

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЛАМПРОИТОВОЙ МАГМЫ (на примере мезозойских высококалийных даек массива Рябиновый, Центральный Алдан)

А.Э. Изох^{1,2}, И.Ф. Чайка^{1,3}, И.В. Гаськов^{1,2}, В.В. Егорова^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
142432, Черноголовка, ул. Академика Осипяна, 4, Россия

Исследования минерало-петрографического и геохимического состава высококалийных лампрофировых даек тобукского комплекса в Рябиновом массиве (Центрально-Алданская мезозойская магматическая провинция) показали, что эти дайки относятся к одной серии, образовавшейся в результате дифференциации высокомагнезиальной лампроитовой магмы в промежуточной камере. Состав пород тобукского дайкового комплекса эволюционирует от оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопитовых лампроитов через минетты до микросиенитов и сиенит-порфиров. Ранняя кристаллизация высокомагнезиального оливина и хромита в промежуточной камере может приводить к формированию дунитовых кумулятов, сходных по составу с дунитами Инаглинского массива. За кристаллизацией оливина и хромита следует котектическая кристаллизация клинопироксена и оливина, клинопироксена и флогопита, и завершается последовательность эвтектической кристаллизацией Na-клинопироксена, флогопита и калишпата. Кристаллизационно-гравитационная дифференциация лампроитовой магмы осложняется силикатно-карбонатной ликвацией, которая фиксируется в минеттах в виде карбонатно-силикатных глобул и интерстициальных карбонатов Ca и Mg. Кроме этого, признаком ликвации является зональность по содержанию Sr в апатите, Ba во флогопите и калишпате. Отделение карбонат-флюоритового расплава может приводить к формированию карбонатитовых и флюорит-карбонатитовых жил, которые описаны в скважинах массива Рябиновый. Породы изученной серии по большинству геохимических и минералогических признаков близки низкотитанистым лампроитам Средиземноморского постколлизийного пояса и Северного Вьетнама и отличаются от типичных высокотитанистых лампроитов внутриплитных обстановок.

Лампроиты, минетты, дифференциация, ликвация, Центрально-Алданский рудный район

DIFFERENTIATION OF LAMPROITIC MAGMA: CASE STUDY OF MESOZOIC HIGH-K DIKES OF THE RYABINOVYI MASSIF (Central Aldan)

A.E. Izokh, I.F. Chayka, I.V. Gaskov, V.V. Egorova

Studies of the mineral–petrographic and geochemical compositions of high-potassic lamprophyric dikes of the Tobuk complex, manifested at the Ryabinovyi plutonic massif (Central Aldan Mesozoic magmatic province, Russia), have shown that these dikes compose a single fractionation series formed from a high-Mg lamproitic parental melt in an intermediate chamber. The composition of the rocks ranges from olivine–diopside–phlogopite and diopside–phlogopite lamproites through minettes to microsyenites and syenite–porphyry. Early crystallization of high-Mg olivine and chromite in an intermediate chamber could produce cumulative dunites similar to those of the Inagli intrusion. Crystallization of olivine and chromite was followed by cotectic crystallization of olivine and clinopyroxene, then that of clinopyroxene and phlogopite, and, finally, eutectic crystallization of Na-rich clinopyroxene, phlogopite, and K-feldspar. Crystallization and gravitational differentiation of lamproitic melt was complicated by silicate–carbonate immiscibility, which is texturally manifested in minettes as carbonate–silicate globules and interstitial calcium and magnesium carbonates. Furthermore, compositional zoning of Sr in apatite and Ba in phlogopite and K-feldspar is considered to have resulted from the immiscibility. Separation of the carbonate–fluorite melt fraction might have led to formation of the carbonatite and fluorite–carbonatite schlieren and gangues which have been described in drill cores from the Ryabinovyi massif. In most of the geochemical and mineralogical features, the Ryabinovyi massif lamproites are similar to the low-Ti lamproites of the Mediterranean postcollisional belt and northern Vietnam and differ from typical high-Ti within-plate lamproites.

Lamproites, minettes, differentiation, immiscibility, Central Aldan magmatic province

ВВЕДЕНИЕ

Особенности кристаллизационно-гравитационной дифференциации магм основного или ультраосновного составов нормальной щелочности в различных геодинамических обстановках хорошо изучены на примере расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов в различных геодинамических обстановках [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980, 2006; Изох, 2010]. При этом имеется достаточно обширный объем экспериментальных данных, который позволяет проводить численное моделирование этих процессов в широком диапазоне составов, давления, содержания воды и различной фугитивности кислорода с использованием программных комплексов «Комагмат» [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin et al., 1993, 2023], «Petrolog» [Danyushevsky, Plechov, 2011], «Melts» [Chiorso, Sack, 1995; Gualda et al., 2012]. В меньшей степени такие программы применимы для умеренно щелочных составов. Для щелочных магм также показано широкое проявление процессов дифференциации, однако корректных программ для моделирования пока не существует. Процессы дифференциации в таких системах приходится рассматривать на конкретных примерах (Хибинский интрузив, Иллимауский массив и др.), а также в экспериментальных исследованиях. Для высококальциевых лампроитовых магм единственным примером полнодифференцированного массива является мезозойский Билибинский интрузив на Алданском щите [Владыкин, 1996, 1997, 2016]. В этом массиве установлен полный набор дифференциатов от малиньитов и шонкинитов до сиенитов. Кроме этого, Н.В. Владыкин рассматривал щелочные граниты в этом массиве как конечный продукт дифференциации лампроитовой магмы [Владыкин и др., 2004; Владыкин, 2016]. Установленная последовательность формирования мезозойских высококальциевых даек лампроитовой серии (от оливиновых лампроитов и шонкнит-порфиров, минетт и сиенит-порфиров) в массиве Рябиновый Центрального Алдана позволяет рассмотреть процессы дифференциации высококальциевой лампроитовой родоначальной магмы в глубинных промежуточных камерах, а также показать, что дуниты Инаглинского массива Центрально-Алданской мезозойской провинции можно рассматривать в качестве кумулятов подобных магм [Чайка и др., 2018]. Эффективность такого подхода связана с тем, что в дайках, как и в вулканических породах, при быстрой кристаллизации сохраняется информация о порядке кристаллизации в глубинной камере по минералам-вкрапленникам и их зональности [Чайка и др., 2018; Chayka et al., 2020]. Минералого-петрографические особенности основной массы позволяют проследить особенности кристаллизации *in situ*. При этом в дайках лампроитовой серии, помимо процессов дифференциации, удастся зафиксировать процессы силикатно-карбонатной ликвации [Чайка, Изох, 2017]. Параметры родоначального расплава и его возможного источника рассмотрены ранее в [Chayka et al., 2020]. В данной работе подробно описана минералогия и геохимия всей серии с акцентом на последовательность дифференциации и сравнение рассмотренных пород с другими лампроитами мира, а также экспериментальными данными по эволюции лампроитовых магм.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для точной идентификации минеральных фаз использовалась электронно-сканирующая микроскопия с ЭДС системой микроанализа, точечный количественный химический состав фаз определялся методом электронно-зондового микроанализа и в отдельных случаях с помощью ЭДС микроанализа, совмещенного с электронной микроскопией. Фазы анализировались как в непокрытом полированном шлифе породы, так и в выборках зерен (хромшпинелиды, включения в них), смонтированных в эпоксидные шайбы. Исследование методом электронной микроскопии выполнялось в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на растром сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа TESCAN MIRA 3LMU в обратнорассеянных электронах с использованием программного обеспечения INCA. Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ при токе зонда 15 нА. Исследование методом электронно-зондового микроанализа производилось в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 и JEOL JXA-8320 при токе зонда 20 нА и рентгеноспектрального микроанализатора Cameca Camebax-Micro с током зонда 30—40 нА. Состав оливина также определяли на электронном микрозонде JEOL JXA-8320 (ИГМ СО РАН) с использованием высокоточной методики [Batanova et al., 2015] при токе 900 нА и длительном времени накопления сигнала. Анализ химического состава пород по главным компонентам выполнен в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL 9900XP. Геохимический состав пород определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после открытого кислотного разложения в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре ELEMENT-II, согласно [Николаева и др., 2012]. Пределы обнаружения методик количественного анализа приведены в дополнительных материалах, https://sibran.ru/journals/Suppl_Izoh.pdf, Table S1. Состав минералов, содержащих Fe³⁺, пересчитывался по [Droop, 1987].

