

ЛАМПРОИТЫ ТОМТОРСКОГО МАССИВА (Восточное Прианабарье)

Н.В. Владыкин, Т.С. Торбеева

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

Приводится описание лампроитов Томторского массива, обнаруженных авторами при изучении керн скважин. Выделены оливиновые и лейцитовые разновидности лампроитов. Рассмотрены их минеральный и химический составы, петрохимические и геохимические особенности. Предложена методика восстановления карбонатизированных разновидностей лампроитов путем химического растворения наложенных карбонатов. Оценивается соответствие нерастворимого остатка химическому составу неизмененных разновидностей. Состав слюд лампроитов Томторского массива на классификационной треугольной диаграмме отвечает полю составов слюд лампроитов. Спектры TR-лампроитов Томторского массива и оливиновых лампроитов Австралии идентичны. Учитывая географическую близость Эбеляхской алмазоносной россыпи и Томторского массива и в связи с обнаружением на массиве лампроитового магматизма, делается предположение о возможной связи россыпи с лампроитовыми туфами Томтора.

Лампроиты, Томторский массив щелочных пород и карбонатитов, химический состав, геохимические особенности, спектр TR.

LAMPROITES OF THE TOMTOR MASSIF

(eastern Anabar area)

N.V. Vladykin and T.S. Torbееva

This paper is concerned with lamproites of the Tomtor massif, which we discovered in borehole cores. The lamproites are of two varieties, olivine and leucitic. Their mineral composition, petrochemistry, and geochemistry are discussed. A technique for restoration of carbonatized lamproites through chemical dissolution of superposed carbonates is proposed. The chemical composition of the insoluble residue gives insight into the composition of unaltered lamproite varieties. The REE patterns of the Tomtor lamproites are identical to those of Australian olivine lamproites. Taking into account the proximity of the Ebelyakh diamond placer to the Tomtor massif and the discovery of lamproitic magmatism in the latter, we suggest that the Tomtor lamproitic tuffs were the source of the Ebelyakh diamonds.

Lamproites, Tomtor massif of alkaline rocks and carbonatites, chemical composition, geochemistry, REE pattern

ВВЕДЕНИЕ

Проблема коренной алмазоносности территории Восточного Прианабарья существует давно. Многочисленные россыпные проявления алмазов этого района свидетельствуют о значительных мощностях разрушенных коренных источников. Имеющиеся в восточном обрамлении Анабарского щита многочисленные геофизические аномалии диатремовых структур сложены породами пикрит-альнеитового ряда и реже массивными кимберлитами, но в основном они неалмазоносны (рис. 1). В Талахтахской диатреме [1] обнаружены К-вулканиты, отнесенные авторами к санидиновым лампроитам, но алмазов они не содержали. Особое внимание в 80-е годы привлек крупный Томторский массив щелочных пород и Nb-TR-карбонатитов. На массиве были обнаружены многочисленные проявления и диатремы К-ультраосновных пород [2]. Главная роль в исследовании алмазоносности пород Томторского массива принадлежит Григорию Ивановичу Поршневу, нашедшему в одной из диатрем алмаз. Имеющиеся в его распоряжении породы он классифицировал как пикриты и кимберлиты. Проводившиеся в те годы интенсивные исследования Nb-TR-карбонатитового месторождения в основном касались рудной толщи, а силикатным породам массива уделялось мало внимания. В основном исследовались ийолит-сиенитовые породы, а остальные относились к фойдит-тингвайтовой серии [3—7], хотя Г.И. Поршневым [2] указывалось, что почти в каждой скважине верхние горизонты сложены разрушенными К-эффузивами пикритового типа. Некоторые породы диатремовых брекчий [8] отнесены к лампроитам, однако позже в этих породах было обнаружено значительное количество мелилита, что исключает их лампроитовое происхождение. В южном обрамлении Томторского массива описаны диатремы с породами пикрит-альнеитового ряда [9].

Детальные пятилетние исследования авторами щелочных пород диатрем Восточного обрамления Анабарского щита и Томторского массива привели к обнаружению в них пород лампроитовой серии [10, 11] и к иной интерпретации магматизма Томторского массива.

СТРОЕНИЕ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

Томторский массив щелочных—карбонатитовых пород площадью 250 км² — крупнейший карбонатитовый массив мира. Он относится к вулканоплутоническим комплексам центрального типа. По геофизическим данным, породы массива прослеживаются на глубину не менее 10 км. Расположен он в Восточном Прианабарье (см. рис. 1) на Уджинском поднятии и образует с массивом Богдо и двумя неэкспонированными массивами Уджинскую провинцию щелочных пород [2].

Массив на одну треть перекрыт более молодыми породами и почти совершенно не обнажен, за исключением некоторых сиенитовых выходов вдоль рек в восточной и южной частях. Изучение пород многочисленных скважин, пробуренных в основном в рудном комплексе в центре массива, дает мало информации о строении всего массива, который до сих пор остается малоизученным. Вероятно, поэтому некоторые авторы [3, 4] ведут описание пород массива не от древних к молодым (как обычно принято), а в обратном направлении — от широко распространенных сиенитов к более древним ийолитам и далее к молодым карбонатитам. Детальные исследования возраста пород [6] дали неожиданные результаты. Разброс данных возраста от 700 до 250 млн лет. Маловероятно, что так долго формировался массив, состоящий из генетически связанных пород в единой структуре кольцевого комплекса. Возможно, что в какой-то мере разброс значений возраста связан с разными методами его определения (Rb/Sr и K/Ar) по довольно измененным породам, а также и определениями возраста Fsp-пород, в которых при распаде полевого шпата теряется Ag. По данным возраста в схеме магматизма вулканоплутона выделены три структурных этажа [5, 6]: нижний — древний, средний и верхний — более молодые. Притом во всех этажах присутствуют и силикатные породы, и карбонатиты. Такая интерпретация строения массива была бы подходящей для вулканических потоков, где нижняя часть более древняя, а верхняя — более молодая. Нам непонятно, как в кольцевую структуру центрального типа с вертикальными контактами „уложить“ три горизонтальных структурных этажа. Нам представляется, что описываемая структура массива [3—7] еще далека от реальной. Кроме известных ранее силикатных пород массива Л.С. Егоровым были обнаружены дайковые меллилитовые породы [12]. В крупных щелочно-ультраосновных массивах всегда имеются в противовес поздним жильным основным породам более ранние интрузивные аналоги. Нами просмотрены и опробованы породы почти из всех пробуренных в 80-е годы скважин (более 100), которые имелись в пос. Амакинский и Эбелях, а также оставшийся в НИИГА и Полярной экспедиции каменный материал, собранный Л.С. Егоровым и Г.И. Поршневым. На основе изучения образцов этих пород (более 2 тыс. шлифов и около 1 тыс. силикатных анализов) нами предлагается следующая схема магматизма Томторского вулканоплутона.

