновного состава (< 44 % SiO₂), 2 — основного состава (44–52 % SiO₂), 3 — среднего состава, орентицы (> 52 % SiO₂). N — количество анализов.

Таблица 3. Геохимическая характеристика лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (г/т)

№ п/п	1	2	3
Cu	–	13	–
Zn	–	66	–
Pb	21,1	44	–
Sr'	806,5	1120	1431
Rb'	140	102	111
Ba	1650	3600	8775
Th'	9,3	10,8	18,7
U'	4,9	3,7	6,4
Ta''	1,2	0,4	0,6
Nb''	16,6	11,3	10,5
Zr	239,5	275,5	345,3
Hf	4,5	6,2	6,6
Cs	5,0	3,4	4,1
Cr	945	819	712
Co	55,5	55,1	40,0
Ni	635	347	<100
Sc	19,5	13,8	20,3
Y'	22,5	24,5	27,1
n	2	16	4

Примечание: номера колонок соответствуют таковым в табл. 2. Одним апострофом помечены элементы, определенные рентгено-спектральным методом в лаборатории Зеленогорской экспедиции (Екатеринбург), двумя — тем же методом в АЦ ГИН РАН (Москва), остальные — количественным спектральным анализом в ИМГРЭ (Москва). Прочерк — нет данных.

ниобий, гафний, цирконий, иттрий) и повышенных содержаниях сидерофилов (хром, никель, кобальт, ванадий, скандий). Геохимический спектр изученных пород наглядно демонстрируют мультиэлементные диаграммы, показывающие распределение микроэлементов по отношению к примитивной мантии (рис. 4, а). Несомненный интерес представляет сравнение полученных графиков с такими же спайдер-диаграммами для некоторых «классических» лампроитов, в том числе неалмазоносных (рис. 4, б) и алмазоносных (рис. 4, в), построенными по опубликованным геохимическим данным. Главной чертой геохимических спектров изученных пород является наличие в них отчетливых тантал-ниобиевого, гафний-циркониевого и титанового минимумов (рис. 4, а). Что касается «классических» лампроитов, то для всех них в целом также характерны высокие концентрации крупноионных (КИР) литофилов, но распределение элементов с высокозарядными ионами (ВЗИ) сильно варьирует. Среди неалмазоносных лампроитов наиболее близкими геохимическими аналогами характеризуемых пород являются юмилиты Юго-Восточной Испании (рис. 4, б), форма графика для которых почти в точности повторяет таковую для охарактеризованных выше пород, причем все перечисленные минимумы на них также отчетливо проявлены. Лампроиты Центрального Алдана отличаются от всех прочих неалмазоносных лампроитов гораздо более низкими концентрациями всех литофилов, хотя и для них весьма характерны минимумы нормированных концентраций тантала, ниобия, гафния, циркония и титана. Мадупиты Лейцит-Хиллс отличаются от лампроитов Испании и Алдана, а также от характеризуемых пород в целом гораздо более высокими содержаниями ВЗИ-элементов, хотя и для них на графике выявляются ниобиевый и титановый минимумы (рис. 4, б). Типичные внутриплитные платформенные алмазоносные лампроиты отличаются удивительно однотипными ровными спектрами распределения элементов с высокозарядными ионами, без каких-либо пиков и минимумов (рис. 4, в), что, по-видимому, свидетельствует о четко выраженной геохимической индивидуальности этих пород. Это также подтверждено на примере лампроитов Костомукши (Карелия), обнаруживающих удивительное геохимическое сходство с лампроитами Австралии (Mahotkin, 1998).

Полученные геохимические данные позволяют уточнить геодинамическую обстановку формирования характеризуемых пород. Так, например, по соотношению скандия, ниобия и иттрия изученные породы существенно отличаются от типичных внутриплитных образований, в том числе алмазоносных лампроитов Австралии, из-за чрезвычайной бедности ниобием (рис. 5). По соотношению указанных элементов они являются близкими аналогами калиевых вулканитов островных дуг и коллизионных областей (Центральная Англия, Юго-Восточная Испания). Обедненность характеризуемых пород цирконием и титаном также существенно отличает их от всех внутриплитных образований, а обогащенность фосфором позволяет отграничить их от калиевых пород окраинно-континентальных областей. В целом же перечисленные геохимические особенности позволяют говорить об их сходстве с постколлизионными магматическими образованиями, что также характерно для калиевых магматитов Центрального Алдана, в том числе относимых к лампроитовой серии (Кононова и др., 1994).

Важнейшей геохимической характеристикой лампроитоидов Магнитогорского рудного поля является весьма специфическое распределение в них редкоземельных