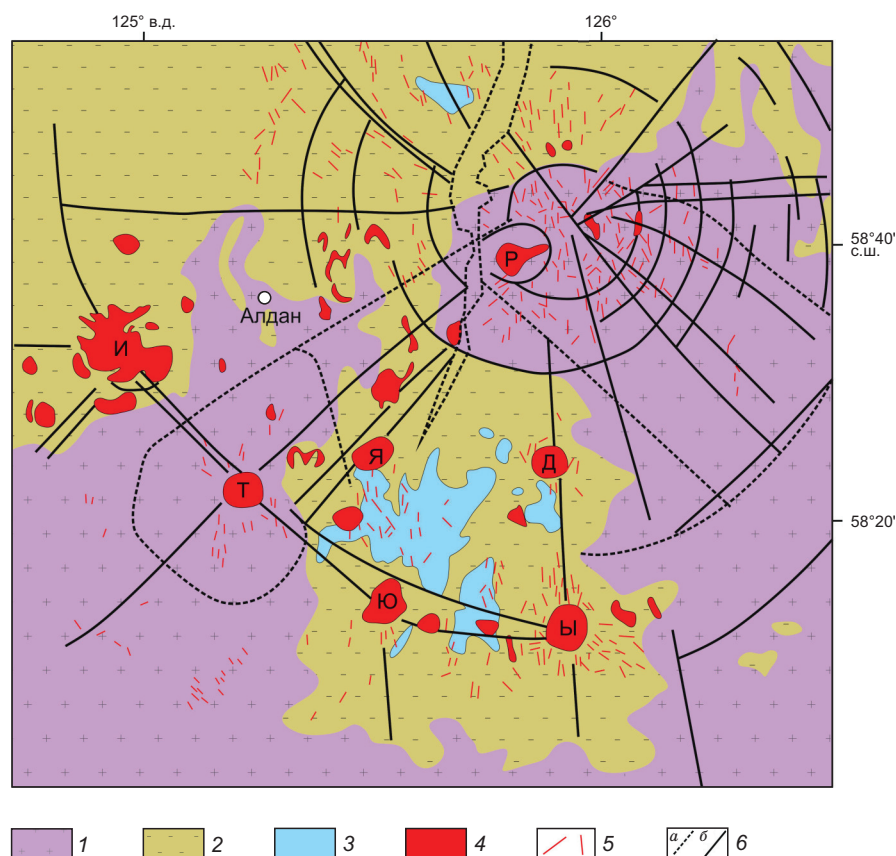


Рис. 1. Геологическая схема Центрально-Алданского рудного района, по [Максимов и др., 2010].

1 — граниты и гранитогнейсы Алданского щита, 2 — венд-кембрийские карбонатные отложения, 3 — мезозойские молассы, 4 — мезозойские калиево-щелочные интрузивные массивы (И — Инаглинский, Т — Томмотский, Ю — Юхтинский, Ы — Ыллымахский, Я — Якокутский, Д — Джекондинский, Р — Рябиновский), 5 — дайки, 6а — главные взбросы и сбросы, 6б — прочие разломы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ

Центрально-Алданский рудный район является крупным ареалом мезозойского магматизма площадью 12,5 тыс. км² и расположен в переходной зоне между Алданским щитом и более северной частью Сибирской платформы, перекрытой фанерозойскими толщами. Он состоит из опущенных и приподнятых секториальных блоков, которые разделены радиальными и кольцевыми разломами и в различной степени насыщены щелочными интрузиями (рис. 1) [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010]. Глубинные разломы северо-восточного и субмеридионального направлений контролируют развитие основной массы мезозойских интрузий и дайковых поясов и связанного с ними золотого оруденения [Гаськов и др., 2023]. Развитие мезозойского магматизма связано с проявлением внутриплитных рифтогенных процессов на Алданском щите, который, по [Зоненшайн и др., 1990], коррелирует во времени с развитием активной континентальной окраины в юго-восточной части Сибирского континента в позднем триасе—поздней юре. По данным Е.П. Максимова с соавторами [2010], здесь известно более 20 полифациальных щелочных и субщелочных массивов, среди которых наиболее крупными являются: Инаглинский, Томмотский, Якокутский, Джекондинский, Ыллымахский, Юхтинский, Рябиновский (см. рис. 1).

Полученные в последнее время хронологические данные по Рябиновому массиву и связанному с ним золотому оруденению показывают, что развитие магматизма в этом районе протекало в два этапа. С ранним этапом (151—130 млн лет) связано образование основного объема щелочных сиенитовых и монзонит-сиенитовых пород и золотого оруденения [Гаськов и др., 2023]. Этому же этапу соответствуют породы Инаглинского массива. В работе А.П. Кривенко [1980] отмечаются небольшие силлы высококальциевых пикритоидов мощностью от 1 до 10 м, залегающие среди юрских песчаников Якокутского прогиба совместно с силами шонкинитов и сиенит-порфиоров, которые предшествуют Якокутскому щелочному массиву. Поздний магматический этап (128—120 млн лет) выделяется в Рябиновом массиве, где он проявлен в виде штоков и даек калиевых пикритов (лампроитов), шонкинитов, даек минетт и сиенит-порфиоров, золотоносных метасоматитов [Шатов и др., 2012].