Наиболее ранними породами массива являются оливин-пироксеновые, пироксениты и Вт-пироксениты, встречающиеся в некоторых скважинах в виде ксенолитов. Следующая порция магмы была меллилит-ийолитового состава, в основном уничтоженная карбонатитовым процессом и имеющая жильные аналоги [12]. Далее внедрялись нефелиновые и щелочные сиениты, занимающие большую часть массива, притом К-щелочные сиениты значительно преобладают над Na-нефелиновыми сиенитами. Из более 300 силикатных анализов сиенитов массива мы не встретили ни одного агапитового. Карбонатитовая составляющая отделялась как от меллилит-ийолитовой, так и от сиенитовой магмы, о чем свидетельствуют многочисленные сложные пересечения силикатных и карбонатных пород. Все эти породы относятся к плутонической истории становления массива. Последующие тектонические движения приводят к выходу массива на поверхность эрозионного среза, и далее развивается вулканическая история формирования массива, представленная эффузивными потоками, жильными породами, диатремовыми брекчиями и туфовыми образованиями. Наиболее ранние из них — вулканиты,

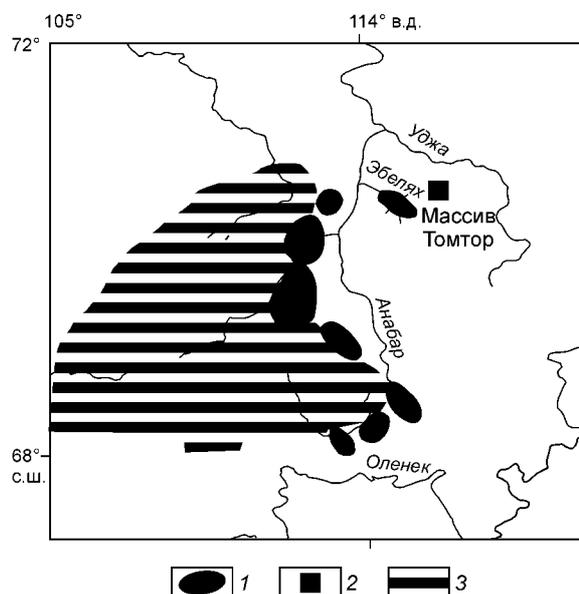


Рис. 1. Географическое положение Томторского массива и Эбеляхской россыпи.

1 — участки пикрит-кимберлитовых аномалий Восточного Прианабарья; 2 — Томторский массив; 3 — Анабарский щит.

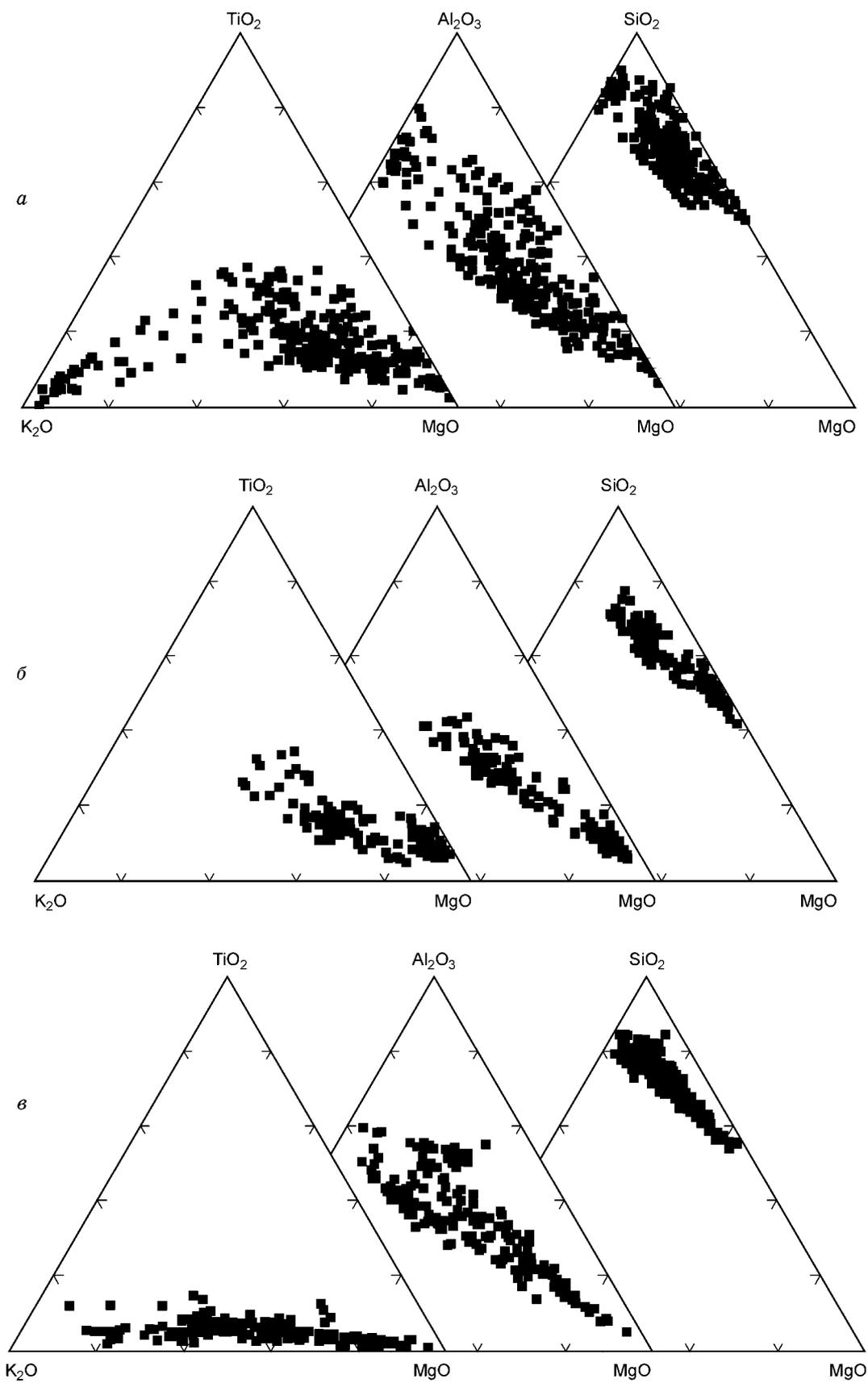


Рис. 2. Тройные корреляции петрогенных элементов (мас. %).

a — лампроиты и другие силикатные породы Томторского массива; *b* — лампроиты Томторского массива; *v* — лампроиты Алданского щита [3].

силлы и дайки пикрит-лампроитовой серии, пересекающие ранние карбонатиты, сами секутся более поздними карбонатитами, возможно, отделившимися от лампроитовой магмы. По керну скважин эта толща имеет мощность не менее 300 м. В массиве встречаются и другие породы этого этапа (тингуаиты, меланефелиниты [3, 4] и т. п.). Завершается вулканическая деятельность диатремовыми брекчиями, извержениями лампроитовых туфов и рудоносными карбонатитовыми туфами (Fe, P, CO₂, Nb, TR), которые сохранились в кальдере проседания (центральная часть массива) с наложенными на них процессами последующих замещений. Вероятно, эксплозивная туфовулканическая деятельность происходила и в более молодое (пермское и юрское) время и привела к образованию осадочных и эффузивно-осадочных отложений, перекрывших массив. Эти образования, по данным А.В. Толстова [10], содержат до 0,1 % Nb. Длительность вулканоплутонической деятельности, вероятно, связана с циклической работой глубинного плюма, прорвавшегося в наиболее ослабленную рифтовую зону Уджинского поднятия. Интерпретация Sr-изотопных данных [4] отвергает модели осадочного перетолжения [7] и зон вторичного обогащения [5] образования рудного комплекса массива и не противоречит его эндогенной—туфогенной природе. В связи со значительными процессами постмагматических изменений пород, особенно карбонатизации, связанных со становлением карбонатитов, для более точного выяснения возраста Томторского комплекса пород необходимо провести исследования на основе более инертных возрастных систем (Sm/Nd или Os/Ir) или по цирконам, которые в меньшей степени реагируют на наложенные процессы.