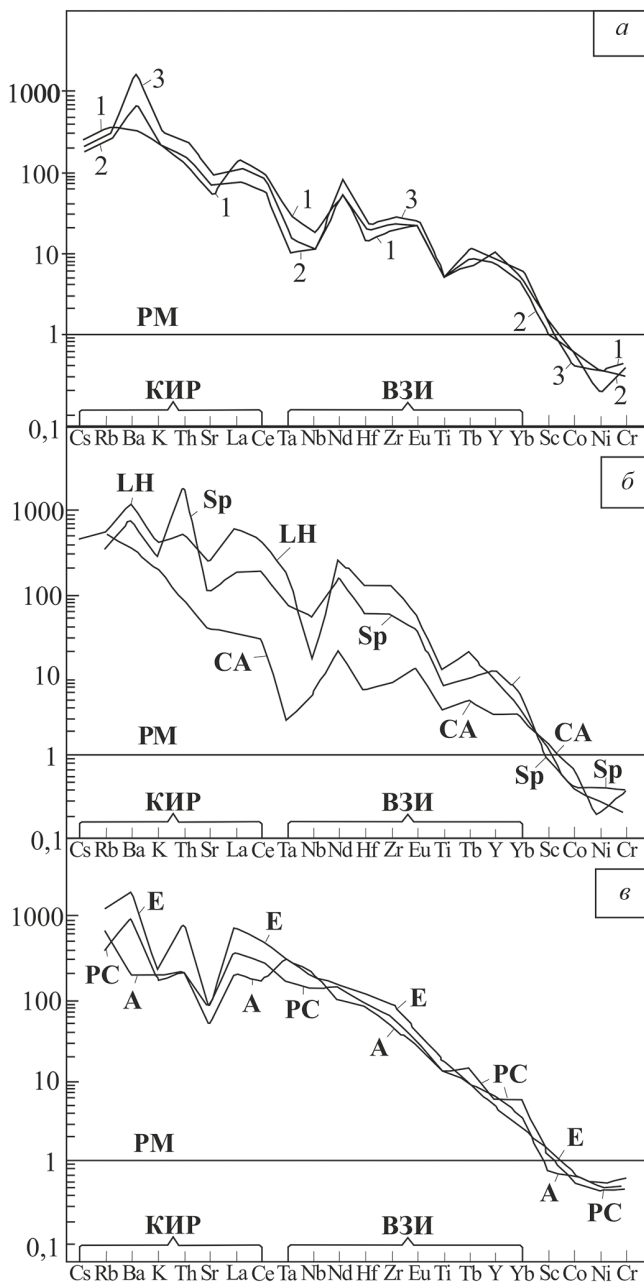


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (а) и эталонных лампроитов (б, в).

КИР — элементы с крупноионными радиусами, ВЗИ — элементы с высокозарядными ионами. Номера на графиках соответствуют таковым в табл. 2 и 3. Неалмазоносные лампроиты: ЛН — мадупит, Лейцит Хилс, Sp — юмилит, Испания, СА — диоксид-флогопитовый лампроит, Центральный Алдан, алмазоносные лампроиты: А — флогопит-оливиновый лампроит, Аргайл, Е — флогопит-оливиновый лампроит, Эллендейл, Рс — оливиновый лампроит, Прери Крик (Jaques et al., 1986; Каминский, 1989; Богатиков и др., 1991; Mitchell and Bergman, 1991; Кононова и др., 1994; Venturelli et al., 1991). Нормировано по примитивной мантии (PM) (Anderson, 1982).

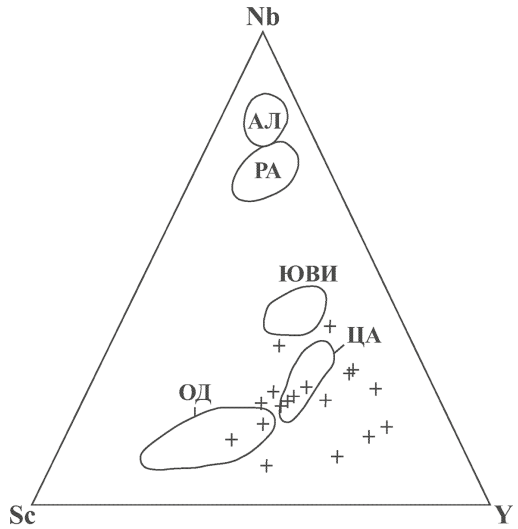


Рис. 5. Диаграмма «Nb–Y–Sc» для лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (показаны крестиками).

Оконтурены поля: АЛ — алмазоносных лампроитов (Аргайл, Эллендейл, Прери Крик) (Jaques et al., 1986; Каминский, 1989; Богатиков и др., 1991; Mitchell and Bergman, 1991), калиевых вулканических пород рифтовой системы Африки (РА), Юго-Восточной Испании (ЮВИ), Центральной Англии (ЦА), островных дуг (Италия, о-ва Соромунди и Вулкано) (Когарко и др., 1988).

элементов (РЗЭ) (табл. 3). Лампроитоиды характеризуются отчетливым преобладанием легких цериевых РЗЭ над тяжелыми иттриевыми (рис. 6, а). Нормализованное к хондриту лантан-иттербиевое отношение изменяется в лампроитоидах от 18 до 33. Сравнение распределения РЗЭ в изученных породах с таковым в «классических» алмазоносных платформенных лампроитах и кимберлитах (рис. 6, б) показывает их принципиальные различия. Все алмазоносные породы обнаруживают весьма высокие концентрации легких цериевых РЗЭ, соответственно отношение $(La/Yb)_N$ в них колеблется от 63 до 147. Неалмазоносные умеренно-титанистые лампроиты, сформировавшиеся при рифтогенной активизации краевых частей платформ, предварительно вовлеченных в процессы формирования складчатых поясов, по распределению РЗЭ практически не отличаются от алмазоносных, они также весьма обогащены легкими РЗЭ (рис. 6, в), нормализованное лантан-иттербиевое отношение в них составляет от 77 до 181. Низкотитанистые лампроиты, выделенные в «коллизийный» тип (Богатиков и др., 1991), отличаются несколько повышенными содержаниями тяжелых иттриевых РЗЭ и пониженными — легких цериевых, соответственно величина $(La/Yb)_N$ в них также относительно невелика и составляет от 19 до 41 (рис. 6, в). «Лампроитоподобные» породы Камчатки, по нашему мнению, ошибочно отнесенные к таковым, отличаются крайне низкими содержаниями всех РЗЭ, являясь по распределению РЗЭ типично островодужными породами, отношение $(La/Yb)_N$ в них составляет 2,5–3,7 (рис. 6, в). Так или иначе, но именно с низкотитанистыми лампроитами значительное сходство по распределению РЗЭ обнаруживают изученные нами породы Магнитогорской мегазоны, которые по уровню концентраций РЗЭ являются как бы «промежуточными» между лампроитами Средиземноморского пояса (Испания, Алжир) и Центрального Алдана.