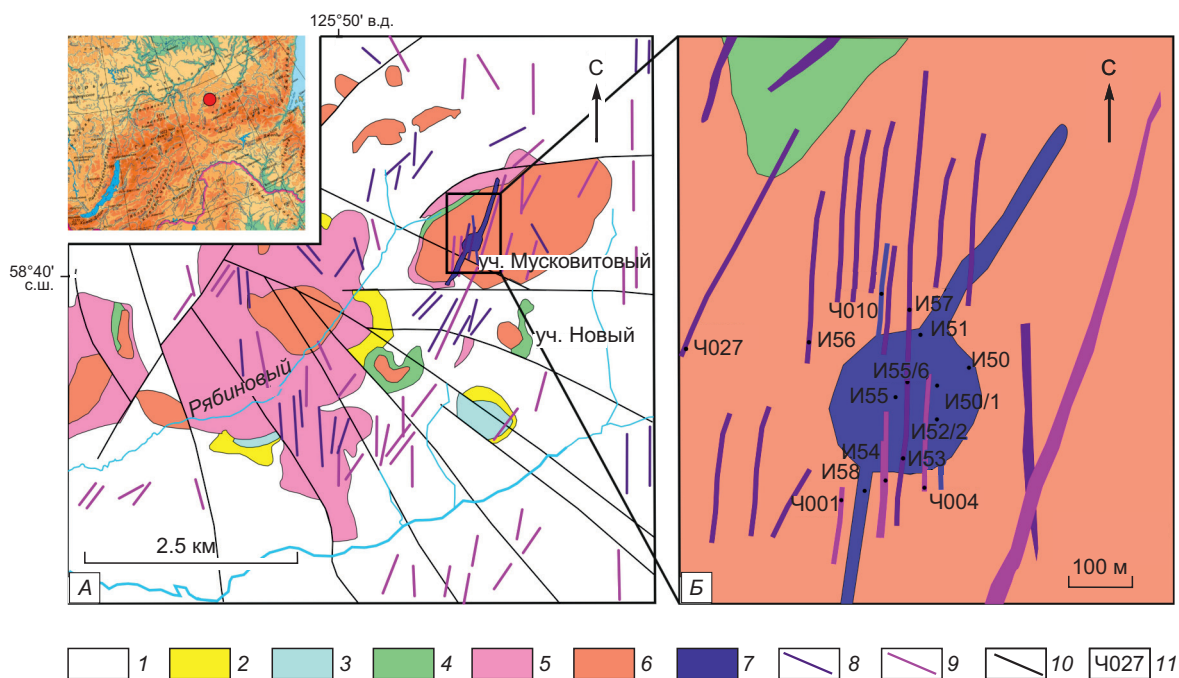


Рис. 2. Геологическая схема массива Рябиновый, по [Шатову и др., 2012].

А — схема расположения даек тобукского комплекса на уч. Мусковитовый по нашим данным с учетом космоснимков. 1 — протерозойский метаморфический комплекс кристаллического фундамента; 2, 3 — породы осадочного чехла венд-кембрийского и юрского возраста соответственно; 4–6 — алданский интрузивный комплекс: 4 — шонкиниты, фергуситы, 5 — порфириновые щелочно-полевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 6 — щелочно-полевошпатовые щелочные сиениты II фазы; 7–9 — тобукский дайковый комплекс. *Б*: 7 — оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые лампроиты и их эруптивная брекчия, 8 — минетты, 9 — сиенит-порфиры; 10 — тектонические нарушения; 11 — номер образца. На врезке — район исследования.

Гипабиссальные породы высококалиевого высокомагнезиального состава мезозойского возраста были и ранее описаны многими исследователями [Билибин, 1958; Шарыгин, 1993; Панина, Владыкин, 1994; Панина и др., 1996; Панина, 1997; Mues-Schumacher et al., 1995; Davies, 2006; Рокосова, Панина, 2013]. Они были классифицированы как лампроиты [Mitchell, Bergman, 1991; Панина, Владыкин, 1994; Davies, 2006], калиевые щелочные базальтоиды, калиевые пикриты [Шарыгин, 1993] или шонкинит-порфириты [Рокосова, Панина, 2013]. На основании геологического положения и возрастных оценок лампроитовые и лампрофировые породы (минетты) выделены в тобукский дайковый комплекс [Кочетков, 2006; Шатов и др., 2012].

Рябиновыи массив вместе с апофизами занимает площадь 50 км² и состоит из трех самостоятельных интрузивных тел и субвулканических образований, относимых к алданскому и тобукскому комплексам (рис. 2, *А*). Интрузивные тела Рябинового массива прорывают гранитоиднейсы протерозойского фундамента. Они сложены малинитами, фергуситами, шонкинитами, сиенитами и пуласкитами (алданский комплекс). Также здесь широко развиты более поздние дайковые тела, секущие породы алданского комплекса и рудную зону, которые выделены в тобукский дайковый комплекс [Кочетков и др., 1989]. В его составе присутствуют многочисленные дайки минетт, сиенит-порфиров, комбинированные дайки сиенитов и минетт с явлениями минглинга, а также шток пикритоидов с включениями обломков пород алданского комплекса [Кочетков, и др., 1989; Шарыгин, 1993].

В северо-восточном борту карьера, разрабатывающего золотоносные руды (наблюдения 2012–2015 гг.), обнажается шток эруптивных брекчий оливиновых лампроитов с порфировой структурой (вкрапленники оливина) (рис. 3, *А, Б*). Ксенолиты представлены крупнозернистыми сиенитами и метасоматитами по ним, кварц-борнитовыми жилами, а также ксенолитами слюдяных пироксенитов и перидотитов ранних фаз алданского комплекса (см. рис. 3, *Б*). Состав диатремы неоднороден: среди брекчий встречаются участки, свободные от ксенолитов и сложенные меланократовыми породами с большим количеством вкрапленников оливина. Шток, в свою очередь, является «раздувом» дайки северо-восточного простирания, обнаженным в северном борту карьера. По данным бурения в нем установлена дифференциация, обусловленная фракционированием оливина [Шарыгин, 1993]. Подобное фракционирование оливина зафиксировано в силлах высококалиевых пикритов (оливиновых лампроитов) Алданского щита [Кривенко и др., 1980].

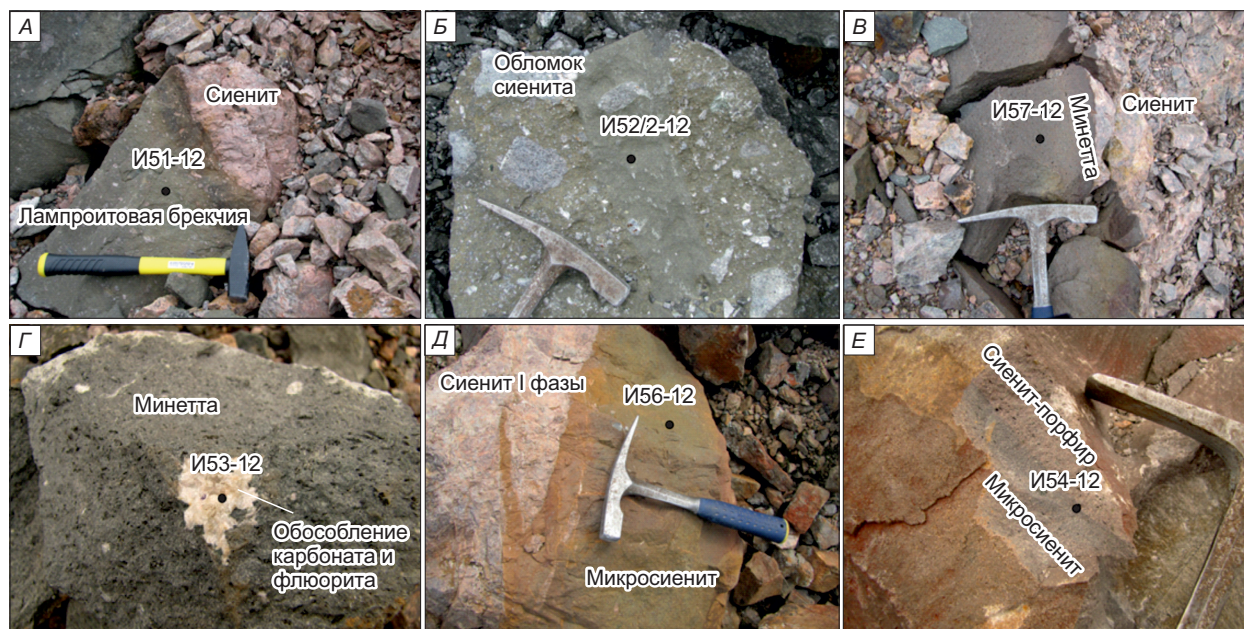


Рис. 3. *А* — контакт дайки оливинового лампроита с метасоматизированным сиенитом I фазы; *Б* — брекчия оливинового лампроита; *В* — дайка минетты с зоной закалки и дифференциацией течения; *Г* — карбонатно-флюоритовое обособление в дайке минетты; *Д* — дайка микросиенита с зоной закалки и апофизой в крупнозернистые сиениты I фазы; *Е* — комбинированная дайка сиенит порфира и микросиенита.

