

## ПЕТРОЛОГИЯ КАЛИЕВО-ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОИТ-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ, ИХ ГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ

**Н.В. Владыкин**

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

Рассмотрена петрология калиево-щелочных комплексов с лампроитами и карбонатитами, широко представленными в Сибири. Наиболее типичными представителями этого комплекса являются Мурунский и Билибинский массивы на Западном и Центральном Алдане. В этих массивах впервые в мире обнаружен полный набор дифференциатов от К-щелочно-ультраосновных пород, через основные и средние до щелочных гранитов с уникальными остаточными силикатно-карбонатными породами (бенстонитовыми Ba-Sr карбонатитами и чароитовыми породами). С этими же двумя массивами связаны интрузивные аналоги лампроитов, а Мурунский массив, по нашим представлениям, образовался из высокодифференцированных лампроитовых магм. Во многих К-щелочных комплексах проявлены процессы силикатного и силикатно-карбонатного расслоения магмы. Приводятся схемы магматизма обоих массивов. На петрохимических диаграммах парных и тройных корреляций отмечается единый тренд составов и его изменение от ранних пород к поздним.

Рассмотрен химизм лампроитов и приводятся диагностические признаки лампроитов с учетом их химического и минерального составов. На основе геологических, петрологических и геохимических данных проведен формационный анализ щелочных комплексов и впервые выделено по четыре формационных типа лампроитов мира и критерии их алмазности.

Рассмотрен петрологический аспект проблемы карбонатитов и на основе геологических, геохимических и генетических признаков выделено четыре формационных типа карбонатитов. В основу выделения формационных типов карбонатитовых комплексов предлагается вносить следующие критерии: тип щелочности (Na или K) щелочных пород комплексов и время отделения карбонатитовой жидкости от силикатных расплавов различных уровней дифференциации первичной магмы. Эти два параметра генетически связаны, и от них зависит и тип рудоносности карбонатитовых комплексов.

Приводится модель формирования К-щелочно-карбонатитовых комплексов, а как пример их рудоносности приводится Томторский щелочно-карбонатитовый массив с туфогенными редкометалльными рудами. На основе геохимии изотопов C, O, Sr и Nd показано, что в зависимости от геотектонического положения К-щелочные комплексы имеют три типа мантийных источника: деплетированную мантию и обогащенные мантии EM-1 и EM-2. Сделан вывод, что рудоносные щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами и лампроитами могут выплавляться из различных типов мантии, и ее состав не очень влияет на их рудоносность. Вероятно, главным является малая степень селективного плавления мантии (менее 1 %) и привнос плюмами флюидных и щелочных компонентов, которые и стимулируют такое выплавление. А далее очень важным для накопления редкоэлементных и рудных компонентов является длительная дифференциация магмы и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества.

*Лампроиты, карбонатиты, петрология, мантийные источники, Томторский массив.*

### POTASSIUM ALKALINE LAMPROITE-CARBONATITE COMPLEXES: PETROLOGY, GENESIS, AND ORE RESERVES

**N.V. Vladykin**

This paper studies the petrology of K-alkaline lamproite-carbonatite complexes, which are widespread in Siberia. They are exemplified by the Murun and Bilibino massifs in West and Central Aldan. In these massifs, the entire range of differentiates was first found, from K-ultrabasic-alkaline rocks through basic and intermediate ones to alkali granites and unique residual calc-silicate rocks (benstonite Ba-Sr-carbonatites and charoite rocks). Also, intrusive equivalents of lamproites occur in these massifs, and the Murun massif was probably formed from highly differentiated lamproite magmas. In many K-alkaline complexes, silicate and silicate-carbonate magma layering takes place. Stages of magmatism are described for both massifs. Binary and ternary petrochemical diagrams exhibit the same compositional trend from early to late rocks.

In this paper, lamproites are considered from the chemical point of view; their diagnostic properties are described in terms of chemical and mineral composition. From geological, petrological, and geochemical data, formational analysis of alkaline complexes was performed, four formational types of world lamproites were first identified, and diamond content criteria were developed for them.

The carbonatite problem was studied from the petrological point of view, and four formational types of carbonatites were identified using geological, geochemical, and genetic criteria. It has been suggested that for dividing carbonatite complexes into four formational types, the following criteria should be used: the alkalinity

type (Na or K) of alkaline rocks in the complex and the time when the carbonatite liquid separates from silicate melts in different stages of primary magma differentiation. These linked parameters influence the ore content type of carbonatite complexes.

A formation model for K-alkaline carbonatite complexes is given, and the Tomtor alkaline carbonatite massif with tuffaceous rare-metal ores is described to prove that they have ore reserves. The geochemistry of C, O, Sr, and Nd isotopes shows that K-alkaline complexes, depending on their geotectonic setting, can originate from three types of mantle sources: depleted mantle, enriched mantle 1 (EM1), and enriched mantle 2 (EM2). It is concluded that ore-bearing ultrabasic-alkaline complexes of lamproites and carbonatites can melt out of different types of mantle, whose composition only slightly influences their ore content. Apparently, the main factors are the low degree of selective mantle melting (less than 1%) and plumes supplying fluid and alkaline components, which stimulate this melting. Later on, the processes important for the accumulation of ore and trace elements are long-term magma differentiation and its layering during crystallization.

*Lamproites, carbonatites, petrology, mantle sources, Tomtor massif*

## ВВЕДЕНИЕ

Великий русский ученый Владимир Степанович Соболев — один из основателей петрологии глубинных пород. Яркими представителями этой группы пород являются калиево-щелочные комплексы с лампроитами и карбонатитами, довольно широко представленные в Сибири. С глубинными рифтовыми зонами Сибири связаны крупнейшие в мире очаги щелочного магматизма, проявленные в виде самых крупных массивов в мире: ультракалиевого Сыннырского плутона (площадь 600 км<sup>2</sup>, содержания K<sub>2</sub>O в сынныритах до 19 %) [Костюк, 1974], самого K-агпайтового вулканоплутона — Мурунского (площадь 150 км<sup>2</sup>, коэффициент агпайтности от 1.5 до 10) [Vladykin, 2000], щелочно-ультраосновного с карбонатитами Гулинского массива (площадь 3000 км<sup>2</sup>) [Егоров, 1991], самого редкометалльного щелочного карбонатитового Томторского вулканоплутона (площадь 250 км<sup>2</sup>, в рудах содержится Nb до 15 %, TR до 10 %) [Фролов и др., 2003, Владыкин и др., 2005]. Эти и другие щелочные массивы Сибири уникальны не только по объему магмы и рудоносности, но и по многообразию щелочных пород и минеральных ассоциаций.

В Мурунском и Билибинском массиве (Алданский щит) обнаружен полный набор дифференциатов от K-щелочно-ультраосновных пород, через основные и средние до щелочных гранитов с уникальными силикатно-карбонатными породами (Ba-Sr бенстонитовыми карбонатитами и чароитовыми породами). В этих же массивах описаны интрузивные аналоги лампроитов [Владыкин, 1996, Владыкин, 1997a], а сам Мурунский массив, по нашим представлениям, образовался из высокодифференцированных лампроитовых магм [Vladykin, 2000]. Во многих K-щелочных комплексах проявлены процессы силикатного и силикатно-карбонатного расслоения магмы [Владыкин, 1997b; Владыкин, Царук, 2003]. Примечательной чертой этих комплексов является и интенсивная рудоносность вулканогенных и туфогенных пород комплексов [Владыкин, 2007b].

В природе нет первичных глубинных щелочных магм, все они щелочно-ультраосновные и ранние фазы у них ультраосновные (дуниты, оливиниты, пироксениты), далее при дифференциации образуются щелочно-ультраосновные породы — оливиновые мелилититы, ийолиты, меланефелиниты, шонкиниты, затем щелочные породы — сиениты, фонолиты, трахиты и редко щелочные граниты. В разные этапы кристаллизации и дифференциации этих магм от силикатных расплавов отщепляются силикатно-карбонатные, фосфатные, карбонатные жидкости. Все вместе они обычно называются щелочно-карбонатитовыми комплексами (без слова ультраосновные), так как по объему в них преобладают щелочные породы.