В заключение петрогеохимической характеристики пород укажем, что первичное изотопное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, составляющее для них $0,70594 \pm 15$ (Горожанин, 1995), близко к таковому в умеренно-титанистых лампроитах Гренландии (0,7045–0,7061), Лейцит Хиллс (0,7056–0,7070) и Смоки Батт (0,70583–0,70631)

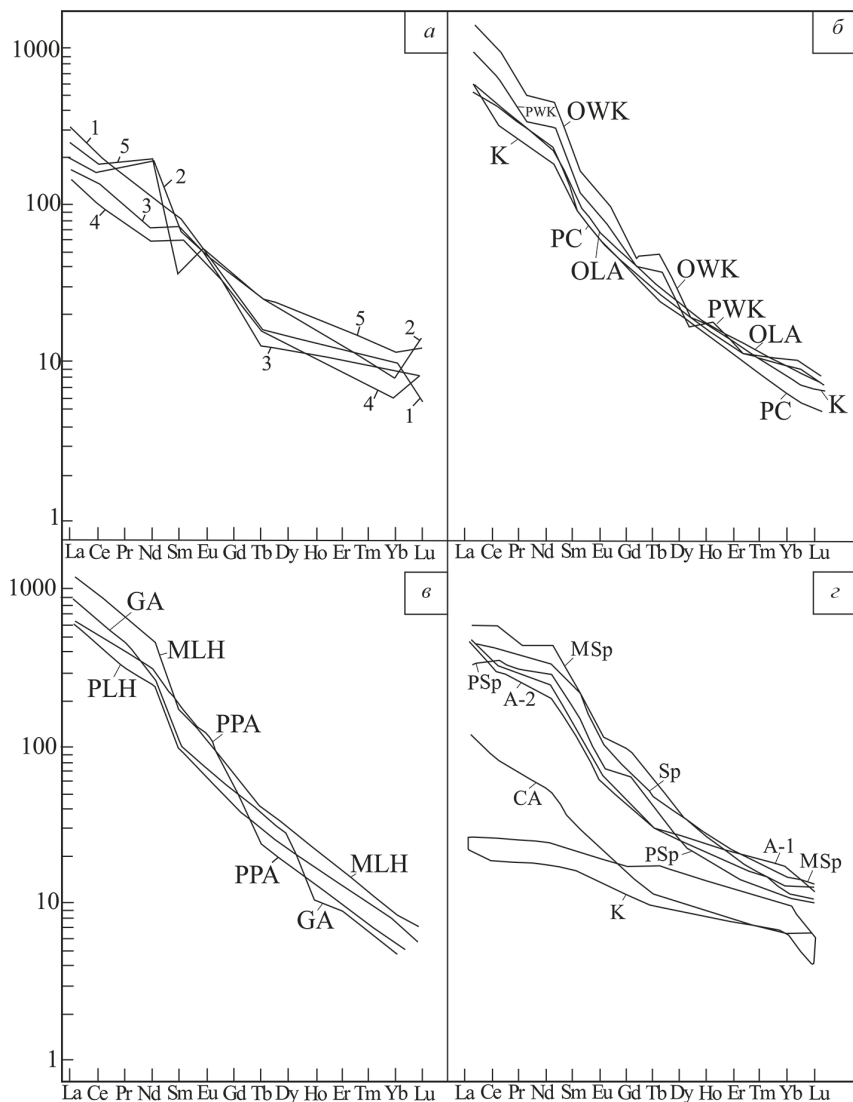


Рис. 6. Диаграммы распределения редкоземельных элементов для лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (а), алмазоносных лампроитов и кимберлитов (б), умеренно-титанистых лампроитов (в) и низкотитанистых лампроитов (г).

Номера графиков соответствуют номерам анализов в табл. 4. Другие обозначения: К — среднее для алмазоносных кимберлитов, РС — оливиновый лампроит Прери-Крик, Арканзас (среднее из 3 анализов); OWK — оливиновый лампроит Западного Кимберли, Австралия (среднее из 17 анализов), PWK — флогопитовый лампроит, там же (среднее из 16 анализов), OLA — оливиновые лампроиты Аргайл Восточного Кимберли, Австралия (среднее из 4 анализов), GA — лейцитовые лампроиты Гауссберг, Антарктида (среднее из 13 анализов), PPA — флогопитовый лампроит Пристли Пик, там же (среднее из 4 анализов), PLH — флогопитовый лампроит Лейцит Хиллс, Вайоминг, (среднее из 10 анализов), MLH — мадупитовый лампроит, там же (среднее из 3 анализов); А-1 и А-2 — оливиновые лампроиты Северного Алжира, Sp — юмилиты Юго-Восточной Испании (среднее из 14 анализов), PSp и MSp — соответственно флогопитовый (среднее из 11 анализов) и мадупитовый (среднее из 4 анализов) лампроиты, там же, СА — раннемеловые лампроиты Центрального Алдана (среднее из 13 анализов) (Jaques et al., 1986; Каминский, 1989; Богатиков и др., 1991; Mitchell and Bergman, 1991; Кононова и др., 1994; Venturelli et al., 1991), оконтурено поле лампроитоидов Камчатки (К) (Селиверстов и др., 1994). Нормировано по хондриту (Evensen et al., 1978).

Таблица 4. Содержание РЗЭ (г/т) в лампроитоидах

№ пробы	СМ-4	1944/1069	Ш-6	Я-3	1944/1078
	1	2	3	4	5
La	79,2	54,0	42,1	39,9	64,0
Ce	134,0	111,0	88,9	64,8	116,0
Nd	55,2	90,8	35,3	26,7	87,4
Sm	13,2	12,2	11,5	9,4	5,9
Eu	2,6	2,8	2,8	2,6	3,3
Tb	0,6	1,1	0,6	0,7	1,1
Yb	1,5	1,4	1,4	1,1	1,8
Lu	0,1	0,3	0,4	0,4	0,3

Примечание: лампроитоиды: 1 — ультраосновного состава, 2–4 — основного состава, 5 — среднего состава. Нейтронно-активационные анализы выполнены АЦ ГИН РАН (Москва). Аналитик С. М. Ляпунов.