Диатрема и апофизы оливиновых лампроитов секутся дайками порфировых пород различной меланократовости, диагностированных как шонкинит-порфиры, минетты (слюдяные лампрофиры), микросиениты и сиенит-порфиры. Мощность даек варьирует от 0.2 до 10.0 м. Отмечаются комбинированные дайки микросиенитов и минетт (см. рис. 3, *Е*), а также минглинг-дайки. Установлена следующая последовательность формирования даек: оливиновые лампроиты (дайка и диатрема)—шонкинит-порфиры—минетты—сиенит-порфиры и микросиениты. По нашему мнению, эта последовательность отражает процессы дифференциации в глубинной промежуточной камере (камерах). В некоторых дайках минетт наблюдается дифференциация течения с обособлением ориентированных в одном направлении вкрапленников флогопита в центральной части дайки (см. рис. 3, *В*). Во всех дайках наблюдаются резкие зоны закалки, что указывает на быструю кристаллизацию и, следовательно, на небольшую глубину их становления. В минеттах встречаются карбонат-флюоритовые обособления (см. рис. 3, *Г*), которые, как было показано ранее [Чайка, Изох, 2017], являются продуктами силикатно-карбонатной ликвации.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ

Оливиновые и оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты — наиболее распространенные породы диатремы — характеризуются порфировой (оливинофировой) структурой. Во вкрапленниках — оливин двух популяций по размеру (<0.5 и 1—3 мм). Вокруг вкрапленников оливина наблюдаются оторочки, сложенные клинопироксеном и флогопитом. Основная масса представлена зональными микролитами диопсида, флогопита и фторапатита, в интерстициях между которыми располагаются пойкилитовый калиевый полевой шпат, а также анальцит (рис. 4, *А, Б*).

Диопсид-флогопитовые лампроиты также характеризуются порфировой структурой. Во вкрапленниках — зональные диопсид и флогопит. Основная масса сложена ксеноморфным и пойкилитовым калишпатом (см. рис. 4, *В*). В качестве второстепенных, рудных и аксессуарных минералов встречаются апатит, хромшпинель, магнетит, кальцит. Изредка в основной массе отмечаются доломитовые округлые обособления, в которых присутствуют клинопироксен и флогопит. Минетты состоят из преобладающих вкрапленников зонального флогопита и редких вкрапленников клинопироксена, погруженных в основную массу из калиевого полевого шпата, ксеноморфного или представленного мелкими лейстами. В некоторых дайках наблюдается ориентировка вкрапленников флогопита и трахитоидная текстура основной массы (см. рис. 4, *Г, Д*).

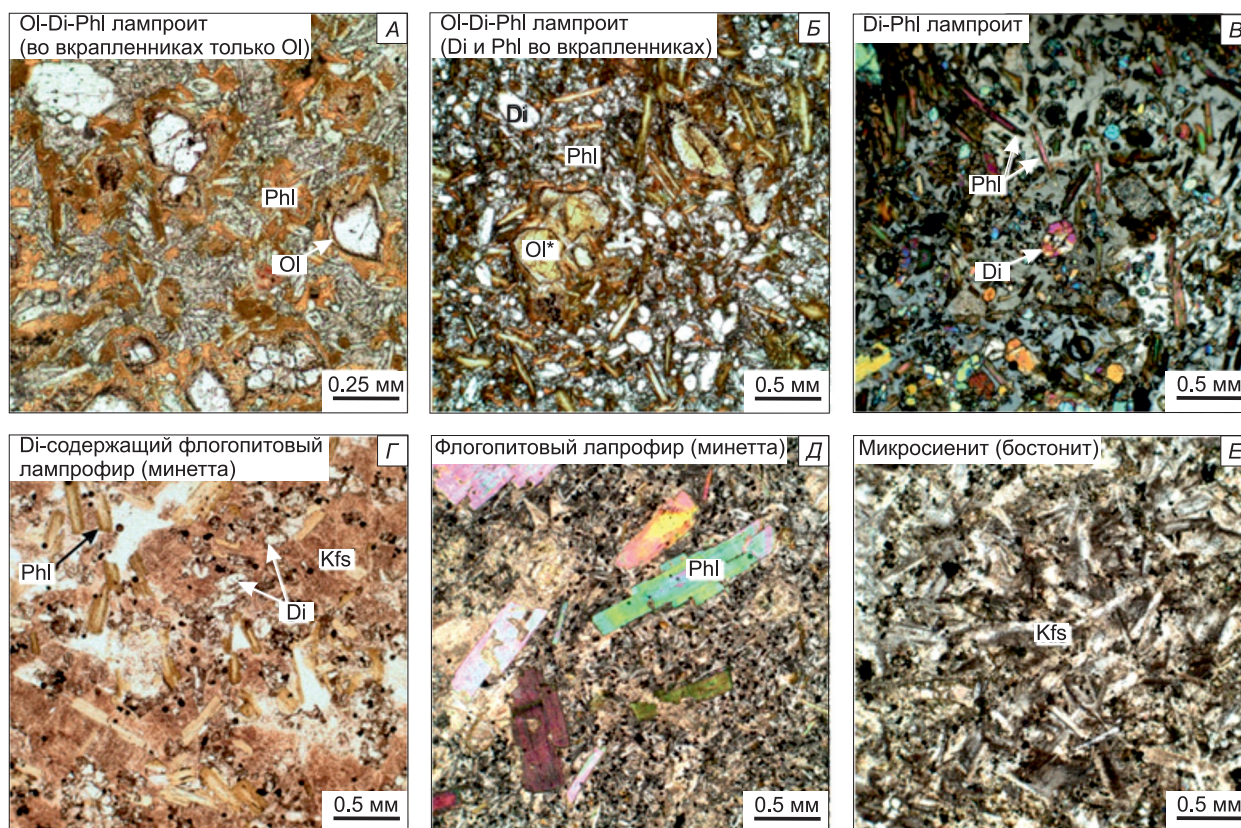


Рис. 4. Микрофотографии шлифов пород лампроитовой серии Рябинового массива.

A, B, Г — проходящий свет; *B, Д, E* — скрещенные поляризаторы.

В отличие от минетт, к сиенит-порфирам нами отнесены дайки, в которых встречаются вкрапленники калиевого полевого шпата. По этим особенностям их нельзя классифицировать как лампрофиты, хотя по текстурно-структурным особенностям они близки. Микросиениты являются крайними дифференциатами серии и состоят главным образом из гипидиоморфного и идиоморфного калишпата с редкими вкрапленниками флогопита и клинопироксена (авгит и эгирин-авгит). Встречаются разновидности, полностью сложенные калишпатом (бостониты) (см. рис. 4, *E*). В качестве второстепенных минералов распространены кварц, магнетит, апатит и кальцит. Таким образом, «сквозными» минералами

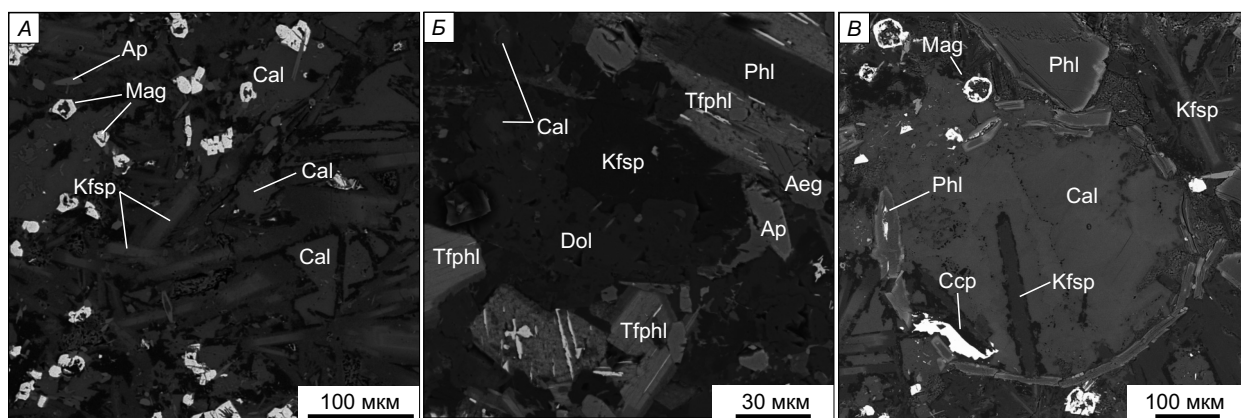


Рис. 5. SEM-BSE фотографии карбонатов в породах лампроитовой серии Рябинового массива.