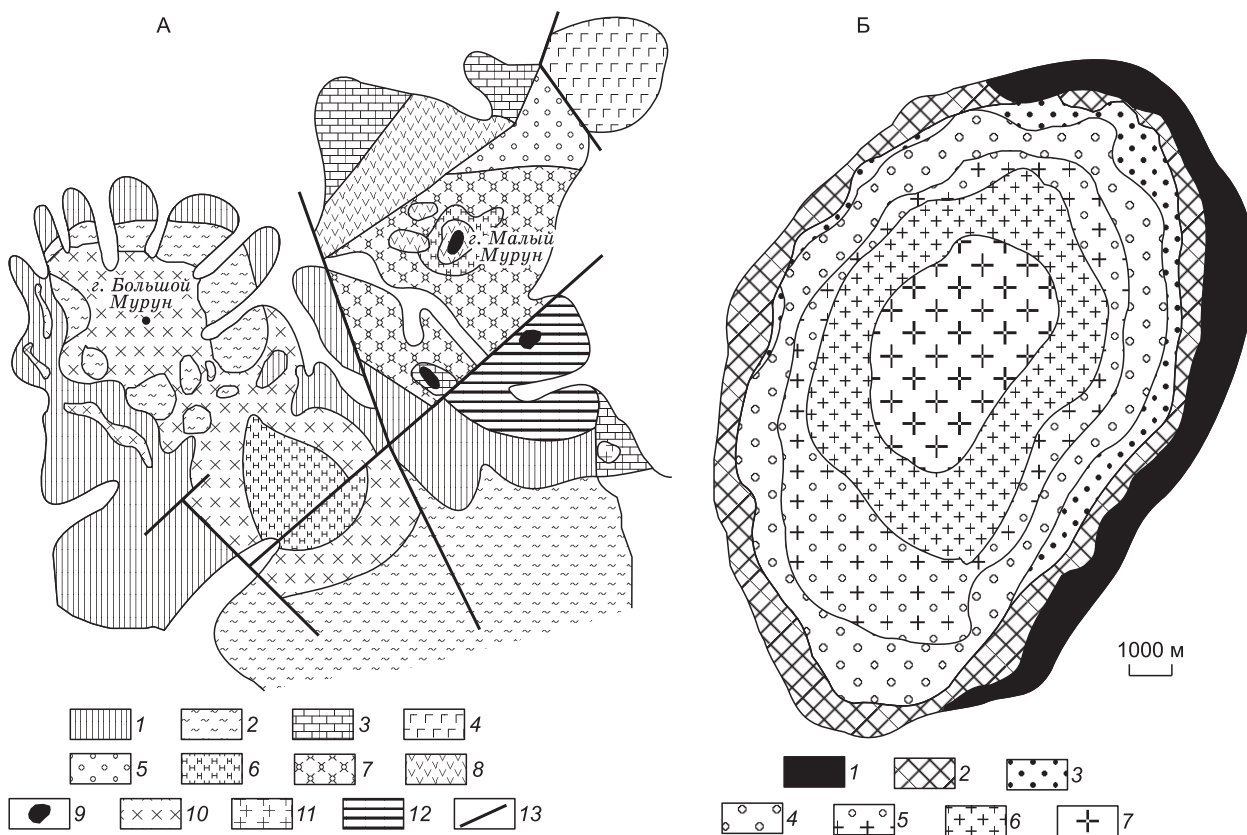
## СХЕМЫ МАГМАТИЗМА МУРУНСКОГО И БИЛИБИНСКОГО МАССИВОВ

Как говорилось выше, Мурунский и Билибинский массивы уникальны и имеют в своем составе полный набор дифференциатов от ультраосновных пород до гранитов. В них также известны лампроиты и необычные карбонатиты и чароитовые породы (рис. 1). Внедрение массивов связано с деятельностью мезозойской рифтогенной структуры Алданского щита. Размер массивов по 150 км<sup>2</sup>, возраст мезозойский — 120—150 млн лет.

Мурунский массив находится в с.-з. части Алданского щита. Он приурочен к кольцевой структуре, которая фиксируется на космическом снимке. Формировался массив в сложной тектонической обстановке, его пересекают многочисленные разломы. Он является вулканоплутоном с интрузивными и вулканическими породами. Выявлено четыре фазы внедрения массива (см. рис. 1).

Схема магматизма массива следующая [Vladykin, 2000].

**1. Ранняя фаза** — кумулятивная часть — оливин-шпинелевые породы с зонами оливин-пироксен-флогопит-монтichelлитовых пород с мелилитом.



**Рис. 1. Схемы геологического строения Мурунского (А) и Билибинского (Б) массивов.**

Мурунский массив — вмещающие породы: 1 — архейские гранитогнейсы, 2 — протерозойские кварцевые песчаники, 3 — доломиты. Интрузивные породы: 4 — расслоенный комплекс Вt-пироксенитов, 5 — псевдолейцитовые сиениты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — щелочные сиениты, 8 — эффузивный комплекс лейцитовых фонолитов, лейцитовых лампроитов, 9 — эгириниты, 10 — щелочные и кварцевые сиениты, 11 — щелочные граниты, 12 — породы чароитового комплекса, 13 — разломы. Билибинский массив: 1 — расслоенный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород, 2 — шонкиниты и меланосиениты, 3 — мезосиениты, 4 — щелочные сиениты, 5 — кварцевые сиениты, 6 — щелочные граниты, 7 — субщелочные амфибол-биотитовые граниты.

Расслоенный комплекс ультраосновных ультракалийевых пород: Вt-пироксениты ( $Ap + Bt + Py$ ), Оl-лампроиты ( $Ol + Bt + Py + Plлц + Fsp$ ), К-ийолиты ( $Gr + Bt + Py + Ks$ ), лейцитовые фергуситы ( $Plлц + Bt + Py$ ) и шонкиниты ( $Fsp + Bt + Py$ ).

**2. Главная фаза** — расслоенный комплекс Плц-, Fsp-Ks-, Вt-Py-Fsp-сиенитов, кварцевые сиениты, дайки и штоки щелочных гранитов.

**3. Вулканическая фаза** — расслоенный поток Плц-мелафонолитов, лейцититов, Плц-лампроитов, с участками их туфоал и туфобрекчий.

Дайковый комплекс — Плц-тингуаиты, рихтерит-санидиновые лампроиты, трахит-порфиры, сиенит-порфиры и эвдиалитовые лувриты.

**4. Поздняя фаза** — полосчатый расслоенный комплекс калиевых силикатно-карбонатных пород — микрокалишпатитов, Qu-Kc-Fsp-Py-пород, в которых шлировые и жильные тела карбонатитов (кальцитовых, бенстонитовых и кварц-кальцитовых) и чароитовых пород. Самыми поздними образованиями массива являются гидротермальные жилы и зоны с рудными компонентами: U, Th, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Ti, Nb.

Билибинский массив, напротив, кристаллизовался в спокойной тектонической обстановке в центральной части Алданского щита. Он также имеет кольцевую структуру (см. рис. 1). Для большей части массива характерна камерная кристаллизация с постепенными переходами от одной породы к другой [Владыкин, 1996]. Можно выделить две фазы внедрения.

**Расслоенный комплекс ультраосновных-щелочных пород:** перидотиты ( $Ol + Py + Bt$ ), Вt-пироксениты ( $Bt + Py + Ap$ ), Оl-лампроиты ( $Ol + Py + Bt + Lc$ ), Lc-фергуситы ( $Bt + Py + Lc + Fsp$ )\*.

\* Сокращения: Ap — апатит, Bt — биотит, Py — пироксен, Ol — оливин, Плц — псевдолейцит, Gr — гранат, Ks — кальсилит, Fsp — калиевый полевой шпат, Qu — кварц, Lc — лейцит, Kc — кальцит.