в США (Mitchell and Bergman, 1991), а также в низкотитанистых лампроитах Центрального Алдана (0,704981–0,707497) (Bogatikov et al., 1994). Что касается платформенных высокотитанистых (в том числе алмазоносных) лампроитов, то все они характеризуются крайне высокими значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀: Западное Кимберли в Австралии (0,71037–0,72150), Прери Крик в США (0,7064–0,7132), Гауссберг в Антарктиде (0,70923–0,70978), что свидетельствует об их формировании при плавлении древнего, сильно обогащенного в результате мантийного метасоматизма субстрата (Mitchell and Bergman, 1991). Что касается испанских низкотитанистых лампроитов, то они также характеризуются весьма высокими значениями указанного отношения (0,71475–0,71691), но для них не исключается ассимиляция корового материала, а также предполагается смешение расплавов и/или анальцимизация лейцита с вовлечением стронция из осадочных пород (Venturelli et al., 1991).

4. Петрогенезис

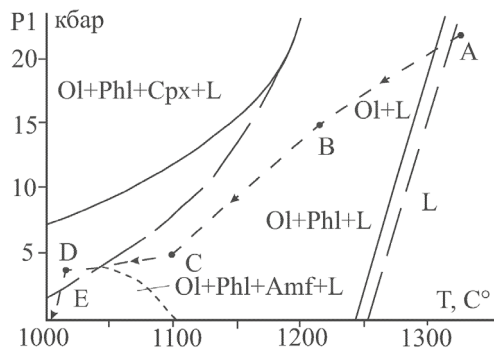
Изложенные данные позволяют существенно уточнить механизм образования лампроитоидов, в кратком виде сформулированный ранее (Сурин, 1999). Видимо, наиболее близкими по составу к первичному расплаву являются ультраосновные лампроитоиды, отличающиеся высокой магниальностью и калиевостью. По современным представлениям, лампроитовая магма есть результат частичного плавления метасоматически обогащенного мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами в восстановленных (буфер углерод — вода) условиях в присутствии флюида, обогащенного водой (Mitchell and Bergman, 1991). Именно образование флогопита считается наиболее вероятным вещественным выражением мантийного метасоматизма (Эдгар и Арима, 1984). Об обогащенности мантийного источника свидетельствует также заметно повышен-

ная величина первичного изотопного Sr-го отношения в лампроитоидах, хотя эта величина существенно ниже, чем в платформенных алмазоносных лампроитах (см. выше). Расчеты по различным вариантам оливин-шпинелевых геотермометров (O'Neill and Wall, 1987; Ballhaus et al., 1991; Чашухин и др., 1996) указывают на следующие параметры образования данного парагенезиса: $P = 20\text{--}25$ кбар, $T = 1350\text{--}1400$ °C, что соответствует субсолидусной области шпинелевого лерцолита (Сурин, 1999). Очевидно, что первичный расплав имел несколько меньшую температуру. Ряд геохимических особенностей пород, а именно низкие содержания элементов с высокочarged ионами (титан, цирконий, ниобий, тантал, гафний), свидетельствуют о большой роли воды в петрогенезисе. Именно эти элементы обладают наименьшей подвижностью в воде и характеризуются наименьшей величиной сродства к водному флюиду. Заметим, что указанные геохимические особенности являются своего рода «паспортными» характеристиками для всех типов магм субдукционных геодинамических обстановок. Из образований, относимых к лампроитовой серии, эти особенности в полной мере присущи породам Алдана и Средиземноморского пояса (Venturelli et al., 1991; Кононова и др., 1994). В нашем случае само наличие вкрапленников флогопита свидетельствует о большой водонасыщенности лампроитоидного расплава уже на ранней стадии его эволюции. Другим важным летучим компонентом, видимо, присутствовавшим в области магмогенерации, является углекислый газ. Иначе трудно объяснить высокую температуру родоначального расплава. Уже давно показано, что именно присутствие CO_2 способствует повышению солидуса мантийных перидотитов и выплавлению из них недосыщенных кремнекислотой расплавов (Eggler, 1975). Наличие в составе ультраосновных лампроитоидов большого количества нормативного лейцитита также свидетельствует об определенной роли CO_2 в генерации их расплавов, так как в хорошо изученной системе «кальсилит — форстерит — кремнезем» перитектическая точка «форстерит + флогопит + энстатит + расплав» по мере увеличения концентрации углекислого газа постепенно смещается в область ультракалиевых составов (Foley, 1992). Вместе с тем очевидно, что содержание свободного CO_2 в области магмогенерации должно быть невысоким. Таким образом, наиболее вероятным мантийным источником для первичного расплава лампроитоидов калымбаевского комплекса является флогопитовый перидотит, подвергнувшийся частичному плавлению в присутствии существенно водного флюида с резко подчиненной ролью углекислоты в его составе. Очевидно, что в нашем случае степень плавления должна быть достаточно высокой. Просто для аналогии укажем, что расчетные данные показывают: для образования родоначальных расплавов лампроитов Центрального Алдана необходимо допускать 30–40%-ную степень плавления мантийного субстрата, в то время как для платформенных лампроитов Западной Австралии она гораздо ниже и составляет 15–30 % (Богатиков и др., 1991).

К настоящему времени физико-химические условия кристаллизации лампроитоидных расплавов достаточно хорошо исследованы как экспериментально, так и методом изучения расплавных включений в минералах лампроитов. Синтез имеющихся данных позволяет проводить определенные аналогии между способами кристаллизации модельных составов и природных объектов. Сразу укажем, что петрографические данные определенно свидетельствуют о петрогенезисе лампроитоидов Магнитогорской мегазоны в условиях высокой флюидонасыщенности, так как

Рис. 7. Фазовая РТ-диаграмма для лампроитоидного расплава в присутствии водного флюида (Богатиков и др., 1991).

О — оливин, Phl — флогопит, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Амф — амфибол, L — расплав. Пунктирными стрелками показаны возможные пути эволюции расплава лампроитоидов Магнитогорской мегазоны. Пояснения см. в тексте.