A — интерстициальный кальцит в основной массе минетты; *Б* — породообразующие доломит и кальцит в карбонатсодержащей минетте (I57/1-12); *В* — карбонатная глобула, окруженная лейстами флогопита, в микросиените. Ap — апатит, Mag — магнетит, Kfsp — калиевый полевой шпат, Phl — флогопит, Ccp — халькопирит, Tfphl — тетраферрифлогопит, Cal — кальцит, Dol — доломит, Aeg — эгирин.

в изученной серии даек являются клинопироксен, флогопит и калишпат, химизм которых должен отражать общий ход эволюции серии.

Отдельно следует отметить повсеместное распространение карбонатов: кальцита и доломита в изученных породах. В лампроитах кальцит и доломит, как правило, замещают оливин и являются вторичными. Однако в минеттах кальцит часто заполняет интерстиции между лейстами калишпата (рис. 5, А), а один из образцов минетт (И57/1-12) содержит кальцит и доломит в качестве порообразующих минералов, типидиоморфных по отношению к калишпату (см. рис. 5, Б). Кроме этого, для минетт и микросиенитов характерны карбонатные глобулы размером от 0.05 до 2.0 мм, окруженные лейстами флогопита (см. рис. 5, В). Состав глобул варьирует от доломита + кальцита + флогопита до кальцита + калишпата. Кроме этого, в одной из даек минетт отмечены более крупные сегрегации кальцита и доломита, иногда — с флюоритом. Широкое распространение, по-видимому, первичных карбонатов в минеттах и микросиенитах рассматриваются нами (см. подробнее [Чайка, Изох, 2017]) как минералогическое подтверждение силикатно-карбонатной ликвации [Рокосова, Панина, 2013]. Кроме этого, отмечена схожесть карбонатных глобул с полевошпат-кальцитовыми сегрегациями в лампрофирах Алтая [Васюкова и др., 2011].

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ПОРОД ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ

Чтобы проследить эволюцию лампроитового расплава нами детально изучался химический состав порообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов. Большое внимание уделялось минералам с широким изоморфизмом — хромиту, оливину, клинопироксенам, флогопиту и апатиту, поскольку их состав отражает изменение химического состава расплава.

Вкрапленники хорошо сохранившегося *оливина* встречаются только в оливин-диопсидовых лампроитах (обр. И52-12), тогда как в большинстве оливин-флогопит-диопсидовых лампроитах вкрапленники оливина замещены серпентином и кальцитом. Особенности состава оливина (рис. 6, 7; Table S2, см. доп. материалы) и раскристаллизованных расплавных включений в нем и в хромитах были детально рассмотрены в статьях [Чайка, Изох, 2017; Чайка и др., 2018; Chayka et al., 2020] и выделены четыре генерации оливина:

1. Высокомагнезиальные макрокристаллы однородного оливина с высоким содержанием никеля (см. рис. 6, А), которые можно рассматривать как самый ранний оливин, кристаллизовавшийся из лампроитовой магмы в глубинной магматической камере.

2. Вкрапленники оливина со ступенчатой зональностью и широким диапазоном составов (см. рис. 6, Б).

3. Реликты мантийного (субстратного) оливина, сохранившиеся в центральных частях зональных вкрапленников оливина (см. рис. 6, Б).

4. Ксенокристаллы высококальциевого оливина, который кристаллизовался из расплава камафугитового состава [Chayka et al., 2020].

Для выяснения особенностей дифференциации лампроитовой магмы нас интересуют первые два типа. Высокомагнезиальный оливин отмечается в крупных резорбированных незональных макрокристаллах или в ядрах зональных вкрапленников. Он обладает высокой магнезиальностью ($Mg\# = 94.6$), высокими содержаниями NiO (до 0.6 мас. %) и низкими содержаниями CaO (<0.1 мас. %). На всех вариационных диаграммах составы этого оливина ложатся в начало трендов зональных вкрапленников (рис. 7). Это позволяет рассматривать его как ранний ликвидусный оливин, кристаллизовавшийся в глубинных условиях. Подобный незональный высокомагнезиальный, высоконикелистый оливин описан в кайнозойских оливиновых лампроитах Северного Вьетнама [Intraplate..., 2016].

Для основной популяции вкрапленников оливина установлена отчетливая зональность. Внутренние части однородны и сходны с макрокристаллами, однако менее магнезиальны (см. рис. 7). Они представлены форстеритом ($Mg\# = 94—92$) с высокими содержаниями никеля (0.4—0.5 мас. % NiO), низкими MnO (<0.10 мас. %) и умеренными CaO (0.15—0.2 мас. %). Затем магнезиальность оливина меняется от 93 до 87 при одновременном снижении содержания никеля до 0.25—0.30 мас. %. Состав и тенденции эволюции оливина аналогичны таковым для оливина из других низкотитанистых лампроитов (Средиземноморский пояс и Северный Вьетнам) и отличаются от высокотитанистых лампроитов (проявления Гауссберг, Смоуки Бьютт, Аилик, провинции кратонов Дхавар и Вест Кимберли) [Mitchell et al., 1987; Hoa et al., 1997; Prelević, Foley, 2007; Chayka et al., 2020; Foley et al., 2013]. В узкой краевой зоне оливин более железистый ($Mg\# = 80—87$) и содержание никеля закономерно снижается до 0.30—0.15 мас. %, при этом содержание марганца возрастает до 0.5 мас. %. Содержание кальция в оливинах 0.15—0.30 % CaO зависит от его магнезиальности (см. рис. 7, Б). Высокая магнезиальность наиболее раннего оливина позволяет предполагать не только высокую магнезиальность родоначального расплава, но и высокую окисленность среды кристаллизации [Плечов и др., 2018]: по ранее полученным нами данным [Chayka et al., 2020] методом оливин-шпинелевой оксидометрии [Ballhaus et al., 1991] с по-