Как видно из петрохимической диаграммы тройных корреляций (рис. 2), все силикатные породы Томторского массива образуют единые тренды составов от ультраосновных пород, обогащенных Mg, до сиенитовых, обедненных Mg и обогащенных K, Al и Si. Все это свидетельствует о единой генетической серии пород Томторского массива, образовавшихся из единого источника в процессе дифференциации. Ранее исследователи [3—5, 7] относили Томторский массив к карбонатитовым комплексам Na-серии, хотя в приведенных ими же анализах сиенитов, занимающих 70 % объема массива, содержалось 2—4 % Na₂O и 10—14 % K₂O. Этот факт, а также обнаружение [2] нами больших объемов K-пикритов и пород лампроитовой серии позволяют пересмотреть эту позицию и отнести массив к карбонатитовым комплексам K- или K-Na-серии.

ПОРОДЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ

Пикрит-лампроит-карбонатитовая серия пород Томторского массива, как было показано выше, относится к вулканической стадии развития Томторского вулканоплутона. Они встречаются в керне верхних горизонтов большинства скважин (несколько десятков), пробуренных по силикатным породам. Пикритоподобные породы — это сильно разрушенные породы зеленого цвета, содержащие большое количество хлоритизированной и вермикулитизированной слюды [2]. Восстановить первичный состав этой породы практически невозможно. Глубже встречаются довольно мощные (до 50 м) горизонтальные силлы, реже наклонные дайки, сложенные лампроитами. По минеральному составу среди лампроитов Томторского массива можно выделить оливиновые и лейцитовые разновидности. В некоторых телах лампроитов после процесса карбонатизации пород от оливина и лейцита остались в основном формы кристаллов. В менее измененных оливиновых лампроитах наблюдается обычное замещение оливина серпентином. Встречаются и малоизмененные разности лампроитов. В скв. 0865 и 0855 обнаружены лейцитовые лампроиты.

Оливиновые лампроиты — это мелкозернистые породы серого цвета, сложенные порфиrowыми выделениями часто ограненных кристаллов оливина, которые обтекаются более мелкозернистой слюдисто-пироксеновой массой, создавая трахитоидность породы. Иногда основная масса породы состоит на 80 % из слюды. Из второстепенных минералов отмечаются апатит, перовскит и рудные (магнетит?). Количество последних в некоторых разновидностях достигает 5—10 %. Иногда встречаются повышенные концентрации граната, который обычно не характерен для лампроитов. Не исключено, что гранат образовался в процессе карбонатизации лампроитов, особенно при замещении пироксена. Кристаллы вкрапленников слюды образуют текстуры, очень характерные для пород лампроитовой группы [13]. После кристаллизации лампроитов происходило внедрение насыщенной флюидами карбонатитовой магмы, которая в магматическом очаге отделялась, возможно, от лампроитовой (как на Мурунском массиве [14—16]), и лампроиты подвергались частичной карбонатизации. Часть оливина полностью замещена карбонатами различного состава, и от него осталась только форма кристаллов. Иногда разрушается при карбонатизации и пироксен. Слюда постмагматическим изменениям не подвергается.

Лейцитовые разновидности отличаются от оливиновых лампроитов очень вязкими механическими свойствами, их очень трудно разбить. В основной массе лейцитовых лампроитов отмечены выделения калиевого полевого шпата. Несмотря на некоторые повышенные содержания натрия в отдельных пробах, в породах не обнаружено плагиоклазов, как и положено для лампроитов.

Лейцитовые лампроиты состоят из вкрапленников лейцита (ограненного и округлого габитуса), которые обтекаются слюдисто-пироксеновым агрегатом. Выделения слюды часто приурочены к граням кристаллов лейцита, как бы окаймляя его, и создают „решетчатую“ структуру породы, часто наблюдаемую

в лампроитах Смоки-Бьют (США). К сожалению, выделения лейцита, так же как и оливина, замещены карбонатами. Для подтверждения кристаллизации замещенных оливина и лейцита и установления их состава необходимо провести детальное изучение состава минералов расплавных включений в неизмененных пироксенах (где они законсервированы), как это сделано в лампроитах Мурунского массива [17]. Процесс карбонатизации лампроитов является довольно распространенным и, кроме томторских, интенсивно проявлен в уральских и индийских лампроитах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ЛАМПРОИТОВ

Сложности точного определения состава лампроитов Томтора связаны с наложенным процессом карбонатизации. Для уточнения первичного состава лампроитов мы в 30 пробах провели экспериментальное выщелачивание карбоната с анализом первичного материала, нерастворенного остатка и кислотной вытяжки. К сожалению, не исключено в отдельных случаях растворение некоторого количества разрушенных пироксена и слюды. Восстановить и уточнить химический состав лампроитов нельзя расчетным путем, вычитая только кальциевую составляющую, так как замещающий карбонат содержит также Mg и Fe.

Методика растворения: 30 г истертого в пудру лампроита растворяли в течение 5 мин в 300 мл холодной HCl (1:1). Мы рассчитывали, что растворился весь карбонат, так как через 5 мин растворения выделение CO₂ не наблюдалось. Раствор сливали, фильтровали и анализировали (табл. 1). Нерастворимый остаток осторожно промывали водой, высушивали и анализировали. Такой обработке мы подвергали только породы интенсивно карбонатизированные. Химические составы пород лампроитовой группы до кислотной обработки (а) и после (б) представлены в табл. 2.

Для составов карбонатизированных пород отмечены низкие содержания SiO₂ и высокие CaO и CO₂ и их легко можно было спутать с породами пикрит-кимберлитовой и других групп. После удаления карбоната в породах резко возросли содержания SiO₂ и MgO, меньше K₂O и TiO₂, их составы приблизились к составам малоизмененных лампроитов и они на петрохимических диаграммах (см. рис. 2) попали в тренд пород лампроитовой серии. В связи с тем, что в некоторых разновидностях пород карбонатные составляющие были представлены минералами доломит-анкеритового состава, их удаление не привело к значительному повышению содержания MgO и железа, а в некоторых разновидностях концентрации MgO даже несколько уменьшились, однако они остались в пределах составов пород лампроитовой серии. Глядя на соотношение FeO к Fe₂O₃, можно говорить о том, что кислотная обработка не привела к растворению силикатных минералов, иначе в них наблюдалось бы резкое окисление FeO. К сожалению, в некоторых пробах произошел вынос разрушенных (карбонатизированных) пироксенов, что привело к низким содержаниям CaO в породе. Кроме того произошло некоторое растворение апатита, поэтому концентрации фосфора не повысились. Конечно, нельзя говорить, что после удаления карбоната породы полностью восстановили свой состав. Однако этого восстановления достаточно для достоверной диагностики пород лампроитовой серии. Чтобы доказать, что после кислотной обработки породы других серий не приобрели лампроитового состава, в табл. 2 приведены составы так же обработанных биотитового пироксенита (ан. 29, 30) и