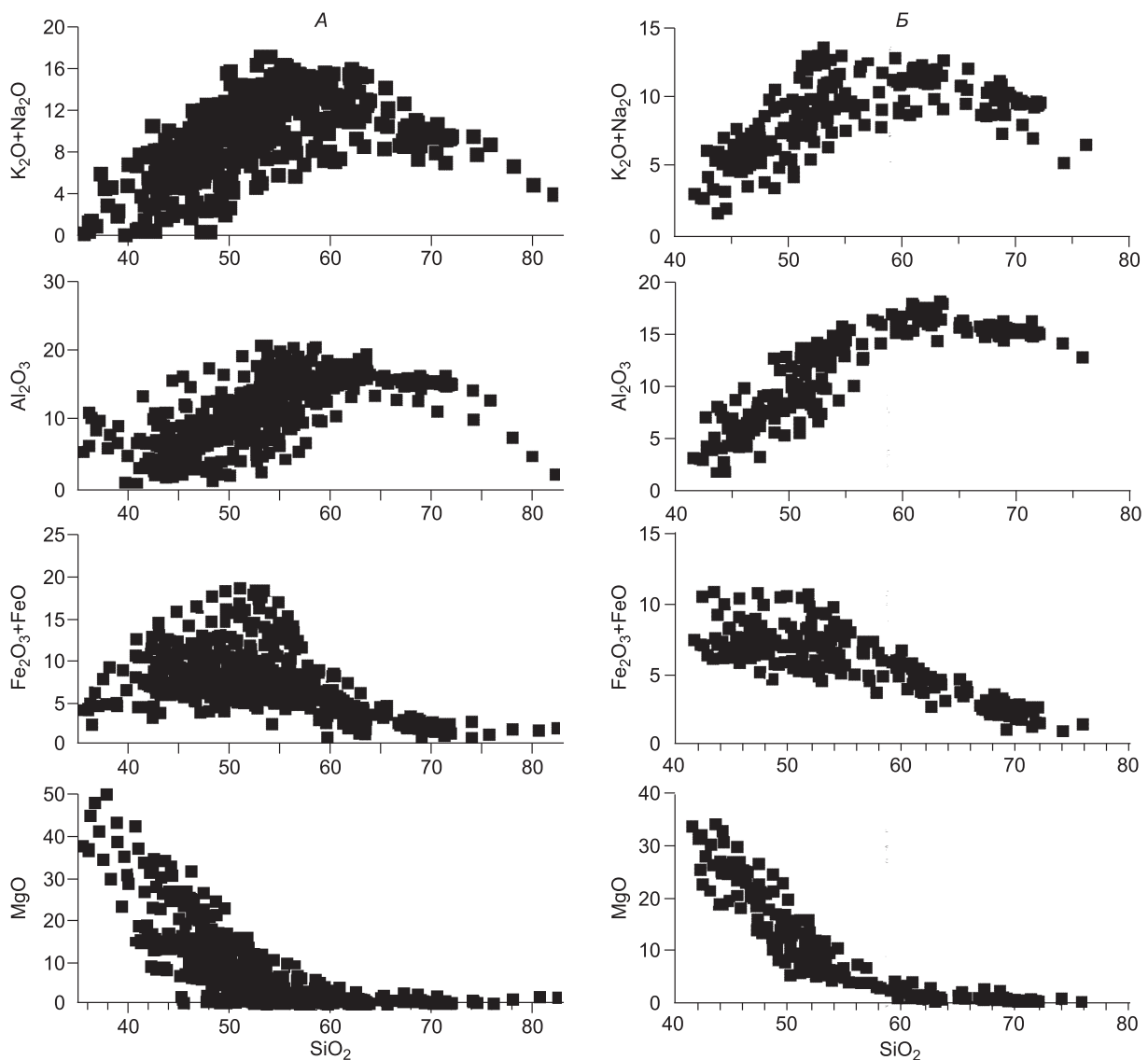


Рис. 2. Парные корреляции петрогенных компонентов в породах Мурунского (А) и Билибинского массива (Б) (мас. %).

**Камерная кристаллизация:** шонкиниты (Bt, Py, Fsp), Плц-сиениты, Fsp-сиениты, Qu-сиениты, щелочные граниты, субщелочные граниты.

На петрохимических диаграммах двойных и тройных корреляционных зависимостей петрогенных элементов (рис. 2 и 3) в обоих массивах наблюдается единый тренд составов для всех пород комплекса. Кристаллизация силикатных пород, измеренная методом гомогенизации расплавных включений, происходила в температурном интервале 1500—900 °С, а силикатно-карбонатных 750—400 °С [Панина, Владыкин; 1994, Владыкин, 1997б]. Такого полного набора пород-дифференциатов К-щелочных комплексов больше нет нигде в мире. Глубокая и интенсивная дифференциация К-щелочных магм в этих комплексах и является причиной появления уникального позднего расслоенного силикатно-карбонатного комплекса пород в Мурунском массиве с бенстонитовыми карбонатитами и чароитовыми породами [Владыкин, Царук, 2003]. Вероятно, важным для образования чароитовых пород является кристаллизация пород в приповерхностных условиях, так как в Южной Индии в близком по химизму мезабиссальном массиве Салам-Патти с бенстонитовыми карбонатитами чароитовые породы отсутствуют [Vladykin et al., 2008].

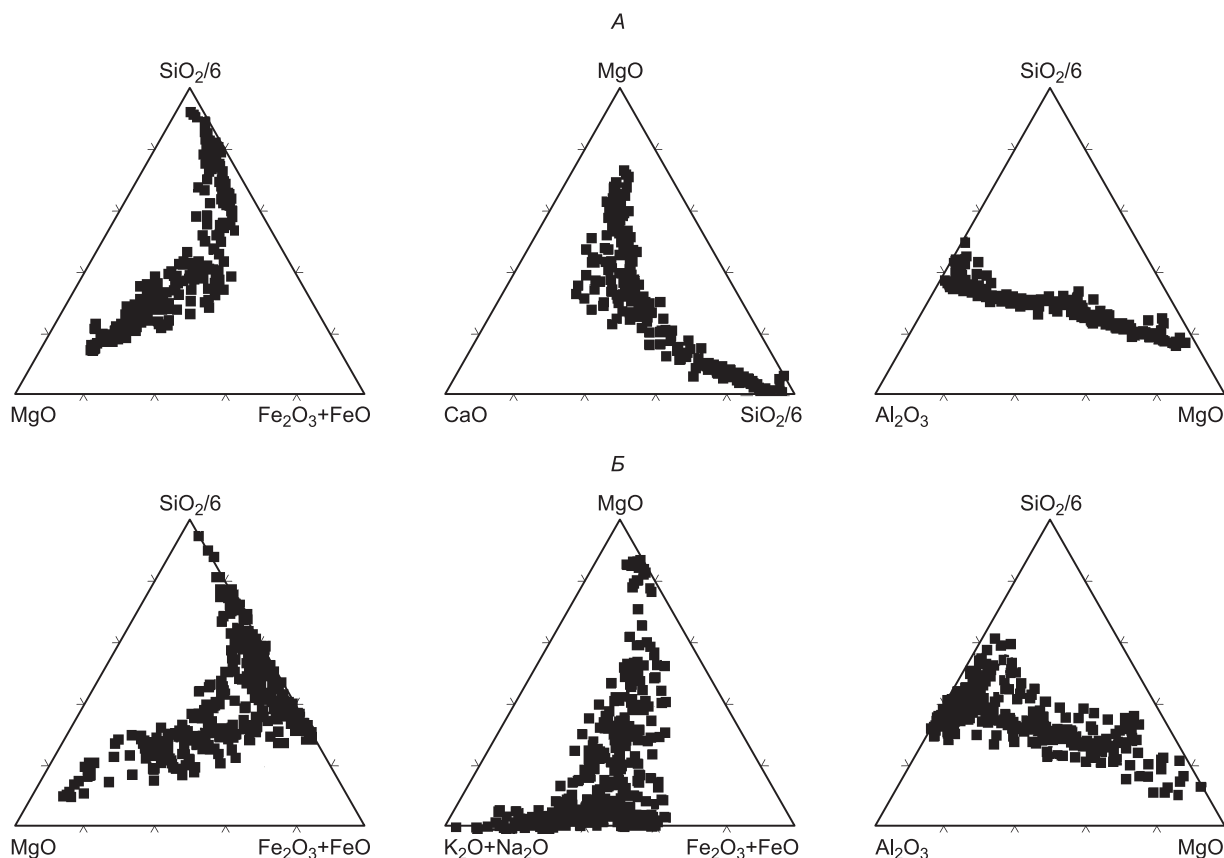


Рис. 3. Тройные корреляции петрогенных компонентов в породах Билибинского массива (А) и Мурунского (Б).

### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЛАМПРОИТОВ

Калиево-щелочные комплексы имеют в своем составе и породы лампроитовой группы, а некоторые из них (Мурунский массив) полностью образовались из лампроитовых магм. После открытия алмазности лампроитов в Австралии интерес к ним в мире значительно возрос. Однако за 20 лет поиски промышленно-алмазоносных лампроитов не увенчались успехом. Это связано с очень сложной и трудоемкой диагностикой лампроитов. Лампроиты обычно мелко- и микрозернистые и похожи на разные типы магматических пород. В последнее время появилось много находок К-щелочных пород, необоснованно относимых к лампроитам. Так какими же признаками характеризуются породы лампроитового семейства?

**Лампроиты** — это вулканические, субвулканические и интрузивные породы, состоящие из разных соотношений главных шести породообразующих минералов (которые имеют довольно устойчивый химический состав): оливина, клинопироксена, слюды, лейцита, К-щелочного амфибола и К-полевого шпата (санидина). Обязательным является присутствие минимум трех из этих минералов. В зависимости от количественных соотношений минералов лампроитов химический состав породы значительно варьирует:  $\text{SiO}_2$  — 40—65 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 5—12 %,  $\text{MgO}$  — 30—50 %,  $\text{K}_2\text{O}$  — 3—12 %, при  $\text{MgO} > \text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O} \gg \text{Na}_2\text{O}$ .

Лампроиты, в отличие от других пород, это одновременно высококальциевые и высокомагнезиальные породы лейцитового ряда. При различных вариациях соотношений минералов лампроиты могут быть близки к различным породам: кимберлитам, пикритам, щелочным меласиенитам (минеттам), фойдитам, щелочным базальтоидам, и необходимо установить границу по химическому и минеральному составу между этими породами и лампроитами.

Первым, очень важным диагностическим минеральным признаком лампроитов является полное отсутствие (даже запрет) натриевых лейкофаз: плагиоклаза, нефелина. Ранее сюда относили и кальсилит, но теперь он обнаружен в расплавленных включениях в лампроитах. Обычно не встречается в лампроитах и мелилит. Если в калиевых щелочных породах есть плагиоклаз, то это точно породы не лампроитовой серии.

Средние составы минералов лампроитов (мас.%)

Минерал	SiO <sub>2</sub>	MgO	C	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Оливин	41	50	—	—	—
Диопсид	55	18	26	—	—
Слюда	35—40	24	—	10	8—10
К-рихтерит	50	18	10	5	—
Лейцит	58	—	—	20	22
К-полевоы шпат	64	—	—	16	20

Вторым диагностическим признаком является состав породообразующих минералов: оливин — 86—94 % форстеритового минерала, клинопироксен — диопсид-салитового ряда, слюда — Fe-флогопит-Тi-флогопит-тетраферрифлогопит, амфибол — ряд К-рихтерит—К-арфведсонит, лейцит содержит обычно FeO 1—4 % и избыток SiO<sub>2</sub>, калиевый полевоы шпат (санидин) и содержит 0.5—4 % FeO. Соотношения главных элементов в поро-

дообразующих минералах лампроитов приведены в таблице.

Из аксессуарных минералов для лампроитов характерными являются: хромит, Cr-магнетит, перовскит; титанаты — прайдерит, джеппеит, армалколит; Zr-Ti-силикаты — вадеит, К-багисит, даванит. Обычно они встречаются в дифференцированных агпаитовых лейцитовых лампроитах, а для алмазоносных оливиновых лампроитов характерны хромит, Cr-магнетит, перовскит, могут встречаться сфен, апатит и редко циркон. По минеральным ассоциациям ранние оливиновые лампроиты мало отличаются от массивных магматических кимберлитов. Главное их отличие от кимберлитов в потенциальных для дифференциации возможностях первичной магмы. Массивные раскристаллизованные кимберлиты — это крайний дифференциат кимберлитовой магмы и на этом магматический процесс заканчивается. А с оливиновых лампроитов только начинается дифференциация лампроитовой магмы (это самый ранний продукт), а далее кристаллизуются более поздние дифференциаты — лейцитовые и санидиновые разновидности лампроитов. Эти особенности связаны с различным первичным составом магмы, который определяется степенью частичного плавления мантийного субстрата. А отличить похожие кимберлиты и лампроиты возможно методом термобарогеохимии. В кимберлитах расплавных включений обычно нет (что связано с разными причинами), а в лампроитах во включениях содержатся расплавы более поздних дифференциатов.

Обычно не характерны для лампроитов высокобарические минералы, такие как пироп и пикроильменит, чем лампроиты тоже отличаются от кимберлитов. Ксенолиты мантийных пород — редкость в лампроитах. Это не значит, что при образовании первичных лампроитовых магм ксенолитов и пироба с пикроильменитом не было. Так как первичная лампроитовая магма высокощелочная и обладает большой реакционной способностью, то глубинные ксенолиты и мегакристы просто растворяются в ней, с чем могут быть связаны высокие содержания титана в лампроитах.

В геохимическом отношении диагностическим признаком лампроитов являются: высокие концентрации (г/т): Cr — 500—3000, Ni — 300—2000 (Cr > Ni), Ba — 600—15 000, Sr — 500—10 000, повышенные содержания — Zr, Nb, Ti и цериевых TR. В зависимости от степени дифференцированности лампроитов (ранние — оливиновые, поздние — лейцитовые) в них будут варьировать и редкие элементы. В ранних лампроитах высокие содержания Cr и Ni, которые снижаются в более поздних образованиях, а содержания Zr, Nb, Ti, TR, напротив, резко возрастают в поздних лампроитах. При относительно высоких концентрациях Ba и Sr в ранних лампроитах часто Ba больше, чем Sr, а в поздних лампроитах содержания Sr сильно возрастают по отношению к ранним. Высокое содержание титана — это признак дифференцированности, а не алмазоносности лампроитов. В фенокритах слюды ее центральные части содержат 2—3 % TiO<sub>2</sub> и 0.5 Cr, а внешняя каемка, которая кристаллизовалась вместе с основной массой, соответственно содержит 5—8 % TiO<sub>2</sub> и 0.001 Cr. Аналогичная зональность наблюдается не только в лампроитах, но и в щелочных базальтах и щелочных породах. Наиболее титановая слюда (13 % TiO<sub>2</sub>) встречена нами как ксенокристалл в щелочных базальтах в Монголии.

Имеется несколько вариантов классификации лампроитов [Jaques et al., 1986; Mitchell, Bergman, 1991; Лампроиты, 1991]. Нам представляется наиболее рациональной классификация австралийских геологов, разделивших лампроиты на оливиновые и лейцитовые с полным набором промежуточных разновидностей. Необходимо добавить более поздние санидиновые (калишпатовые) разновидности лампроитов. В зависимости от преобладания во включениях лампроитов того или иного минерала, выделяются разновидности лампроитов, например, флогопит-пироксен-лейцитовые или флогопит-К-рихтерит-санидиновые.

На основе геологических, петрологических и геохимических данных проведен формационный анализ щелочных комплексов и выделено по четыре формационных типа лампроитов [Владыкин, 2007а], которые характеризуются различной геохимической спецификой и рудоносностью.

Имеются разные варианты геологических соотношений лампроитов с другими породами.