при кристаллизации лампроитоидных расплавов в отсутствие летучих не образуются флогопит и ортопироксен. В случае быстрого подъема лампроитоидного расплава к поверхности его кристаллизация происходит по схеме, соответствующей экспериментально установленным фазовым соотношениям в присутствии существенно водного флюида (рис. 7). При охлаждении и подъеме расплава кристаллизация начинается уже близко к месту его зарождения (точка А) и на ликвидусе появляется оливин, к которому при охлаждении добавляется флогопит. По мере снижения температур и давлений количество оливина уменьшается, а флогопита увеличивается за счет реакции «оливин + расплав → флогопит», что подтверждается петрографическими данными. В случае задержки расплава на глубине (пусть это будет, к примеру, точка В) значительное удаление из расплава оливина и флогопита приведет к его обеднению калием, рубидием, стронцием, барием и тугоплавкими элементами и, соответственно, обогащению кремнекислотой, кальцием, натрием и глиноземом. При существенно водном составе флюида снижение температуры должно привести к увеличению фугитивности кислорода и фракционированию окисных акцессорных фаз (апатит, циркон, шпинелиды и др.), в результате чего остаточный расплав дополнительно обедняется элементами с высокозарядными ионами (цирконий, иттрий, тяжелые РЗЭ). Если же лампроитоидный расплав достаточно быстро и равномерно поднимается к поверхности, то «главный» этап его дифференциации происходит в коровом очаге (отрезок С-Д). При достижении точки С охлаждение расплава и значительное снятие нагрузки должно привести к существенному насыщению расплава углекислотой, следствием чего является возрастание его степени полимеризации и вязкости и «задержка» в коровом очаге. Увеличение роли CO_2 должно также привести к увеличению поля кристаллизации клинопироксена, т.е. к его появлению при низких давлениях (см. рис. 7, показано крупным пунктиром) и, соответственно, значительной роли клинопироксена в составе пород, что подтверждается петрографическими и минералогическими данными. При внедрении лампроитоидного расплава в верхние части коры (отрезок D-E) при низких давлениях его кристаллизация заканчивается по следующей схеме: оливин — магнезиальный биотит — клинопироксен — лейцит (санидин) — титаномagnetит (ильменит, сфен) — амфибол — магнетит. Этот ряд в значительной мере отражает увеличение щелочности остаточного расплава и значительное повышение активности кислорода по мере его эволюции. Образование лейцита и замещение его санидином происходит при самых низких давлениях (ниже 5 кбар) за

счет реакции «лейцит + расплав → санидин». Очевидно, значительная дифференциация высокощелочного и высокотемпературного расплава в коровых условиях сопровождается некоторой ассимиляцией корового материала. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие метаморфогенных гранатов, впрочем, достаточно редких.

5. Геодинамическая обстановка формирования

Гетерогенность лампроитовых пород в настоящее время признается большинством исследователей, на что указывают значительные вариации в их петрогеохимическом и минералогическом составе. Ранее на основании обобщения большого числа данных по лампроитам из разных регионов Мира убедительно показано, что среди них выделяются три группы, отличающиеся по минеральному и геохимическому составу: низко-, умеренно- и высокотитанистые (Богатиков и др., 1991). Образование этих групп отчетливо различаются по геодинамическим обстановкам проявления. Низкотитанистые лампроиты (Алдан, Испания) приурочены к областям, сопредельным с зонами коллизии, при этом убедительно показана их связь с древними зонами субдукции (Venturelli et al., 1991; Кононова и др., 1994). Умеренно-титанистые лампроиты (Лейцит Хиллс, Гренландия, Замбия, Южная Индия, Англия) формировались при рифтогенной активизации краевых частей платформ, вовлеченных в процессы формирования складчатых поясов. Высокотитанистые лампроиты (Арканзас, Центральная Индия, Южная Африка, Западная Австралия, Антарктида, Карелия) формировались исключительно при активизационно-рифтогенном режиме во внутренних областях докембрийских платформ. Именно с последним типом связаны все известные проявления и месторождения алмазов. Выше показано, что по особенностям состава лампроитоиды Магнитогорской мегазоны являются образцовыми представителями первого («низкотитанистого») типа пород, наиболее близкими их аналогами выступают образования Алдана и Испании. С учетом геологической обстановки проявления лампроитоидов нами предложено выделить их в «постколлизийный» подтип (Сурин, 1999). Проведенные исследования позволяют нам еще раз подтвердить сделанный ранее вывод о том, что лампроитоиды Магнитогорской мегазоны не являются первичными источниками уральских алмазов (Сурин, 1999).

Литература

- Богатиков, О. А., Махоткин, И. Л., Кононова, В. А. (1985). Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород. *Известия АН СССР. Сер. геологическая*, 12, 3–10.
- Богатиков, О. А., Рябчиков, И. Д., Кононова, В. А., Махоткин, И. Л., Новогородова, М. И., Соловова, И. П., Галускин, И. В., Ганеев, Н. И., Гирнис, А. В., Еремеев, Н. В., Когарко, Л. Н., Кудрявцева, Г. П., Михайличенко, О. А., Наумов, В. Б., Сапожникова, Е. Н. (1991). *Лампроиты*. Москва: Наука.
- Горожанин, В. М. (1995). *Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала*. Автореферат диссертации кандидата геол.-минерал. наук. ИГТ УрО РАН, Екатеринбург.
- Заварицкий, А. Н. (1927). Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. *Труды Геологического комитета, Новая серия 1*, (1–3). Ленинград.
- Каминский, Ф. В. (1989). Геохимическая специализация лампроитов. *Известия АН СССР. Сер. геологическая*, 9, 130–134.