Таблица 1. Состав солянокислых вытяжек из лампроитов Томторского массива (мас.%)

Скважина	Глубина, м	Вес, г*	CO ₂ *	BaO	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO
0865	50—115	10,0	13,58	0,14	23,4	2,80	1,9	0,18	0,66
0873	50	11,5	16,92	0,04	9,2	2,10	1,2	0,10	0,21
1625	95	7,0	9,35	0,07	6,0	2,00	1,3	0,08	0,06
1625	188	3,0	4,64	0,15	6,8	2,00	1,5	0,10	0,53
2417	48—55	6,3	9,41	0,10	10,1	2,60	2,4	0,22	0,27
2425	140—150	11,0	17,20	0,06	14,8	5,60	2,9	0,22	0,22
3233	140—170	12,0	18,09	0,03	23,0	3,00	2,2	0,45	0,18
48/8	164	12,7	20,91	0,05	14,4	0,86	2,2	0,15	0,13
117	147	11,0	18,37	0,03	10,9	6,64	1,3	0,16	0,13
117	174	6,5	9,92	0,10	14,8	1,00	1,4	0,15	0,32
118	56	6,3	9,94	0,09	15,3	0,73	0,4	0,07	0,51
2447	20—30	6,6	10,25	0,13	18,5	1,41	0,9	1,10	0,49
6189	65—75	6,0	7,01	0,66	14,0	0,56	1,0	0,07	0,49

* Вес растворенного вещества равен 30 г минус вес нерастворимого остатка.

** CO₂ в исходной пробе.

Таблица 2.

Химический состав лампроитов (мас.%) Томторского массива

Компонент	Скв. 0865 (50—115)		Скв. 0873 (50)		Скв. 1625 (95)		Скв. 1625 (150)		Скв. 1625 (188)		Скв. 2417 (48—55)		Скв. 2425 (140—150)		Скв. 2446 (68)	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO ₂	2,29	4,29	3,08	5,30	3,83	5,44	3,52	5,03	4,36	5,22	3,35	4,40	3,34	5,54	3,12	5,39
SiO ₂	24,31	42,34	25,53	43,05	32,02	42,19	35,34	45,98	34,58	41,60	31,83	41,98	28,74	47,04	29,02	47,75
Al ₂ O ₃	6,54	9,72	6,02	9,43	7,62	7,74	10,54	11,08	8,72	9,15	6,94	8,44	7,31	10,30	6,59	10,57
Fe ₂ O ₃	5,22	9,28	5,45	6,84	7,04	7,95	3,71	3,63	3,68	2,68	5,68	5,85	4,44	7,42	4,73	6,84
FeO	3,68	4,04	5,12	5,66	5,84	4,94	7,27	8,53	9,25	9,79	6,91	6,74	5,66	5,30	6,20	5,30
MnO	0,26	0,19	0,28	0,14	0,19	0,12	0,24	0,27	0,42	0,37	0,43	0,30	0,24	0,05	0,24	0,03
MgO	9,48	12,89	11,29	13,21	12,59	13,25	6,63	8,37	13,82	14,08	13,80	15,35	10,48	9,76	9,75	8,74
CaO	21,76	2,50	17,57	1,29	11,34	2,36	12,87	1,73	7,76	1,36	12,06	4,53	14,19	0,33	13,69	0,30
BaO	0,31	0,45	0,17	0,25	0,15	0,12	0,63	0,70	0,36	0,41	0,30	0,33	0,13	0,17	0,11	0,14
SrO	0,58	0,49	0,41	0,37	0,11	0,11	0,50	0,52	0,53	0,49	0,24	0,26	0,32	0,33	0,20	0,20
ZrO ₂	0,04	0,07	0,05	0,07	0,05	0,08	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05
K ₂ O	3,78	6,34	4,67	7,28	4,44	5,83	4,19	6,18	7,94	7,93	4,96	6,10	5,40	8,14	5,51	8,74
Na ₂ O	1,57	2,15	1,55	2,08	2,40	2,52	3,44	3,60	0,57	0,63	1,31	1,61	1,60	2,63	1,80	2,91
P ₂ O ₅	2,72	2,76	1,73	1,73	0,73	0,75	1,00	1,04	1,96	1,95	0,56	0,52	0,51	0,42	0,61	0,66
CO ₂	13,58	—	16,92	—	9,35	—	8,26	—	4,64	—	9,41	—	15,94	—	17,20	—
F	0,43	0,52	0,68	0,88	0,35	0,36	0,25	0,51	1,05	1,26	0,70	0,84	0,49	0,69	0,63	0,97
S	0,11	0,38	0,12	0,07	0,02	0,04	0,08	0,24	0,03	0,02	0,02	0,01	0,18	0,44	0,01	0,02
H ₂ O	2,67	1,29	0,50	1,80	1,36	5,50	0,96	2,21	0,20	2,62	1,09	2,31	0,50	0,97	0,20	0,76
Сумма	99,33	99,70	99,74	99,45	99,43	99,30	99,49	99,69	99,92	99,61	99,52	99,61	99,51	99,59	99,64	99,37

Компонент	Скв. 3233 (140—170)		Скв. 48/8 (164)		Скв. 117 (147)		Скв. 117 (174)		Скв. 118 (56)		Скв. 2447 (20—30)		Скв. 6189 (65—75)		Скв. 0865 (114)	Скв. 14/81 (20)
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	а
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	20,62	36,14	23,83	40,41	26,42	38,78	29,23	40,11	30,28	40,93	25,96	36,41	30,12	36,50	36,86	37,04
TiO ₂	1,88	3,37	2,60	4,17	1,64	2,48	3,74	5,17	3,37	4,67	2,75	4,22	2,57	3,80	7,04	2,50
Al ₂ O ₃	6,06	10,47	4,83	7,41	4,65	6,69	8,52	10,51	7,03	8,90	6,91	8,66	10,23	9,02	7,53	9,89
Fe ₂ O ₃	5,60	10,70	5,31	8,19	6,67	6,69	7,61	9,52	7,06	10,36	8,73	11,36	7,36	10,58	5,39	5,35
FeO	3,32	3,86	5,30	5,30	4,04	4,13	6,02	5,84	4,76	5,39	3,32	4,04	4,76	6,20	7,35	4,94
MnO	0,70	0,53	0,21	0,12	0,24	0,12	0,33	0,25	0,27	0,29	0,33	0,37	0,47	0,60	0,23	0,17
MgO	10,35	17,34	15,36	13,56	19,04	19,22	11,94	15,35	11,91	15,70	10,55	13,64	7,89	11,21	10,65	14,01
CaO	24,55	2,51	13,42	3,19	12,41	4,04	12,83	1,23	14,84	2,48	21,58	9,65	18,97	11,59	9,12	10,75
BaO	0,40	0,61	0,13	0,18	0,11	0,16	0,03	0,41	0,31	0,37	0,40	0,54	1,11	1,16	0,22	0,20
SrO	0,80	0,76	0,12	0,15	0,14	0,17	0,27	0,25	0,42	0,02	0,43	0,39	0,43	0,43	0,13	0,14
ZrO ₂	0,06	0,09	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07
K ₂ O	4,56	7,81	3,87	5,88	4,04	5,63	5,01	6,14	4,86	5,81	3,37	3,54	2,17	3,42	6,30	5,87
Na ₂ O	0,20	0,20	1,67	2,62	1,99	2,73	1,12	1,21	2,19	2,60	0,81	0,87	2,64	0,75	2,23	1,98
P ₂ O ₅	2,68	2,85	0,19	0,19	0,23	0,27	0,49	0,45	0,94	0,04	1,93	1,91	2,18	0,60	1,30	1,45
CO ₂	16,58	—	20,91	—	17,37	—	9,92	—	9,94	—	10,25	—	7,01	—	3,75	4,60
F	0,36	0,26	0,85	1,09	0,67	1,15	0,51	0,48	0,60	0,83	0,24	0,12	0,21	0,18	0,46	0,46
S	0,09	0,13	0,28	0,16	0,44	0,44	0,07	0,08	0,04	0,04	0,11	0,17	0,16	0,24	0,31	0,15
H ₂ O	0,59	1,85	0,56	6,81	0,36	6,66	1,66	2,39	0,54	0,89	1,78	3,63	1,08	3,04	0,53	0,37
Сумма	99,40	99,48	99,58	99,49	100,48	99,39	99,34	99,44	99,42	99,39	99,50	99,59	99,42	99,40	99,48	100,24