1. Лампроиты образуют отдельные вулканы и диатремы, не связанные генетически с другими породами. Это лампроиты Австралии, Испании и США. Они имеют третичный и четвертичный возраст и не исключено, что их дифференциаты еще не вскрыты эрозией.

2. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы, дайки и диатремы) пространственно и часто генетически связанные с кимберлитами и пикритами. Это лампроиты Прианабарья, Финляндии, Китая, Индии, Антарктиды, Узбекистана и др. Возраст их такой же, как и кимберлитов [Владыкин, Торбеева, 2005].

3. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы и дайки) и даже вулканические потоки среди других К-щелочных пород, с которыми они связаны пространственно и генетически. Они имеют одинаковый возраст и попадают на один петрохимический тренд составов пород комплексов. Это лампроиты различных массивов щелочных пород Алданского щита [Владыкин, 1997а].

4. Лампроиты образуют различные тела (дайки) среди других даек более Na-щелочных пород в даечных поясах. Возраст их тоже близок. Это лампроиты Алтая, Парагвая, Монтаны (США). Возможно, сюда же относятся лампроиты Урала.

Эти четыре генетических типа лампроитов можно объединить в следующие формационные комплексы: 1) лампроиты «чистой» линии, 2) пикрит(кимберлит)-альнеит-лампроитовый, 3) лампроиты массивов К-щелочных пород, 4) лампроиты дайковых поясов. В названии формаций могут присутствовать и другие важные породы ассоциации.

В зависимости от динамики внедрения и кристаллизации лампроиты бывают вулканические (потоки лавы и диатремы), субвулканические (силлы и дайки) и интрузивные (отдельные тела, дайки, штоки и фазы внедрения в массивах).

Внутри формации «чистой» линии существуют петрогенетические разновидности — оливинсодержащие и безоливиновые. К первым относятся лампроиты Австралии и Испании, а ко вторым — лампроиты Лейцит Хиллс (США). В лампроитах Австралии имеется ранняя фаза оливиновых лампроитов (совсем без лейцитита), а в лейцитовых дифференциатах в небольшом количестве может встречаться оливин. В лампроитах Испании нет чисто оливиновых разновидностей и оливин присутствует почти во всех разновидностях лампроитов. Лампроиты Лейцит Хиллс относятся, вероятно, к другой генетической разновидности. Они вообще не содержат оливина. Их ранние разновидности — мадупиты состоят из вкрапленников пироксена и слюды и стекловатой, раскристаллизованной основной массы. По химическому составу эти породы отвечают слюдыстым пироксенитам и являются их вулканическими аналогами. По всем параметрам они близки к биотитовым пироксенитам К-щелочных-лампроитовых комплексов Алданского щита [Владыкин, 1997а]. Возможно, что эти две разновидности лампроитов образовались при частичном плавлении разных мантийных пород: магмы Лейцит Хиллс из пироксенитовой мантии, а остальные из оливинсодержащих ультраосновных пород мантии.

В настоящее время в Сибири известно несколько проявлений лампроитового магматизма различной формационно-генетической принадлежности. Наиболее изученные из них: 1) лампроиты Алданского щита, связанные с комплексом К-щелочного магматизма [Владыкин, 1997а], 2) лампроиты Восточного Прианабарья и Томторского массива [Владыкин, Торбеева, 2005], принадлежащие к кимберлит-пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации (формации), 3) жильные и диатремовые лампроиты Таймыра, лампроиты Саян и лампроиты Алтая, связанные с дайковым комплексом щелочных пород. В азиатском регионе России еще известны лампроиты на Камчатке — производные базальтового магматизма, лампроиты Урала, отдельные тела в Сетте-Дабанском районе Приохотья и диатрема в районе Кокшаровского массива Приморья. По петрохимическим данным лампроиты Алдана и Прианабарья отличаются содержаниями титана. Спектры TR в лампроитах Сибири однотипные. Тренды составов слюд из лампроитов Австралии, Испании и США и лампроитов Алдана и Прианабарья близки между собой.

Алмазоносность лампроитов зависит от многих факторов. Большинство исследователей признает в основном ксеногенный характер алмазов как в кимберлитах, так и в лампроитах. Имеются два аспекта этой проблемы.

Первый — чтобы глубина зарождения магмы была в области устойчивости алмаза и второй — сохранение алмазов при транспортировке и кристаллизации магмы. Исходя из изотопных и геохимических характеристик лампроитов, они относятся к глубинным мантийным породам и первое условие соблюдается. Для соблюдения второго условия — необходима быстрая транспортировка магм, которая осуществляется в диатремовых структурах. Особенно быстрое остывание фиксируется в песчанистых туфах, где зерна кварца являются хорошим охладителем, поэтому подобные лампроитовые туфы наиболее богаты алмазами, например лампроиты Аргайла (Австралия). В алмазоносных песчанистых туфах, состоящих на 95 % из кварцевого песка и 5 % лампроита, алмазов на порядок больше, чем в массивных лампроитах, состоящих на 100 % из лампроитового вещества. В интрузивных лампроитах алмазы, вероятно, сгорают при относительно медленной кристаллизации магмы.

## ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТИТОВ

Другой петрологической особенностью К-щелочных комплексов является присутствие среди их поздних дифференциатов карбонатитов. Карбонатитовая проблема — одна из крупнейших в современной петрологии, геохимии и геологии рудных месторождений. С карбонатитовыми комплексами связаны крупнейшие месторождения редких элементов: ниобия, тантала, редкоземельных элементов, циркония, стронция, бария, железа, меди, апатита, флюорита, флогопита, вермикулита, форстерита, К-рихтерит-асбеста, самоцветов — чаройта, Ст-диопсида, дианита и других полезных ископаемых.

В 1960-е годы карбонатитами было принято называть эндогенные карбонатные породы с более чем 50 %-й карбонатной составляющей, имеющие определенный набор редких элементов и связанные с комплексами (натриевых) ультраосновных—щелочных пород. Позже карбонатиты были обнаружены и с комплексами (калиевых) щелочных пород, хотя отнесение последних к «карбонатитам» ставилось под сомнение. В генетическом отношении в то время большинство геологов считали карбонатиты метасоматическими образованиями. Однако в процессе разноплановых исследований: геологических, минералого-петрографических, геохимических, изотопных была подтверждена эндогенная природа карбонатитов и их магматический генезис. Особую роль в расшифровке генезиса карбонатитов сыграло обнаружение карбонатитовых лав в действующем вулкане Олдоньи-Ленгай (Танзания) и находки расплавных включений термобарогеохимическим методом, который особенно интенсивно развивался в СССР. К этому времени накопилось много спорных моментов в вопросе генезиса отдельных проявлений карбонатитов и отнесении различных пород к карбонатитам. В конце 1980-х годов вышла фундаментальная монография под редакцией К. Белла [Carbonatites..., 1989], где на современном уровне были освещены многие аспекты карбонатитовой проблемы. Однако в начале XXI в. в связи с развитием представлений плюмовой тектоники изучение карбонатитов получило дальнейшее развитие как представителя глубинного магматизма, по которым возможно расшифровывать процессы глубинной геодинамики. В это время в проблему включились специалисты другого геологического профиля, малознакомые с материалами предыдущих исследований карбонатитов. Поэтому к карбонатитам стали относить породы, которые не удовлетворяют разработанным ранее критериям, что приводит к большой путанице. Назрела необходимость обобщения новых, полученных в последнее время данных по карбонатитовым комплексам, особенно в связи с развитием новых аналитических методов исследования вещества и разработке новых критериев отнесения эндогенных карбонатных образований к карбонатитам. Рассмотрим некоторые вопросы формационной принадлежности различных карбонатитовых комплексов по геохимическим и генетическим критериям.

В основу выделения формационных типов карбонатитовых комплексов мы предлагаем вносить следующие критерии: тип щелочности (Na или K) щелочных пород комплексов и этап отделения карбонатитовой жидкости от силикатных расплавов различных уровней дифференциации первичной магмы [Vladykin, 2008]. Эти два параметра генетически связаны, и от них зависит и тип рудоносности карбонатитовых комплексов. Большинство исследователей карбонатитов считают, что все карбонатиты являются поздними дифференциатами глубинных по происхождению щелочно-ультраосновных-щелочных комплексов, имеющих мантийные источники.