- Когарко, Л. Н., Романчев, Б. П., Форназери, М. (1988). Геохимия калиевого вулканизма Италии. *Геохимия*, 10, 1408–1420.
- Кононова, В. А., Богатиков, О. А., Первов, В. А., Еремеев, Н. В., Саддеби, П. (1994). Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана. *Геохимия*, 7, 937–955.
- Краснобаев, А. А., Кузнецов, Г. П., Калеганов, В. А. (1993). Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса. В: *Ежегодник–1992*. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 35–39.
- 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. В: *Алмазы и алмазонасность Тимано-Уральского региона*. Сыктывкар: Геопринт, 209–210.
- Лукьянова, Л. И., Марейчев, А. М., Машак, И. М., Кузнецов, Г. П., Мосейчук, В. М., Петров, В. И., Шалагинов, В. Э. (1992). Первые находки лампроитового магматизма на Южном Урале. *Доклады РАН*, 324 (6), 1260–1264.
- Лукьянова, Л. И., Багдасаров, Э. М., Марейчев, А. М., Машак, И. М., Кузнецов, Г. П., Мосейчук, В. М., Сурин, Т. Н. (1997). Лампроиты Южного Урала. В: *Геология и минералогия подвижных поясов*. Екатеринбург: Уралгеолком, 174–186.
- Мосейчук, В. М., Сурин, Т. Н., Яркова, А. В., Кашина, Л. В. (1995). *Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля*. Уфа: изд-во УНЦ РАН.
- Мосейчук, В. М., Яркова, А. В., Михайлов, И. Г., Кашина, Л. В., Сурин, Т. Н., Плохих, Н. А., Цин, Д. Ф. (2017). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка*. Москва: Изд-во МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ».
- Орлова, М. П. (1991). К классификации и номенклатуре пород лампроитовой серии. *Известия АН СССР. Сер. геологическая*, 3, 51–57.
- Прибавкин, С. В., Ронкин, Ю. Л., Травин, А. В., Пономарчук, В. А. (2007). Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала. *Доклады РАН*, 412 (5), 682–684.
- Прибавкин, С. В. (2017). Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации. *Литосфера*, 1, 53–67.
- Савельев, В. П., Кузнецов, Н. С., Пужаков, Б. А. (2000). Геологическая позиция и особенности проявлений лампроитового магматизма на Челябинской площади. В: *Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы*. Сыктывкар: Изд-во Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, IV, 147–149.
- Салихов, Д. Н., Мосейчук, В. М. (1994). Формации железорудных месторождений. В: *Вулканоγενная металлогения Южного Урала*. Москва: Наука, 119–141.
- Селиверстов, В. А., Колосков, А. В., Чубаров, В. М. (1994). Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка. *Петрология*, 2(2), 197–213.
- Сергеев, О. П., Скопина, Н. А., Баклаев, Я. П., Попов, Б. А. (1989). Магнитогорское рудное поле, в: *Скарново-магнетитовая формация Урала. Средний и Южный Урал*. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 75–103.
- Сурин, Т. Н., Мосейчук, В. М. (1995). Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология. География*, 4(28), 11–18.
- Сурин, Т. Н. (1999). *Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис*. Уфа: Изд-во ИГ УНЦ РАН.
- Ферштатер, Г. Б. (1966). *Магнитогорская габбро-гранитная интрузия*. Свердловск: Изд-во УФ АН СССР.
- Чашухин, И. С., Вотяков, С. Л., Уймин, С. Г. (1996). Новая версия оливин-хромшпинелевого геотермометра. В: *Ежегодник–1995*. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 115–117.
- Шаденков, Е. М., Лукьянова, Л. И. (2001). Вещественный состав пород диатремово-дайковой лампроитовой серии Южного Урала (Челябинская площадь). В: *Алмазы и алмазонасность Тимано-Уральского региона*. Сыктывкар: Геопринт, 104–106.
- Эдгар, А. Д., Арима, М. (1984). Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалийевых магм. В: *27-й МГК Доклады 9. Петрология*. Москва: Наука, 246–258.
- Anderson, D. L. (1982). Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57 (1), 1–12.

- Ballhaus, C., Berry, R., Green, D. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107 (1), 27–40.
- Bogatikov, O. A., Kononova, V. A., Pervov, V. A., Zhuravlev, D. Z. (1994). Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd Isotopic and Geodynamic Model. *Intern. Geol. Rev.*, 36, 629–644.
- Eggler, D. H. (1975). Peridotite — carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 468–474.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 (8), 1199–1212.
- Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187–204.
- Jaques, A. L., Lewis, J. D., Smith, C. B. (1986). The kimberlites and lamproites of West Australia. *Geol. Surv. W. Australia. Bull.*, 132.
- Luk'yanova, L. I., Mareichev, A. M., Kuznetsov, G. P., Ostroumov, V. R. (1995). Prospects for Discovery of Primary Diamond Deposits in the Urals and the eastern Russian Platform. In: *Mineral Resources of Russia: Diamonds and gold. Proceed. 2nd Int. Symp. Min. Res. of Russia*. St. Petersburg: VSEGEI Publ., 19–23.
- Luk'yanova, L. I., Lobkova, L. P., Zhukov, V. V., Rybalchenko, A. Ya., Ostroumov, V. P. (1998). Diamonds of the Urals mobile belt and source rocks for the Uralian (Brazilian) type diamond placers. In: *7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 515–517.
- Mahotkin, I. L. (1998). Petrology of Group 2 Kimberlite-Olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, N. W. Russia. In: *7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 529–531.
- Mitchell, R. H., Bergman, S. C. (1991). *Petrology of lamproites*. New York: Plenum Publ.
- O'Neill, H., Wall, V. (1987). The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the Earth upper mantle. *J. Petrol.*, 28 (6), 1169–1191.
- Orlova, M. P., Luk'yanova, L. I., Borisov, A. B., Mashak, J. M., Orlov, D. M., Smelova, L. V., Shadenkov, E. M. (1995). Lamproites of Russia (geology, mineralogy, petrochemistry, geochemistry). In: *6th International Kimberlite Conference*. Novosibirsk: UIGGM, SBRAS, 410–412.
- Venturelli, G., Capedri, S., Barbieri, M., Toscani, L., Salvioli Mariani, E., Zerbi, M. (1991). The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity. *Eur. J. Mineral.*, 3, 123–145.