Примечание. Здесь и в табл. 3, 4: цифры в скобках — глубина, м; а — исходная порода, б — порода после обработки HCl; 1—26 — лампроиты, 27, 28 — меллитсодержащая порода, 29, 30 — Вт-пироксенит, 31, 32 — слабо измененные лампроиты (без обработки HCl). Данные квантометрического рентгенофлуоресцентного анализа, аналитик А.Л. Финкельштейн; содержания CO₂, F, S — определялись химическим методом, аналитик В.Ф. Былкова (Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск).

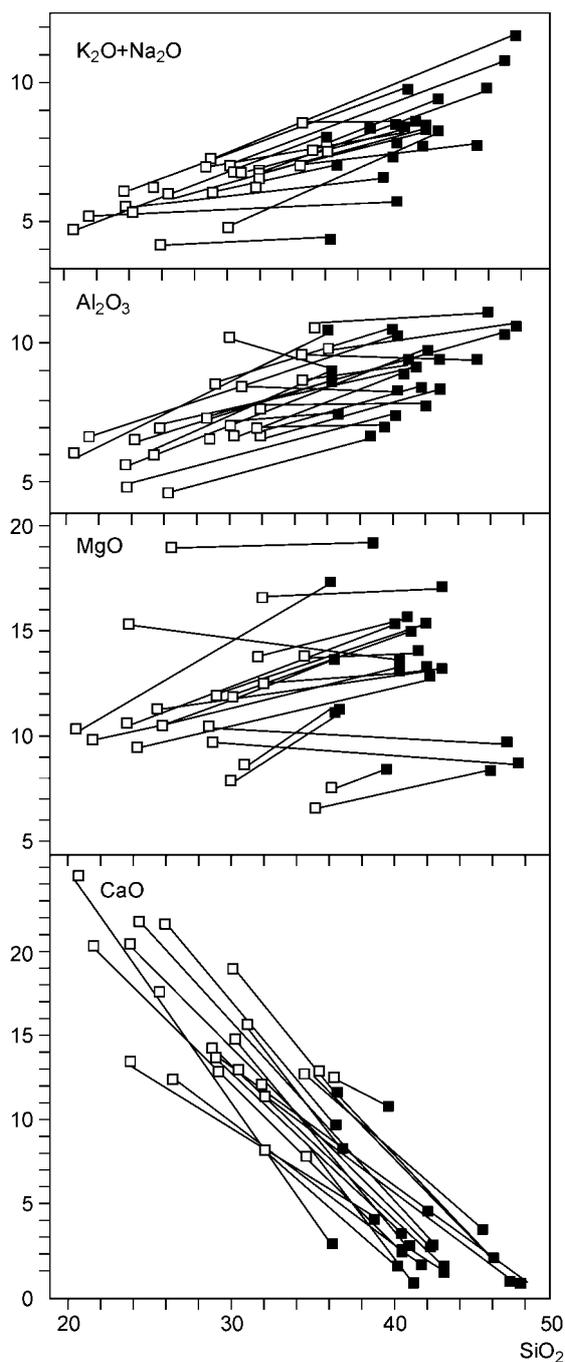


Рис. 3. Парные корреляции петрогенных элементов (мас.%) в лампроитах Томторского массива.

Пустые квадраты — исходные породы, залитые — после обработки HCl.

мелилитсодержащей породы (ан. 27, 28). Их состав после кислотной обработки не отвечает лампроитам, несмотря на то, что в мелилитовой породе был частично растворен и разрушенный мелилит. Подтверждение селективного растворения, в основном карбоната, и резкое повышение из-за этого концентрации некоторых петрогенных элементов мы видим на графике парных корреляций петрогенных элементов (рис. 3). Примечательно, что проведенное растворение не нарушает трендов дифференциации элементов, и по общему направлению этих трендов лампроиты Томторского массива не отличаются от лампроитов Алданского щита и классических лампроитов мира [13]. Как видно из диаграммы тройных корреляций главных петрогенных элементов тренды составов лампроитов Томтора и Алдана близки (см. рис. 2, б, в), хотя концентрации TiO_2 в лампроитах Томтора значительно выше алданских и соизмеримы с австралийскими. Томторские лампроиты менее дифференцированные, чем алданские, о чем свидетельствуют более высокие содержания в них магния и более низкие — алюминия и кремния. Их составы вписываются в тренды составов всех силикатных пород Томторского массива (см. рис. 2, а, б). Для сравнения в табл. 1 (ан. 31 и 32) приведены слабоизмененные оливиновые лампроиты с незначительными содержаниями CO_2 .

Нами проведено изучение химического состава слюд томторских лампроитов [11]. Как видно из классификационной диаграммы (рис. 4), слюды лампроитов Томторского массива отвечают Fe-флогопитам флогопит-аннитового ряда и попадают в поле составов слюд лампроитов мира (сводная диаграмма составов слюд из лампроитов Австралии, Испании и США [17, 18]) и близки к лампроитам Алдана. Для них характерны низкие содержания Al_2O_3 и повышенные концентрации TiO_2 , BaO, Cr_2O_3 и NiO, что характерно для слюд лампроитов [13—15]. При этом содержания TiO_2 повышаются, а Cr_2O_3 понижаются в более дифференцированных лейцитовых лампроитах, что является одним из диагностических признаков лампроитов. Концентрации TiO_2 в слюдах томторских лампроитов достигают 5—7 %, чем они прибли-

жаются к слюдам австралийских лампроитов [11, 18, 19].

Пироксены томторских лампроитов по составу отвечают диопсидам, а полевые шпаты — чисто калиевым разновидностям [1].