По времени отделения карбонатитовой жидкости от силикатной магмы и типу щелочности первичных силикатных магм комплексов можно выделить три формационных типа карбонатитов, а в четвертый тип мы объединяем все карбонатитовые проявления неясного генезиса.

**Первый формационный тип** карбонатитов наименее дифференцирован и связан с К-ультраосновными пикрит-кимберлитовыми магмами. Эти карбонатиты образуют жильные тела или брекчии в диатремовых структурах с ксенолитами кимберлитов [Маршинцев, 1974]. Так как первичная кимберлитовая магма содержит наибольшее количество карбонатной составляющей с большим внутренним давлением  $\text{CO}_2$ , то это и приводит к ее взрыву в приповерхностной зоне земной коры. При этом карбонатная и силикатная магмы разделяются и обе вскипают. Силикатная часть образует кимберлитовую туфобрекчию, а карбонатная — газ  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (при окислении водорода), которые тут же карбонатируют и серпентизируют кимберлитовую силикатную часть. Остаточный гидротермальный раствор кристаллизуется в виде кварц-карбонатных жил. В другом случае, если магма не взрывается, то кристаллизуются массивные кимберлиты (которые в Восточном Прианбарье называют пикритами), а карбонатная составляющая отделяется в виде солевого расплава и кристаллизуется в виде даечных тел. Для таких карбонатитов характерна кимберлитовая ассоциация редких элементов (Cr, Ni, Co, Ba, Sr) и редко Nb. Они, как и кимберлиты, иногда содержат ксеногенные алмазы.

**Второй формационный тип** карбонатитов связан с ультраосновными—щелочными комплексами натриевой специализации. Это классические карбонатиты Кольской, Маймеча-Котуйской, Саянской и других провинций. Отделение карбонатно-силикатной составляющей в них идет при более низких температурах при кристаллизации пироксенитов и ийолитов. Эти карбонатиты более дифференцированы и содержат накопившиеся высокотемпературные редкие элементы Nb и Ta. Силикатные минералы карбо-



натитов содержат радикал  $[\text{SiO}_4]$  — это гранаты, форстериты, клиногуммиты и т.д., что также характеризует высокие температуры их кристаллизации.

**Третий формационный тип** карбонатитов связан со щелочными комплексами калиевой специализации. Ранние породы в них представлены ультраосновными Вт-пироксенитами, шонкинитами, оливин-мелилитовыми (камафугитами) и меланефелинитовыми вулканитами. Наиболее яркие представители этого типа: щелочные вулканиты Африки и Монголии, а также Мурунский вулканоплутон на Алданском щите. К этому же формационному типу мы относим карбонатиты Маунтин Пасс в США, Баюнь Обо в Китае, Тамил-Наду в Индии. Отделение силикатно-карбонатной составляющей в них идет на еще более поздней стадии дифференциации магмы при кристаллизации сиенитов и гранитов. Силикатные минералы в карбонатитах представлены калиевыми полевыми шпатами, пироксенами и слюдами. В них редко встречаются минералы Nb и Ta, а характерны месторождения редкоземельных элементов, Ba-Sr, флюорита. В особых случаях встречаются самоцветы: чароит, Cr-диопсид и дианит. В комплексах этого типа широко развиты процессы расслоения вещества.

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Предлагается обобщенная геохимическая и динамическая модель формирования щелочных (щелочно-ультраосновных) с карбонатитами комплексов, в которой показана зависимость рудоносности от степени дифференцированности и содержания рудного компонента в первичной магме.

Динамика образования первичной щелочно-ультраосновной карбонатитовой магмы нам представляется следующим образом. Горячий плюм образуется в ядре Земли из-за несоответствия скорости вращения жидкого и твердого ядра [Летников, 2002]. Энергия плюма вместе с флюидами (углеводородами, H, CN и др. и, возможно, щелочами) накапливается до таких величин, когда он может преодолеть магнитное притяжение ядра и перейти границу ядра и нижней мантии. Далее по физическим законам передвижения от горячего к холодному плюм поднимается вверх до такого уровня *PT* мантии, где под действием более высокой температуры плюма по сравнению с температурой пород мантии [Рябчиков, 2005] начинается плавление мантийного субстрата и окисление восстановленных газов, пришедших с плюмом. Положительным фактором для плавления мантийного субстрата является его предварительная метасоматическая переработка более ранними геологическими процессами, особенно карбонатизация и ослюдование. Здесь и может происходить реакция с образованием первичных карбонатных обособлений [Когарко, 2004] и главным образом выплавление силикатной магмы. Объем силикатной магмы в 500—1000 раз больше, чем карбонатного расплава (обычные соотношения силикатных пород и карбонатитов в щелочных комплексах). Этот силикатный расплав легко поглощает карбонатный и смешивается с ним. Главным при выплавлении щелочно-ультраосновных магм является очень низкая степень селективного плавления мантийного вещества, обычно менее 1 %. Вероятно, первыми плавятся слюды, гранат, ильменит, хромдиопсид, обогащенные редкими элементами относительно оливина и ромбического пироксена. Далее эта силикатная магма с растворенными в ней карбонатами и перегретая плюмовым теплом начинает подниматься по ослабленным рифтовым зонам в верхние горизонты земной коры, пока ее внутреннее давление не уравнивается с литостатическим давлением вмещающих пород. Здесь образуется промежуточный магматический очаг и начинается кристаллизация ранних вкрапленников. В зависимости от степени перегретости магмы и термостатических свойств вмещающих пород, эта магма может находиться в жидком состоянии довольно значительный промежуток времени. Пока магма передвигалась от места выплавления до промежуточного магматического очага происходила дифференциация различных элементов и образование их специфических комплексных соединений. Произошло перераспределение некоторых редких элементов из силикатного расплава в пользу карбонатной жидкости, которая удерживается в силикатной магме щелочными элементами (т. е. комплексными с ними соединениями) и летучими компонентами. Дальнейшие тектонические движения в районе магматического очага приводят к внедрению отдельных порций магмы в еще более верхние структурные этажи вмещающих пород с образованием массивов щелочных пород или изливанием этих порций магмы на земную поверхность. При кристаллизации вначале более высокотемпературных минералов — оливина, диопсида образуются ультраосновные породы карбонатитовых комплексов, а в остаточном расплаве идет резкое насыщение его щелочами, карбонатной составляющей и редкими элементами. Отделение же карбонатной составляющей, обогащенной редкими элементами, в виде карбонатитового солевого расплава — флюида, от силикатной щелочной магмы происходит при разных температурах и в разные этапы дифференциации и кристаллизации щелочно-ультраосновной магмы и в зависимости от преобладания разных щелочей: натрия или калия. Так как калий обладает более щелочными свойствами, чем натрий, то он дольше удерживает щелочно-карбонатные комплексы от разделения с силикатным расплавом, и в калиевых комплексах это отделение происходит при кристаллизации более поздних порций расплава и при более низких температурах, чем в натриевых. С этим связана и различная рудоносность калиевых и натриевых пород и связанных с ними карбонатитов. Отделяется от силикатного расплава не чисто карбонатная составляющая, а в пер-