Статья поступила в редакцию 18 апреля 2019 г.
Статья рекомендована в печать 27 ноября 2019 г.

Контактная информация:

Сурин Тимофей Николаевич — Timofey_Surin@vsegei.ru; SurinTimofey@gmail.com

Lamproitoides of the Magnitogorsk Megazone (South Urals): Petrologic-geochemical features and geodynamic conditions of their formation

T. N. Surin

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute,
74, Sredny pr., St. Petersburg, 199106, Russian Federation

For citation: Surin, T. N. (2020). Lamproitoides of the Magnitogorsk Megazone (South Urals): Petrologic-geochemical features and geodynamic conditions of their formation. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (1), 194–217. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.110> (In Russian)

The material composition and petrographic features of lamproitoid dikes of the Magnitogorsk Megazone of the Southern Urals are described. Their younger age (197–240 million years) in comparison with lamprophyres developed in the same megazone (304–308 million years) is established. It is shown that these formations are a single petrographic series (from alkaline-ultrabasic to orendites). The mineralogical features of rocks are characterized and the conclusion is made about their proximity to lamproites by mineralogical criteria, but there are also significant differences from the latter. The petrogeochemical features of rocks are studied. According to

their chemistry, they are divided into three groups: ultrabasic (rare), basic (the absolute majority of the analyzed rocks) and medium (orendites). The average compositions of the selected groups are calculated, the features of their normative composition are described and the geochemical characteristic is given. The conclusion about the similarity of the studied rocks with postcollisional igneous formations is made. A possible mechanism of the petrogenesis of lamproitoides is reconstructed. The most probable mantle source for the primary melt of lamproitoides is established as phlogopite peridotite, which underwent partial melting in the presence of a substantially aqueous fluid with a sharply subordinate role of carbon dioxide in its composition. The crystallization of the melt occurred according to the scheme corresponding to the experimentally established phase relationships in the presence of an aqueous fluid. The geodynamic position of dikes was clarified and the described rocks were compared with "classical" lamproites of different regions. Their similarity to the lamproites of Aldan and Spain, the formation of which is associated with ancient subduction zones, is shown. Taking into account the geological situation of lamproitoides, we propose distinguishing them into a "postcollisional" subtype. The conducted research allows us to confirm the earlier conclusion that the lamproitoides of the Magnitogorsk Megazone are not the primary sources of Ural diamonds.

Keywords: lamproitoides, Southern Urals, petrogenesis, geodynamic setting.

References

- Anderson, D. L. (1982). Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57 (1), 1–12.
- Ballhaus, C., Berry, R., Green, D. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107 (1), 27–40.
- Bogatikov, O. A., Kononova, V. A., Pervov, V. A., Zhuravlev, D. Z. (1994). Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd Isotopic and Geodynamic Model. *Intern. Geol. Rev.*, 36, 629–644.
- Bogatikov, O. A., Mahotkin, I. L., Kononova, V. A. (1985). Lamproites and their place in the systematics of high-magnesium potassium rocks. *Izvestia AN SSSR. Ser. geologicheskaya*, 12, 3–10. (In Russian)
- Bogatikov, O. A., Ryabchikov, I. D., Kononova, V. A., Mahotkin, I. L., Novgorodova, M. I., Solovova, I. P., Galuskin, I. V., Ganeev, N. I., Girmis, A. V., Ereemeev, N. V., Kogarko, L. N., Kudryavceva, G. P., Mihajlichenko, O. A., Naumov, V. B., Sapozhnikova, E. N. (1991). *Lamproites*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Chashchuhin, I. S., Votyakov, S. L., Uymin, S. G. (1996). The new version of the olivine-chromspinel geothermometer. In: *Ezhegodnik–1995*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 115–117. (In Russian)
- Edgar, A. D., Arima, M. (1984). Experimental study of potassium metasomatism using the pyrolytic mantle model and its significance for the genesis of high-potassium magmas. In: *27 MGK Doklady 9. Petrologiya*. Moscow: Nauka Publ., 246–258. (In Russian)
- Eggler, D. H. (1975). Peridotite — carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 468–474.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O’Nions, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 (8), 1199–1212.
- Fershtater, G. B. (1966). The Magnitogorsk gabbro-granite intrusion. Sverdlovsk: UF AN SSSR Publ. (In Russian)
- Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187–204.
- Gorozhanin, V. M. (1995). *Rubidium-strontium isotope method in solving the problems of geology of the South Urals*. PhD. IGG UrO RAN, Ekaterinburg. (In Russian)
- Jaques, A. L., Lewis, J. D., Smith, C. B. (1986). The kimberlites and lamproites of West Australia. *Geol. Surv. W. Australia. Bull.*, 132.
- Kaminskiy, F. V. (1989). Geochemical specialization of lamproites. *Izvestia AN SSSR, Ser. geologicheskaya*, 9, 130–134. (In Russian)
- Kogarko, L. N., Romanchev, B. P., Fornazeri, M. (1988) Geochemistry of potassium volcanism in Italy. *Geokhimiya*, 10, 1408–1420. (In Russian)