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛАМПРОИТАХ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

В табл. 3 приведены концентрации редких элементов в лампроитах Томтора (обработанные кислотой пробы для одних и тех же номеров приведены справа). Для лампроитов Томторского массива характерны повышенные концентрации Ba, Sr, Cr, Ni, что обычно для лампроитов и отличает их от пород других серий. В обработанных кислотой пробах содержания этих элементов повышаются. Концентрация Sr обычно повышается менее значительно, чем Ba, что связано с выносом стронция, содержащегося в карбонате и апатите. Резко падает содержание Pb, который также концентрируется в карбонате. В некоторых пробах отмечаются пониженные содержания Cr и Ni, что связано с их выносом из замещенных пироксенов. В томторских лампроитах отмечаются повышенные для лампроитов концентрации скандия и иттрия, что характерно для других пород Томторского массива и подтверждает их генетическую общность. Для

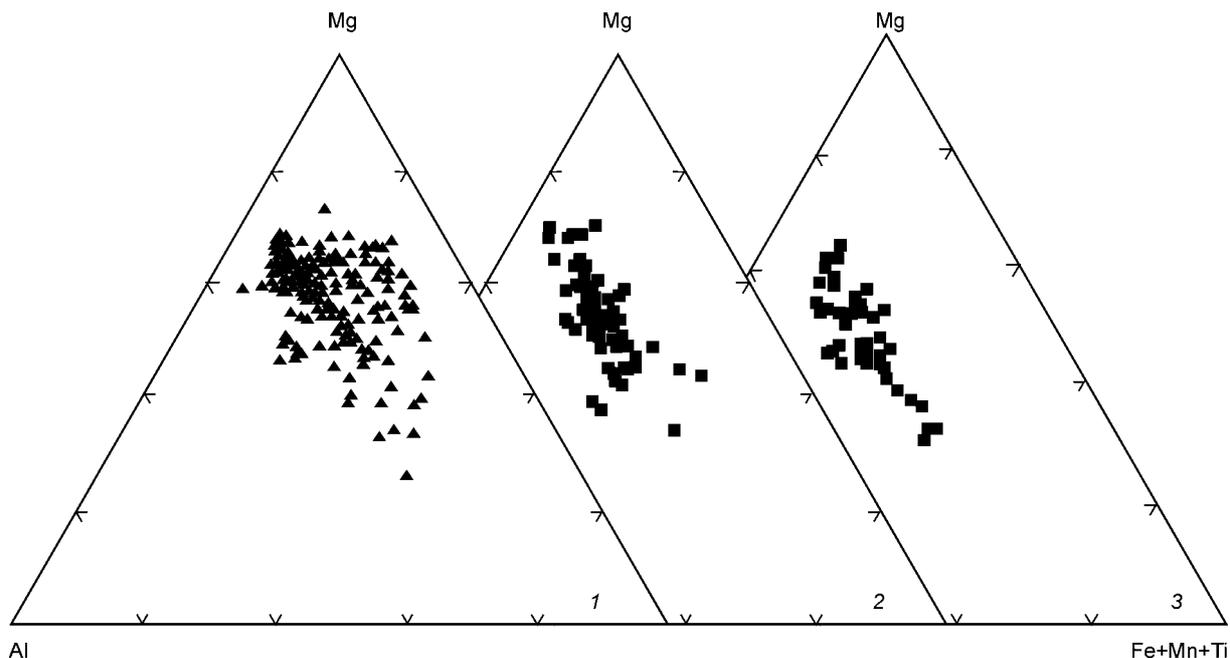


Рис. 4. Составы слюд из лампроитов (мас. %).

1 — Австралии, США и Испании [18, 19]; 2 — Алданского щита [2, 3]; 3 — Восточного Прианабарья и Томторского массива [20].

томторских лампроитов, по сравнению с алданскими [13, 14], характерны повышенные концентрации Zr и редкоземельных элементов. Содержания редкоземельных элементов и иттрия в томторских и австралийских оливиновых лампроитах (Аргайл и Эллендейл-11) приведены в табл. 4. Графики спектров TR в них отличаются от алданских и практически не отличаются от австралийских алмазоносных оливиновых (рис. 5) лампроитов. В томторских лампроитах не наблюдается фракционирования Eu, что свидетельствует в пользу их низкой дифференцированности.

К ВОПРОСУ ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ЭБЕЛЯХСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ РОССЫПИ С ЛАМПРОИТОВЫМ ВУЛКАНИЗМОМ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

Дискуссии о коренных источниках Эбеляхской алмазоносной россыпи продолжаются уже не менее 20 лет. Располагается она на значительной площади бассейна р. Эбелях, ее притоков и близлежащих речек (см. рис. 1). Характерной особенностью для неё является почти полное отсутствие кимберлитовых минералов-спутников пиропы и пикроильменита (их в 100 раз меньше, чем алмаза, при обычных обратных соотношениях в других россыпях). Другая особенность россыпи — довольно равномерное распределение алмазов по всей площади бассейна. Необычны и алмазы в россыпи, многие округлой формы и грязно-серого цвета.

После исследования многочисленных пикрит-кимберлитовых аномалий восточного обрамления Анабарского щита С.И. Прокопьевым обосновывалась гипотеза сноса алмазов в россыпь при разрушении пород этих аномалий с запада на восток. Этому противоречат несколько фактов: 1) породы аномалий в основном неалмазоносные или слабоалмазоносные, 2) находятся они на значительном расстоянии от Эбеляхской россыпи (300 км и более), 3) на пути сноса протекает крупная р. Анабар, воды которой унесут алмазы в Ледовитый океан.

По данным В.Т. Подвысоцкого [20], снос в Эбеляхскую россыпь должен был быть с востока, а не с запада. Он связывает алмазы с разрушенными докембрийскими кимберлитами, которые могли быть в этом районе и полностью разрушены, а округлые формы алмазов объясняются их дальним переносом.

Н.В. Соболевым с соавторами [2, 21—23] в р. Эбелях обнаружены цирконы и определен их возраст (233 и 216 млн лет). При изучении включений в некоторых алмазах из Эбеляхской россыпи ими обнаружен козит [24], что говорит об эклогитовом парагенезисе алмазов. По их мнению, эти данные свидетельствуют о кимберлитовом происхождении алмазов этой россыпи. Так как в Эбеляхской россыпи встречаются как чистые, так и „серые“ алмазы, возможно, что россыпь формировали несколько источников. И частично кимберлитовыми источниками могли быть породы диатремовых аномалий южнее Томторского массива [9], хотя эклогитовый парагенезис алмазов встречается также и в лампроитах, а в лампроитах Ханни нами обнаружены фиолетовые округлые цирконы, очень похожие на цирконы кимберлитов.