вый этап — силикатно-карбонатно-фосфатная, где карбонатной составляющей всего 20—40 %. В натриевых комплексах отделение этой жидкости происходит на более ранней стадии при кристаллизации пироксенитов и ийолитов. Из отделившейся силикатно-фосфатно-карбонатной жидкости кристаллизуются фоскориты, камафориты, нельсониты и другие породы так называемого рудного комплекса. При кристаллизации этих пород накапливается карбонатная составляющая второго этапа, из которой в конечном счете и кристаллизуются сами карбонатиты. В калиевых комплексах от силикатной магмы отделяется силикатно-карбонатная составляющая на этапе кристаллизации сиенитов и гранитов. Далее эта жидкость разделяется при кристаллизации на пироксен-микроклиновую, чисто микроклиновую, в особых случаях еще и силикатную чароитовую (с Ba-Sr), и карбонатную (карбонатитовую) составляющие. Если карбонатная жидкость содержала высокие концентрации Ba и Sr, то она еще разделяется на Ba-Sr бенстонитовую часть, кальцитовую и кварц-кальцитовую. Фосфора в карбонатной части К-комплексов обычно мало, так как он в виде апатита отделился в раннюю стадию кристаллизации силикатной магмы в биотитовых пироксенитах. Зато в К-карбонатитах часто накапливается  $[SO_4]$  и F, которые в гидротермальную стадию дают начало целестин-баритовым и флюоритовым жилам. Карбонатитовые солевые расплавы содержат высокие концентрации щелочей, с которыми они образовывали комплексные соединения в силикатной магме. При кристаллизации карбонатных минералов в карбонатите, эти щелочи отделяются вместе с гидротермальным раствором и фенитизируют вмещающие породы. Если щелочная карбонатитовая магма не успела закристаллизоваться, а излилась из вулкана (как в Олдоньи-Ленгаи), то из нее кристаллизуются щелочные карбонаты, которые легко растворимы в воде и поэтому редко сохраняются в природе. При еще более низких температурах карбонатный солевой расплав переходит в гидротермальное решение.

### РУДОНОСНОСТЬ К-ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

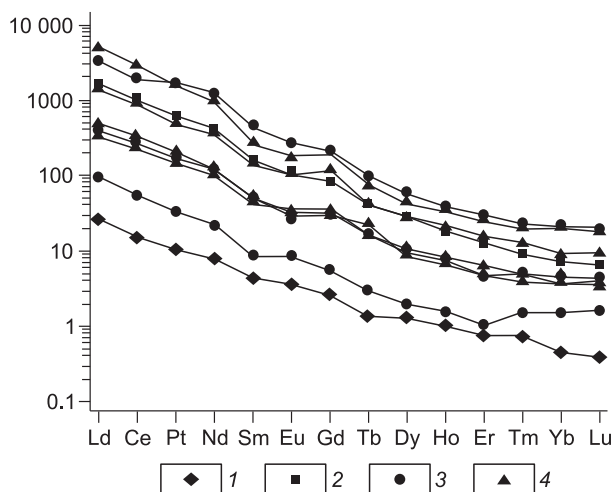
Одним из самых рудоносных карбонатитовых комплексов является Томторский массив площадью 250 км<sup>2</sup> и самым большим по размеру карбонатитовым штоком — 40 км<sup>2</sup>. На современном эрозионном срезе не встречены породы ранних фаз — пироксенитов и слюдистых пироксенитов. Они обнаружены нами в виде ксенолитов в других породах массива. Далее внедрились по кольцевому разлому ийолит-мельтейгиты и еще позже нефелиновые и щелочные сиениты, занимающие 70 % площади массива, в составе которых 12—13 % K<sub>2</sub>O и 2—3 % Na<sub>2</sub>O [Владыкин, Торбеева, 2005]. По этой причине мы относим Томторский массив к К-щелочным комплексам. Все эти породы прорываются самым большим в мире карбонатитовым штоком и многочисленными карбонатитовыми дайками. Томторский массив является вулканоплутоном, и некоторые породы изливались на земную поверхность. В кальдере проседания (мощностью не менее 400 м) встречены следующие вулканические породы:

- 1) вулканические потоки слюдистых щелочных пикритов, которые в настоящее время сильно разрушены;
- 2) силлы оливин-слюдистых лампроитов и дайки лейцитовых лампроитов [Владыкин, Торбеева, 2005];
- 3) взрывные фосфатно-силикатные вулканические туфы — породы рудного комплекса [Владыкин, 2007б].

В массиве имеются диатремовые образования кимберлитоподобных пород.

Карбонатиты массива представлены следующими разновидностями: кальцитовые, доломит-кальцитовые, анкеритовые и сидеритовые. Имеются и магнетит-апатитовые породы нельсонитового типа.

С широким разнообразием минерального состава карбонатитов естественно связана значительная



дисперсия концентраций характерных и редких элементов. Так, вариации Ba и Sr от 50 г/т до 3 % и Nb — 40 г/т до 4 % (дисперсия до трех порядков), Zr — 50—1000 г/т, Y — 10—800 г/т, K<sub>2</sub>O от 0.05 до 3 %, Na<sub>2</sub>O — 0.02 до 2 %, причем характерно преобладание K над Na. В карбонатитовых комплексах обычно рудоносны поздние анкеритовые и сидеритовые карбонатиты, хотя среди них встречаются и почти безрудные разновидности. Концентрации редких элементов в карбонатитах Томторского массива от 100 г/т до первых процентов. В связи с газовой жид-

**Рис. 4. Спектры TR в карбонатитах Томторского массива (нормированные по хондриту).**

1 — кальцитовые, 2 — доломитовые, 3 — анкеритовые, 4 — руды.

костным расслоением еще большая дисперсия редких элементов наблюдается в эксплозивных карбонатитовых туфах.

Спектры TR в карбонатитах различного состава и породах рудного комплекса Томтора однотипны (рис. 4). Отличаются они главным образом количественными содержаниями, а не соотношениями элементов TR-группы. Фракционирование Eu незначительное. Одинаковый наклон кривых спектра TR подтверждают генетическое единство всех разновидностей карбонатитов и руд Томторского массива.

### ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ Sr, Nd, C, O В ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Как известно, тип мантийного источника щелочных магм определяется по соотношению изотопов Sr и Nd с учетом возраста образования пород. Выделяются три главных типа мантии: деплетированная (обедненная), обогащенные EM-1 и EM-2.

Для разных типов мантии отмечаются разные значения меток изотопов. Так, для деплетированной мантии характерны плюсовые значения  $\epsilon_{Nd}$  и значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в пределах 0.702—0.705, для обогащенной мантии EM-1 отмечаются отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  и значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , равные 0.705—0.711, и для обогащенной мантии EM-2 — это отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  и значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  0.705—0.725. Раньше вызывало сомнение отнесение к мантийным породам с метками изотопов Sr более 0.705. Однако в несомненно мантийных породах — лампроитах Испании и алмазоносных лампроитах Австралии —  $^{87}Sr/^{86}Sr$  доходят до значений 0.722.

Нами были получены первые данные по геохимии изотопов Nd и Sr многочисленных массивов щелочно-карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии (рис. 5), описанные детально в работе [Владыкин, 2005]. Обобщение изотопных данных по этим щелочно-карбонатитовым комплексам различного химизма и их систематика привела к интересным геодинамическим выводам. Оказалось, что карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы (где преобладала субдукция океанических базальтов) образовались из источника деплетированной мантии. Это массивы Восточно-Саянской провинции (Большеземинский, Среднеземинский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского кряжа (Кия и Татарский), а также Восточно-Алданской и Сетте-Дабанской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро).

Щелочно-карбонатитовые комплексы складчатых поясов (где субдуцировались в мантию по зонам Бенюффа коровые породы) образовались из обогащенной мантии EM-2. В процессе рециклинга в складчатых зонах смешалось мантийное вещество с коровыми породами, поэтому для этой смешанной мантии характерны высокие метки отношений изотопов Sr, при плавлении этой мантии образовались магмы карбонатитовых комплексов Монголии (Мушугай-Худук, Улугей Хид и Баян-Хушу, Лугингол, Бэлтсин-Гол), Бурятии (Халюта, Аршан, Южный, Ошурково и Ермаковка), карбонатиты Северного Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Северного Прибайкалья (Бурпала), а также лампроиты Австралии, Испании.