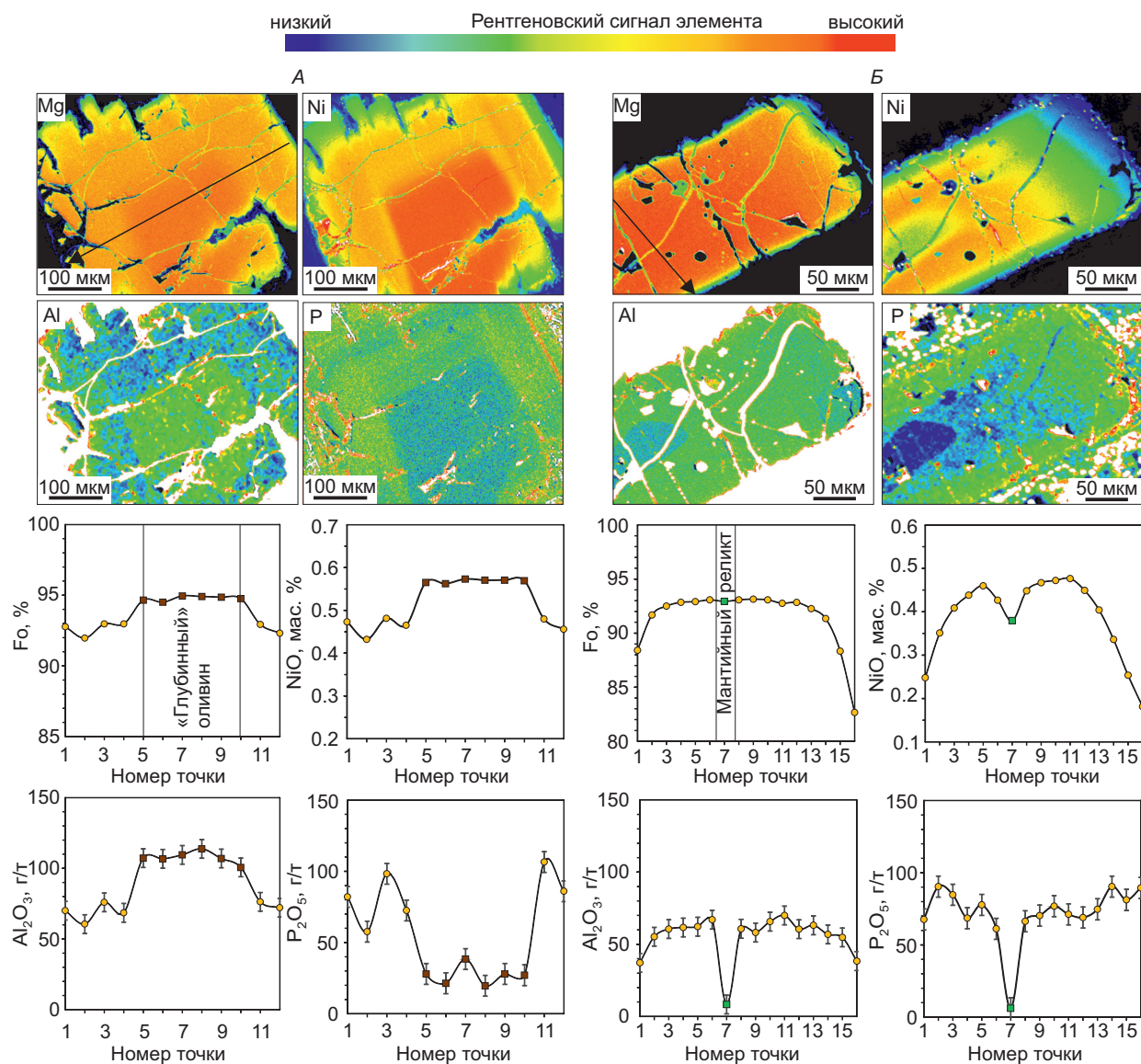


Рис. 6. Внутреннее строение и зональность вкрапленников оливина из лампроитов тобукского комплекса массива Рябиновый (по данным ЕРМА-микроанализа и элементного картирования).

А — вкрапленник с высокомагнезиальным азональным ядром из глубинной камеры, *Б* — вкрапленник с резорбированным низкоглиноземистым, низкофосфористым реликтом мантийного оливина. Профили состава по зерну указаны стрелками, данные по составу в точках профилей приведены в табл. 2. Данные и часть изображений заимствованы из [Chayka et al., 2020], условия анализа и картирования — см. там же и [Batanova et al., 2015].

правкой на пониженную активность SiO_2 [Canil, 1997; Tappe et al., 2006], $\lg 10f(\text{O}_2)$, составляла QFM+2...3. При этом ранние вкрапленники оливина из лампроитов Рябинового массива характеризуются даже большей магнезиальностью и меньшей кальциевостью нежели калиевые пикриты Алданской провинции [Кривенко, 1980].

Хромшпинелиды в изученных породах представлены двумя генерациями: включения в оливине и клинопироксене и самостоятельные небольшие вкрапленники (рис. 8; Table S3). В центральных частях вкрапленников оливина эти включения представлены магнезиохромитом ($(\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})) = 0.90$, $\text{Mg\#} = 52$ —62). В краевой зоне оливина включения представлены хромитом ($(\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})) = 0.92$ —0.97, $\text{Mg\#} = 18$ —40). Близкий состав имеют центральные части фенокристов зональных шпинелей в основной массе лампроитов, тогда как краевые зоны соответствуют хроммагнетитам. Такое изменение состава соответствует фракционированию высокомагнезиального высокохромистого родоначального расплава. Геохимические особенности хромитов и состав раскристаллизованных расплавных включений в них аналогичны хромитам и включениям в свежих дунитах Инаглинского массива [Чайка, Изох, 2018].

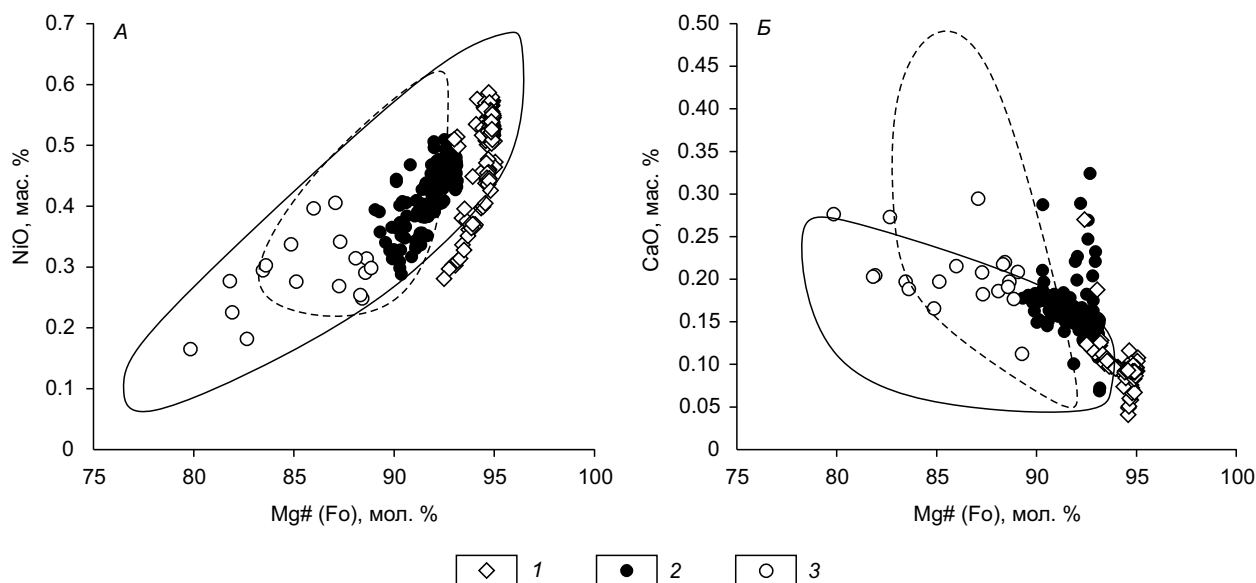


Рис. 7. Составы оливинов из оливиновых лампроитов массива Рябиновый.