Таблица 3. **Содержания редких элементов (г/т) в лампроитах Томторского массива**

Эле- мент	Скв. 2417		Скв. 2446		Скв. 2447		Скв. 48/8		Скв. 0865	Скв. 0873	Скв. 1625			Скв. 2425	Скв. 3225
	(48—55)		(68)		(20—30)		(164)		(50—115)	(50)	(95)	(150)	(188)	(140—150)	(210—260)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ba	2710	2960	960	1220	3540	4820	1140	1590	4000	2190	1111	6290	3650	1470	1210
Sr	2063	2194	1720	1710	3658	3285	1049	1254	4129	3096	912	4393	4126	2756	5056
Zr	235	274	244	396	357	487	300	470	483	541	581	544	404	427	403
Cr	800	840	530	800	260	350	800	1500	830	940	580	270	410	740	620
Ni	570	800	530	920	90	130	700	800	500	780	560	140	220	500	500
Co	41	62	42	56	24	35	47	78	90	61	58	39	37	44	31
V	250	300	360	440	230	310	290	610	550	440	420	280	240	400	370
Sc	22	25	22	40	30	33	30	17	21	46	23	25	5,1	43	40
Sn	3,2	3,4	3,3	4,8	3,3	4,6	2,4	3,7	6,3	5,5	5,6	5	3,3	4,7	6,8
Pb	53	5,2	15	10	22	6,7	15	15	2,4	16	6,5	4,4	1,5	4,2	7,4
Zn	230	210	100	110	140	170	96	140	180	150	160	140	270	83	160
Cu	66	84	49	78	52	97	87	170	150	110	54	100	37	84	60
Mo	11	15	9,7	25	2,1	3,2	0,8	1,6	33	32	1	21	3,2	32	15
B	2,5	3,2	2	3,1	8	11	5,8	12	17	3,4	10	12	2,1	2,7	4,4
Ag	0,06	0,07	0,06	0,06	0,11	0,14	0,07	0,09	0,25	0,09	0,09	0,07	0,04	0,05	0,06
Be	6,3	14	15	18	4,3	5,7	24	56	30	45	14	8	12	35	15

Эле- мент	Скв. 7265	Скв. 3233		Скв. 117		Скв. 118	Скв. 50	Скв. 59		Скв. 71	Скв. 101	Скв. 118	Скв. 0865	Скв. 1625	Скв. 7932	Скв. 14/81
	(27)	(70)	(140)	(147)	(174)	(56)	(58)	(90)	(137)	(100)	(170)	(82)	(128)	(81)	(38)	(117)
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Ba	1100	2300	5480	1430	3620	3320	1090	2820	3010	2300	1260	2060	1440	900	2150	2110
Sr	771	1591	6453	1396	2110	203	801	1083	970	1444	536	1342	1058	849	1007	879
Zr	401	376	677	240	334	546	241	279	198	327	109	240	410	397	207	248
Cr	1600	510	350	1600	610	670	1300	1600	1100	850	1200	780	610	810	1000	900
Ni	900	670	170	1200	250	280	930	1000	1100	400	2000	310	250	810	650	880
Co	71	40	47	92	57	47	160	180	160	180	250	150	120	140	110	46
V	350	290	300	240	400	310	430	560	530	550	400	630	360	330	200	200
Sc	28	35	36	43	35	22	25	22	20	40	15	46	17	24	19	9
Sn	5,3	4,2	5,3	2,7	3,1	4,6	2,9	3,1	2,4	2,9	3,4	3	3	5	1,8	2,6
Pb	12	56	44	32	13	8,9	3,2	8,3	4	22	6,7	9	48	7	6,3	15
Zn	400	430	330	240	180	210	120	130	110	110	150	130	130	170	140	97
Cu	46	150	140	120	80	70	110	120	65	68	76	140	9,6	96	33	15
Mo	1	2,8	1,1	2,8	3,2	12	0,04	0,5	0,6	4,2	10	2,3	1,8	1,5	4,6	0,4
B	5,5	6,3	4,7	30	9,8	11	36	55	21	26	12	22	5,7	4,2	4,6	23
Ag	0,01	0,2	0,27	0,09	0,08	0,04	0,09	0,12	0,06	0,18	0,12	0,17	0,04	0,09	0,08	0,06
Be	17	12	16	85	13	10	0,70	6	2	2,6	1,8	9,9	20	6,5	6,7	2,7

Примечание. Номера: 1, 3, 5, 7, 22—31 — исходные пробы лампроитов, 2, 4, 6, 8—21 — пробы лампроитов после обработки HCl, пробы 1—8 — пары обработанных и необработанных проб. Пробы лампроитов анализировались: Ba, Sr — рентгенофлуоресцентным методом, аналитик А.Л. Финкельштейн, остальные элементы — количественным эмиссионным спектральным методом, аналитики А.И. Кузнецова, С.С. Воробьева, О.М. Чернышова (Институт геохимии СО РАН).

Таблица 4. Содержания редкоземельных элементов и иттрия (г/т) в лампронитах Томторского массива

Элемент	Скв. 59	Скв. 71	Скв. 101	Скв. 0841	Скв. 0865	Скв. 1625	Скв. 2441	Скв. 3125	Скв. 7932	Скв. 14/81	Скв. 14/81	av-1/3	av-1/4
	(137)	(100)	(170)	(38)	(114)	(86)	(66,5)	(121)	(38)	(117)	(20)		
La	105	135	215	160	113	125	63	360	150	200	170	145	315
Ce	190	270	400	290	230	245	130	600	270	390	320	280	570
Pr	21	34	44	33	27	29	15	60	24	45	37	33	60
Nd	79	125	145	113	100	106	61	190	105	155	120	115	190
Sm	12	21	20	16	16	18	11	21	19	21	17	16	20
Eu	3,3	5,2	4,4	3,8	4,5	5,3	2,8	4,8	5	5	4,5	3,4	6,7
Gd	9	15	13	12	12	15	9	12	12	13	15	11	12
Tb	1,03	2	1,5	1,4	1,5	1,9	1,2	1,5	1,6	1,6	2,3	1,35	1,4
Dy	4,4	8,9	6,3	6,1	6,6	8,7	5,3	5,8	7,10	6	13	5,3	4,6
Ho	0,67	1,46	1,14	0,99	1,03	1,4	0,93	0,93	0,95	0,89	2,2	0,84	0,73
Er	1,6	3,5	3,1	2,6	2,5	3,4	2,3	2,3	2,5	2,3	5,5	2,1	1,7
Tm	0,22	0,54	0,52	0,41	0,41	0,5	0,34	0,41	0,31	0,33	0,87	0,28	0,25
Yb	1,07	2,7	2,5	2	2,2	2,5	1,8	2,2	2,1	1,7	4,2	1,5	1,3
Lu	0,15	0,36	0,36	0,25	0,28	0,32	0,24	0,31	0,32	0,24	0,55	0,2	0,2
Y	19	44	33	30	31	42	29	31	23	27	74	25	21