Щелочные комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, а также между Северо-Американской платформой и Канадским щитом (где не было субдукции) выплавились из наиболее глубокой обогащенной

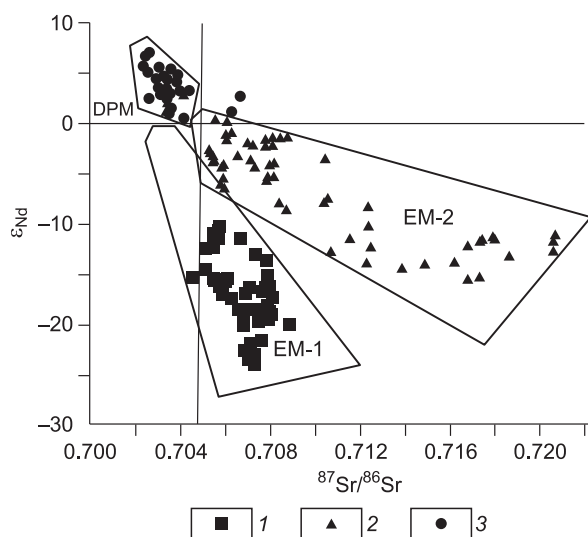


Рис. 5. Соотношения изотопов стронция и ниобия в К-щелочных породах и карбонатитах.

1 — массивы, расположенные между щитом и платформой; 2 — массивы складчатых областей; 3 — массивы обрамления Сибирской платформы.

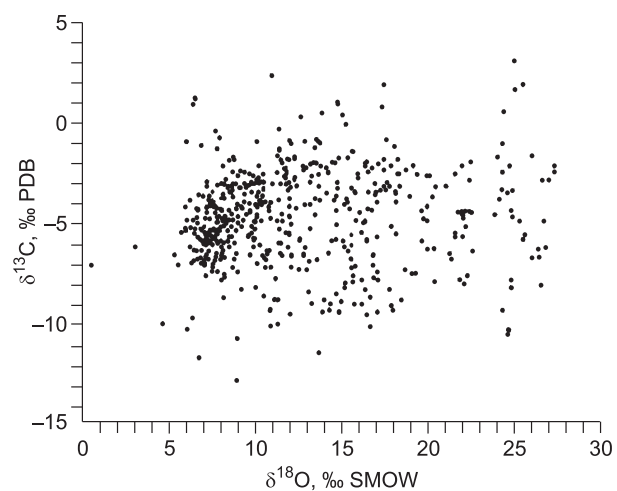
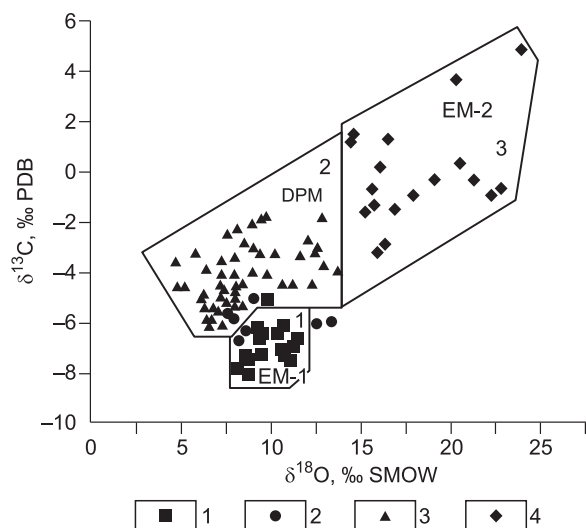


Рис. 6. Соотношения C и O в карбонатитах мира [Carbonatites..., 1989].



**Рис. 7. Соотношения С и О в карбонатах.**

1 — карбонаты Мурунского массива, 2 — карбонаты Индии, 3 — карбонаты обрамления Сибирской платформы, 4 — карбонаты складчатых областей.

мантии EM-1. Это массивы Алданского щита — Мурунский, Рябиновый, Якокутский, Билибинский, Ханнинский и лампроиты Северной Америки — Лейцит Хиллс, Монтаны, Смоки Бьют, Прери Крик. Для них характерны отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$ .

Метки изотопов С и О в щелочных породах (рис. 6) обычно образуют большое поле [Carbonatites..., 1989]. Однако, когда мы нанесли на этот график данные по типу мантии, определенной по изотопам Nd и Sr из тех же проб, то выделились также три поля типов мантии, в которые попадают изотопные метки щелочных массивов [Владыкин и др., 2004], образовавшиеся в различных геодинамических обстановках (рис. 7).

Для массивов обрамления платформы — это деплетированная мантия, для массивов складчатых зон — мантия EM-2 и для массивов между щитом и платформой — EM-1. Не отмечается зависимости состава и рудоносности щелочных комплексов от их тектонического положения и типа мантии, из которой они образовались. Два массива близкого состава могут находиться рядом, выплавиться из одного типа мантии и иметь разную рудоносность, а массивы с близкой рудоносностью могут находиться в совершенно разных тектонических районах и иметь источником мантию разного типа.

## ВЫВОДЫ

Из анализа геохимии изотопов можно сделать фундаментальный вывод, что рудоносные ультраосновные—щелочные комплексы с карбонатами и лампроитами могут выплавляться из различных типов мантии и ее состав не влияет на их рудоносность. Вероятно, главным является малая степень селективного плавления мантии (менее 1 %) и привнос плюмами флюидных и щелочных компонентов, которые и стимулируют такое выплавление. А далее очень важным для накопления редкоэлементных и рудных компонентов является длительная дифференциация магмы и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-90002, 09-05-00116).

## ЛИТЕРАТУРА

**Владыкин Н.В.** Билибинский массив — расслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // Докл. РАН, 1996, т. 349, № 6, с. 972—975.

**Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997а, т. 38 (1), с. 123—136.

**Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. ... д.г.-м.н. в форме научного доклада. Иркутск, 1997б, 80 с.

**Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск, 2005, вып. 2, с. 13—30.

**Владыкин Н.В.** Формационные типы лампроитовых комплексов — систематика и химизм // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2007а, вып. 2, с. 48—75.

**Владыкин Н.В., Царук И.И.** Геология, химизм и генезис Ba-Sr (бенстонитовых) карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 325—340.

**Владыкин Н.В., Торбеева Т.С.** Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1038—1050.

**Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск, 2004, с. 89—107.

**Владыкин Н.В., Торбеева Т.С., Цыпукова С.С.** Уникальный Томторский массив — рудоносность и генезис // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока, 2005, т. 1, с. 27—32.

- Владыкин Н.В.** Рудоносность вулканогенных образований щелочных пород // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Киев, 2007б, с. 39—42.
- Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л., Недра, 1991, 260 с.
- Когарко Л.Н., Курат Г., Нгафлос Т.** Карбонатитовый метасоматоз мантии острова Фернандо де Наронья, Бразилия // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск; Улан-Удэ, 2004, вып. 2, с. 35—55.
- Костюк В.П.** Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, Наука, 1974, 246 с.
- Лампроиты** / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1991, 300 с.
- Летников Ф.А.** Флюидные системы Земли и проблемы рудных формаций // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. Иркутск, 2002, с. 4—22.
- Маршинцев В.К.** Карбонатитовые образования Восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1974, 119 с.
- Панина Л.И., Владыкин Н.В.** Лампроиты Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (12), с. 100—113.
- Рябчиков И.Д.** Летучие компоненты в источниках мантийных плюмов // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Петропавловск-Камчатский; Иркутск, 2005, вып. 2, с. 5—12.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. НИИ-Природа, 2003, 493 с.
- 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.
- Mitchell R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites. New York, Plenum Publishing Corporation, 1991, 447 p.
- Carbonatites: genesis and evolution** / Ed. K. Bell. 1989, 560 p.
- Vladykin N.V.** Malyi Murun volcano-plutonic complex: an example of differentiated mantle magmas of lamproitic type // Geochemistry International, 2000, v. 38, suppl. 1, p. 573—583.
- Vladykin N.V.** Formation types of carbonatites: geochemistry, and genesis // Deep-seated magmatism, its sources and plumes, 2008, v. 1, p. 14—25.
- Vladykin N.V., Viladkar S.G., Miyazaki R., Ram Mohan V.** Benstonite carbonatites — a new type of carbonatites and Ba-Sr ores // J. Geol. Soc. India, 2008, v. 72, № 3, p. 334—353.

*Поступила в редакцию  
30 августа 2008 г.*