- Kononova, V. A., Bogatkov, O. A., Pervov, V. A., Ereemeev, N. V., Saddebi, P. (1994). Geochemistry and formation conditions of potassium igneous rocks of Central Aldan. *Geokhimiia*, 7, 937–955. (In Russian)
- Krasnobae, A. A., Kuznetsov, G. P., Kaleganov, V. A. (1993). The composition and age of the lamproites of the Kuybasovskii complex. In: *Ezhгодnik–1992*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 35–39. (In Russian)
- Kuznetsov, G. P., Kuznetsov, N. S., Savelev, V. P., Puzhakov, B. A., Luk'yanova, L. I. (2001). Diatremes and dikes of lamproites on the Eastern slope of the South Urals. In: *Almazы i almazonosnost' Timano-Ural'skogo regiona*. Syktyvkar: Geoprint Publ., 209–210. (In Russian)
- Luk'yanova, L. I., Bagdasarov, E. M., Mareichev, A. M., Mashchak, I. M., Kuznecov, G. P., Moseychuk, V. M., Surin, T. N. (1997). Lamproites of the Southern Urals. In: *Geologiya i minerogeniya podvizhnykh pojasov*. Ekaterinburg: Uralgeolm Publ., 174–186. (In Russian)
- Luk'yanova, L. I., Lobkova, L. P., Zhukov, V. V., Rybalchenko, A. Ya., Ostroumov, V. P. (1998). Diamonds of the Urals mobile belt and source rocks for the Uralian (Brazilian) type diamond placers. In: *7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 515–517.
- Luk'yanova, L. I., Mareichev, A. M., Kuznetsov, G. P., Ostroumov, V. R. (1995). Prospects for Discovery of Primary Diamond Deposits in the Urals and the eastern Russian Platform. In: *Mineral Resources of Russia: Diamonds and gold. Proceed. 2nd Int. Symp. Min. Res. of Russia*. St. Petersburg: VSEGEI Press, 19–23.
- Luk'yanova, L. I., Mareichev, A. M., Mashchak, I. M., Kuznetsov, G. P., Moseychuk, V. M., Petrov, V. I., Shalaginov, V. E. (1992). The first finds of lamproitic magmatism in the South Urals. *Doklady RAN*, 324 (6), 1260–1264. (In Russian)
- Mahotkin, I. L. (1998). Petrology of Group 2 Kimberlite-Olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, N.W. Russia. In: *7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 529–531.
- Mitchell, R. H., Bergman, S. C. (1991). *Petrology of lamproites*. New York: Plenum Publ.
- Moseychuk, V. M., Surin, T. N., Yarkova, A. V., Kashina, L. V. (1995). *Magnitogorsk ore field. Guide to the geological tour of the main deposits of the Magnitogorsk ore field*. Ufa: UNC RAN Publ. (In Russian)
- Moseychuk, V. M., Yarkova, A. V., Mihajlov, I. G., Kashina, L. V., Surin, T. N., Plokhikh, N. A., Tzin, D. F. (2017). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200000. The South Urals Series. Sheet N-40-XXIV. Explanatory note*. Moscow: VSEGEI Press. (In Russian)
- O'Neill, H., Wall, V. (1987). The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the Earth upper mantle. *J. Petrol.*, 28 (6), 1169–1191.
- Orlova, M. P. (1991). To the classification and nomenclature of the lamproite series rocks. *Izvestia AN SSSR. Ser. geologicheskaja*, 3, 51–57. (In Russian)
- Orlova, M. P., Lukjanova, L. I., Borisov, A. B., Mashak, J. M., Orlov, D. M., Smelova, L. V., Shadenkov, E. M. (1995). Lamproites of Russia (geology, mineralogy, petrochemistry, geochemistry). In: *6th International Kimberlite Conference*. Novosibirsk: UIGGM, SBRAS, 410–412.
- Pribavkin, S. V. (2017). Lamproites of the South Urals: problems of nomenclature, age, geodynamic interpretation. *Litosfera*, 1, 53–67. (In Russian)
- Pribavkin, S. V., Ronkin, Yu. L., Travin, A. V., Ponomarchuk, V. A. (2007). New data on the age of lamproite-lamprophyre magmatism in the Urals. *Doklady RAN*, 412 (5), 682–684. (In Russian)
- Salikhov, D. N., Moseychuk, V. M. (1994). Formations of iron ore deposits. In: *Vulkanogennaia metallogeniia Iuzhnogo Urala*. Moscow: Nauka Publ., 119–141. (In Russian)
- Savelev, V. P., Kuznetsov, N. S., Puzhakov, B. A. (2000). Geological position and features of manifestations of lamproite magmatism on Chelyabinsk area. In: *Petrologiya na rubezhe XXI veka: itogi i perspektivy*. Syktyvkar: IG Komi NC UrO RAN Publ., IV, 147–149. (In Russian)
- Seliverstov, V. A., Koloskov, A. V., Chubarov, V. M. (1994). Lamproite-like potassium alkaline-ultrabasic rocks of the Valaginsky ridge, Eastern Kamchatka. *Petrologiya*, 2(2), 197–213. (In Russian)
- Sergeev, O. P., Skopina, N. A., Baklaev, Ya. P., Popov, B. A. (1989). The Magnitogorsk ore field. In: *Skarnovo-magnetitovaia formatsiia Urala. Srednii i Iuzhnyi Ural*. Sverdlovsk: UrO AN SSSR Publ., 75–103. (In Russian)
- Shadenkov, E. M., Luk'yanova, L. I. (2001). The material composition of rocks diatreme-dike lamproite series of the South Urals (Chelyabinsk area). In: *Almazы i almazonosnost' Timano-Ural'skogo regiona*. Syktyvkar: Geoprint Publ., 104–106. (In Russian)
- Surin, T. N., Moseychuk, V. M. (1995). Geodynamics of development of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Ser. 7. Geologiya. Geografiya*, 4(28), 11–18. (In Russian)
- Surin, T. N. (1999). *Triassic lamproite and lamprophyre (kalymbaevskii complex) of East-Magnitogorsk zone of the South Urals: mineralogy, geochemistry and petrogenesis*. Ufa: IG UNC RAN Publ. (In Russian)

- Venturelli, G., Capedri, S., Barbieri, M., Toscani, L., Salvioli Mariani, E., Zerbi, M. (1991). The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity. *Eur. J. Mineral.*, 3, 123–145.
- Zavaritskiy, A.N. (1927). Magnitnaia mountain and its iron ore deposits. *Trudy Geologicheskogo komiteta, Novaya seriya*, 1 (1–3). (In Russian)

Received: April 18, 2019
Accepted: November 27, 2019

Contact information:

Timofey N. Surin — Timofey_Surin@vsegei.ru; SurinTimofey@gmail.com