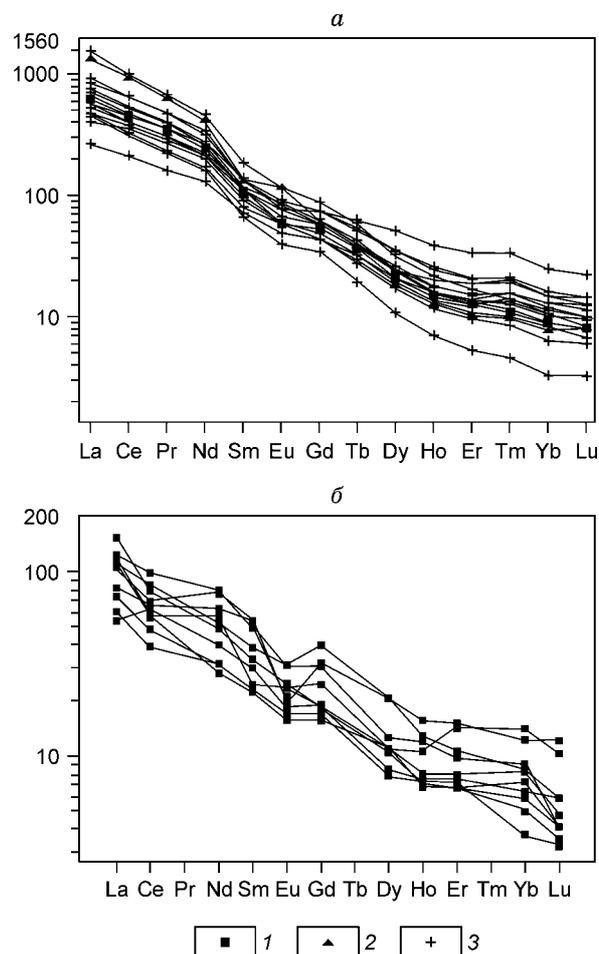
Примечание. Два последних анализа — лампрониты Австралии: 1/3 — оливиновые массивные лампрониты, Аргайл, 1/4 — оливиновые лампрониты Эллендейл-11. Данные анализа ICP MS, аналитики Е.В. Смирнова, А.Ю. Митрофанова (Институт геохимии СО РАН).

Как показали последние исследования минералогии и физики эбеляхских алмазов [25] округлость их связана не с окатанностью, а с блоково-мозаичным (часто сферолитоигольчатым) строением их кристаллов, а серый цвет — с наличием большого количества газовых и флюидных включений (углеводородов, CO₂ и т. д.). Все это свидетельствует о быстрой кристаллизации алмазов в присутствии explosивно-флюидного материала.

Как было показано выше, изученные породы Томторского массива отвечают породам лампронитовой серии и по некоторым параметрам близки к лампронитам Австралии. Кроме силлов и дайковых тел они слагают разрушенные лавовые потоки и брекчии диатрем, среди которых встречаются и туфовые разновидности. Учитывая длительность и сложность становления и развития магматизма Томторского массива и его вулканоплутонический характер, а также наличие большого количества карбонатитовых туфов и брекчий и сам объем лампронитовых образований, можно предположить, что извержение значительного количества лампронитовых туфов также имело место. Обычно туфовые „облака“ разносятся в разные сто-

Рис. 5. Спектры редкоземельных элементов в лампронитах (г/т).

а — Прианабарья (Томторский массив) и Австралии (оливиновые лампрониты): 1 — Аргайл, 2 — Эллендейл-11, 3 — Прианабарье; б — Алдана.



роны от действующих вулканов на расстояние до 200 км, а вулканический очаг Томторского вулкана был площадью 250 км², что на несколько порядков по объему больше кимберлитовых диатрем.

Граница Эбеляхской алмазоносной россыпи находится всего в 50 км к западу от Томторского массива. Поэтому мы считаем правомерным предположение, что россыпь вполне могла образоваться при размывании на месте эксплозивно-флюидизированных (насыщенных карбонатной составляющей) лампроитовых туфов Томтора. Лампроитовые туфы легко разрушаются и не содержат минералов высоких давлений кимберлитовой ассоциации, что характерно для Эбеляхской россыпи. В пользу этого предположения говорит и находка алмаза Г.И. Поршневым в одной из „пикритовых“ диатрем Томторского массива. При геологической съемке 1987 г. в районе Томторского массива, проводимой В.И. Охлопковым, во многих прилегающих речках встречены алмазы и мелкие диатремы пикрит-альнеитового и К-базальтоидного состава (возможно лампроитового), описанные в работе [9]. Кроме того, приводимые в работе [25] свойства алмазов Эбеляхской россыпи (их агрегатное состояние и наличие большого количества газово-флюидных включений, говорящие об их быстрой кристаллизации) не противоречат предположению об их туфовом происхождении. И насыщенные газами и СО₂ лампроитовые туфы Томторского массива могли быть источниками „серых“ алмазов этой россыпи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64146), интеграционных проектов СО РАН (№ 67) и РАН (№ 6-2-1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишневецкий С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтагской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986, № 8, с. 17—27.
2. Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатоносность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1980, с. 84—100.
3. Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Вост. Прианабарье, Якутия) // Геохимия, 1997, № 1, с. 10—20.
4. Кравченко С.М., Беляков А.М., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис массива Томтор (север Сибирской платформы) // Геохимия, 1992, № 8, с. 1094—1110.
5. Лапин А.В. Геохимические типы и рудоносность кор выветривания карбонатитов // Геохимия, 1991, № 12, с. 1733—1743.
6. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1990, № 12, с. 42—50.
7. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального месторождения // Геология рудных месторождений, 1994, № 2, с. 83—110.
8. Шихорина К.М. Высококалийные породы Чимаро-Уджинского района (северо-восток Сибирской платформы) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1991, № 3, с. 58—64.
9. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Брахфогель Ф.Ф., Филиппов Н.Д. Состав и петрохимические особенности щелочно-ультраосновных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1991, № 8, с. 68—80.
10. Владыкин Н.В., Лелюх М.И., Толстов А.В. Парагенез лампроитов, пикритов и карбонатитов в Восточном Прианабарье // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во ИГУ, 1998, с. 35—37.
11. Vladykin N.V., Lelyukh M.I., Tolstov A.V. Lamproites of the Anabar region, northern riming of the Siberian platform // 7th Int. Kimberlite Conference (Abstr.). Cape Town, 1998, p. 946—948.
12. Егоров Л.С., Сурина Н.П., Поршнев Г.И. Уджинский рудно-магматический комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., Недра, 1985, с. 138—154.
13. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 1, с. 123—135.
14. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. в форме научного доклада на соискание ученой степени д.г.-м.н. Иркутск, 1997, с. 1—80.
15. Владыкин Н.В., Царук И.И. Полезные ископаемые Мурунского ультращелочного массива // Геология месторождений полезных ископаемых и георадиоэкология Восточной Сибири и Забайкалья: Вестн. ГеоИГУ, 2000, вып. 1, с. 21—40.
16. Vladykin N.V. The Malvi Murun volcano-plutonic complex: an example of differentiated mantle magma of lamproitic type // Geochem. Int., 2000, v. 38, Suppl. 1, p. S73—S83.

17. **Панина Л.И., Владыкин Н.В.** Лампроитовые породы Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 12, с. 100—113.
18. **Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B.** The kimberlites and lamproites of Western Australia. Perth, Geological Survey of Western Australia, Bulletin 132, 1986, 430 p.
19. **Mitchell R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites. New York, Plenum Press, 1991, 447 p.
20. **Подвысоцкий В.Т.** Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы. Якутск, ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000, 330 с.
21. **Девис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.
22. **Ефимова Э.С., Соболев Н.В.** Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1475—1478.
23. **Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I.** Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. Cape Town, 1998, v. 2, p. 616—622.
24. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И. и др.** Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита // Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1442—1444.
25. **Рагозин А.Л., Шацкий В.С.** Минералогия и вопросы генезиса округлых алмазов из россыпей СВ Сибирской платформы // Проблемы прогноза, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003, с. 245—249.

*Рекомендована к печати 25 февраля 2005 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 5 мая 2004 г.,
после доработки — 22 декабря 2004 г.*