1 — макрокристаллы и незональные центральные зоны вкрапленников (генерация глубинной камеры); 2 — зональные вкрапленники; 3 — тонкие краевые зоны зональных вкрапленников. Показаны поля составов оливинов из низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса и Северного Вьетнама (сплошная линия) и высокотитанистых лампроитов мира (штриховая линия). Данные по составу оливина в объектах сравнения — по GeoRoc (сентябрь 2019) [Mitchell et al., 1987; Hoa et al., 1997; Prelević, Foley, 2007] и неопубликованным данным авторов.

Клинопироксены присутствуют во всех разновидностях пород дайковой серии и представлены рядом от диопсида через эгирин-авгит до эгирина (рис. 9, 10, Table S4): в лампроитах — как породообразующий минерал во вкрапленниках и в основной массе (см. рис. 9, А), тогда как в минеттах и сиенитах — как второстепенный минерал в основной массе (см. рис. 5, Б) и в виде резорбированных вкрап-

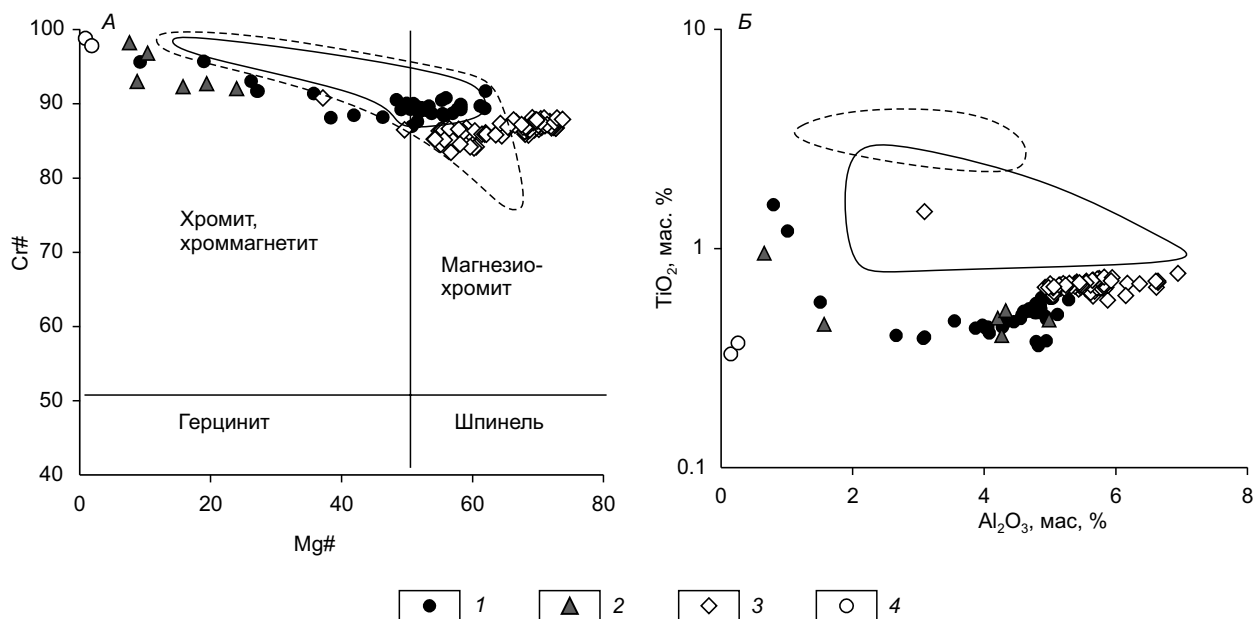


Рис. 8. Составы хромшпинелидов из лампроитов массива Рябиновый.

1 — включения в оливине, 2 — включения в клинопироксене, 3 — отдельные фенокристы, 4 — краевые зоны отдельных фенокристов. Показаны поля составов хромшпинелидов из низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса и Северного Вьетнама (сплошная линия) и высокотитанистых лампроитов мира (штриховая линия). Использованы данные [Venturelli et al., 1991; Conticelli, Peccerillo, 1992; Prelević et al., 2005; Prelević, Foley, 2007; Semiz et al., 2015; Cambeses et al., 2016; Jaques, 2016].

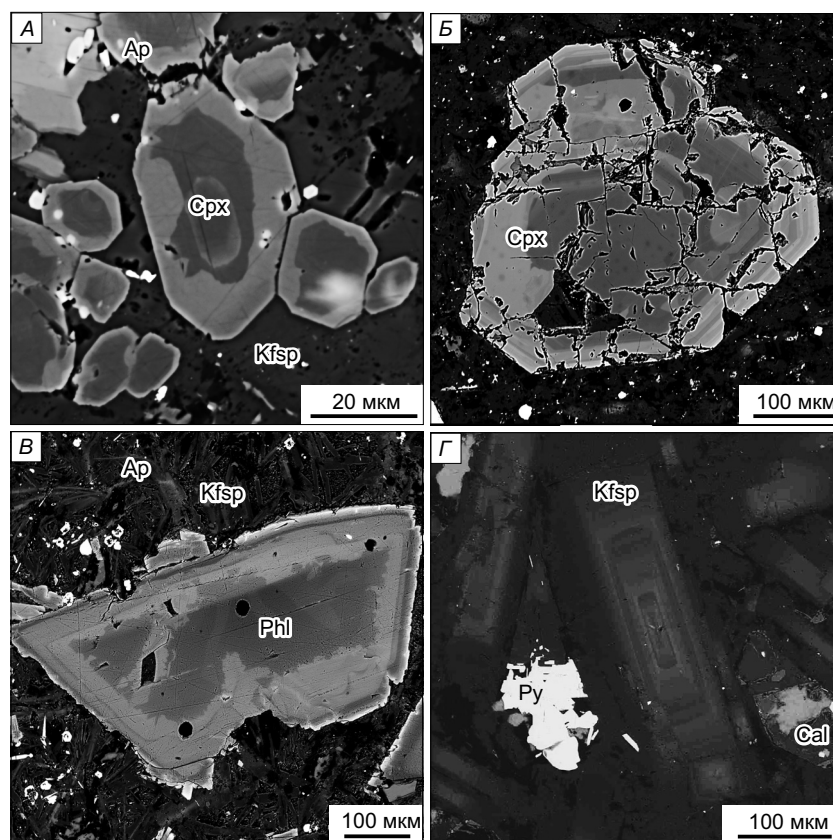


Рис. 9. SEM-BSE фотографии зональных породообразующих минералов в породах лампроитовой серии Рябинового массива.

А — микролит клинопироксена в оливин-диопсид-флогопитовом лампроите; *Б* — частично резорбированный вкрапленник клинопироксена в микроклине; *В* — вкрапленник флогопита в минетте; *Г* — зональный кристалл калишпата в микроклине.

ленников (см. рис. 9, *Б*). Пироксены во вкрапленниках характеризуются ритмичной зональностью. Центральная часть, как правило, наиболее магнизальная, далее идут несколько зон более железистых, а завершает чередование зон на периферии эгирин-авгит (см. рис. 9, *Б*; 10, *Б*). В минеттах клинопироксены образуют мелкие редкие вкрапленники диопсида, реже — эгирин-авгита, в основной массе преобладают игольчатые микролиты эгирина. Кроме этого, в карбонатсодержащей минетте (И57/1-12) отмечен эгирин-авгит и эгирин во вкрапленниках и в основной массе (см. рис. 5, *Б*; 10, *А*). В микроклине и сиенит-порфирах встречаются как резорбированные вкрапленники диопсида с эгирин-авгитовой каймой (см. рис. 9, *Б*), так и эгирин в основной массе. Последний был диагностирован только методом SEM EDS из-за микроскопического (<5 мкм) размера индивидов и не отражен на графиках (см. рис. 10).

Таким образом, по составу в дайках тобукского комплекса выделяются две группы клинопироксенов. Диопсиды с высоким содержанием Cr и Al, низким — Ti, которые характерны для центральных зон вкрапленников в лампроитах, ряде минетт и сиенит-порфирах. Содержания Cr_2O_3 в них коррелируют с Mg#, достигая до 1.2 мас. % (см. рис. 10, *Б*), TiO_2 варьирует в пределах 0.15—0.30 мас. %, Al_2O_3 — от 0.60 до 1.4 мас. % (см. рис. 10, *Г*). Клинопироксены второй группы обогащены эгиринином, отличаются более низкими содержаниями хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.1$ мас. %), но повышенными — титана (до 3.8 %). Они отмечаются в минеттах (главным образом карбонатсодержащих), микроклине и сиенит-порфирах. В координатах Al—Ti эти две группы отчетливо различаются, образуя два тренда, которые также характерны как для низкотитанистых лампроитовых пород Средиземноморского пояса и Северного Вьетнама [Prelević et al., 2005; Intraplate..., 2016], так и для высокотитанистых лампроитов. Тем не менее по абсолютным содержаниям TiO_2 и корреляции Ti—Al пироксены лампроитовой серии Рябинового массива отчетливо ближе пироксенам из низкотитанистых лампроитов (см. рис. 10, *Г*).

Слюды представлены практически исключительно *флогопитом* (рис. 11; Table S5), который характерен для всех изученных пород. В наиболее примитивных оливиновых лампроитах (обр. И52-12, 52-12) флогопит является минералом основной массы, образуя пойкилитовые индивиды, а в остальных

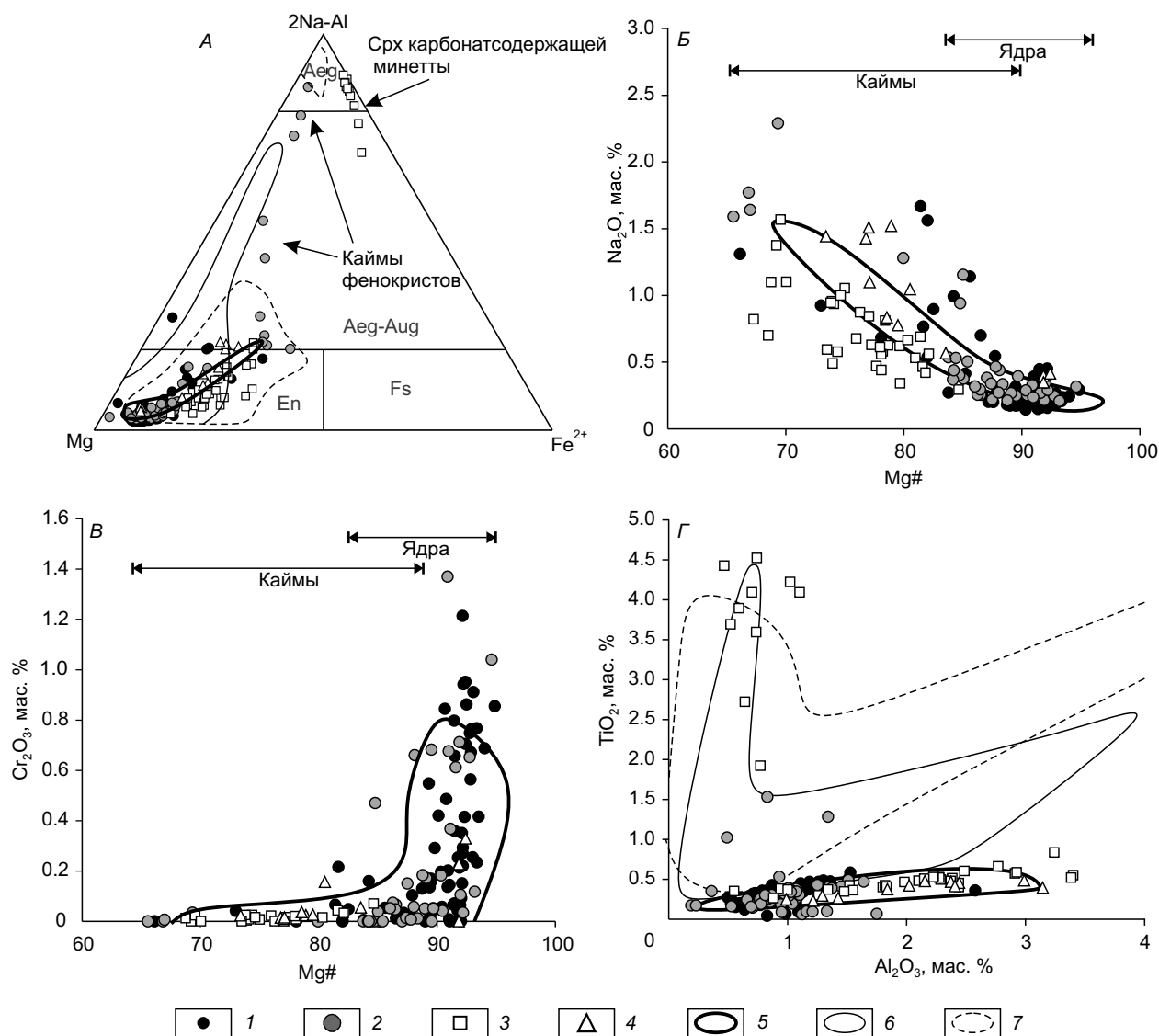


Рис. 10. Составы клинопироксенов из пород даек массива Рябиновый.

1 — Ol-Di-Pl лампроиты; 2 — Di-Pl лампроиты; 3 — минетты; 4 — сиенит-порфиры и микросиениты. Поля составов клинопироксенов: 5 — лампроитов других проявлений Алданской провинции [Богатиков, 1991]; 6 — низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса (данные GeoRoc, 20.06.2023); 7 — высокотитанистых лампроитов мира (данные GeoRoc, 20.06.2023). Поля миналов на A, по [Morimoto et al., 1989].

породах встречается как в виде вкрапленников, так и, реже, в основной массе. Составы слюд изученных пород в большинстве перекрываются с полями составов, установленных для флогопитов низкотитанистых лампроитов Восточного Средиземноморья и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам) [Prelević et al., 2005; Fritschle et al., 2013; Intraplate..., 2016] (см. рис. 11).

Вкрапленники флогопита имеют отчетливую зональность (см. рис. 9, B) по магнезиальности: в центральной части вкрапленники более магнезиальные ($Mg\# = 65\text{—}90$), чем в краевых зонах ($Mg\# = 50\text{—}70$). Краевые зоны содержат больше TiO_2 (до 4.5 мас. %) (см. рис. 11, B). В минеттах отмечены крупные лейсты с обратной зональностью: центральная часть этих вкрапленников более железистая. Содержание F во флогопитах уменьшается по ходу дифференциации (см. рис. 11, B). Также отмечаются два типа распределения бария во флогопите. В большинстве вкрапленников флогопита отмечается рост содержания Ba от центра к краю зерна (см. рис. 11, Г), что характерно для нормальной магматической дифференциации. В то же время в многих случаях для флогопита из минетт наблюдается падение содержания Ba от края к центру. Такое поведение этих элементов можно объяснить перераспределением их между расплавами при силикатно-карбонатной ликвации. Наконец, флогопит из карбонатсодержащей минетты (И57/1-

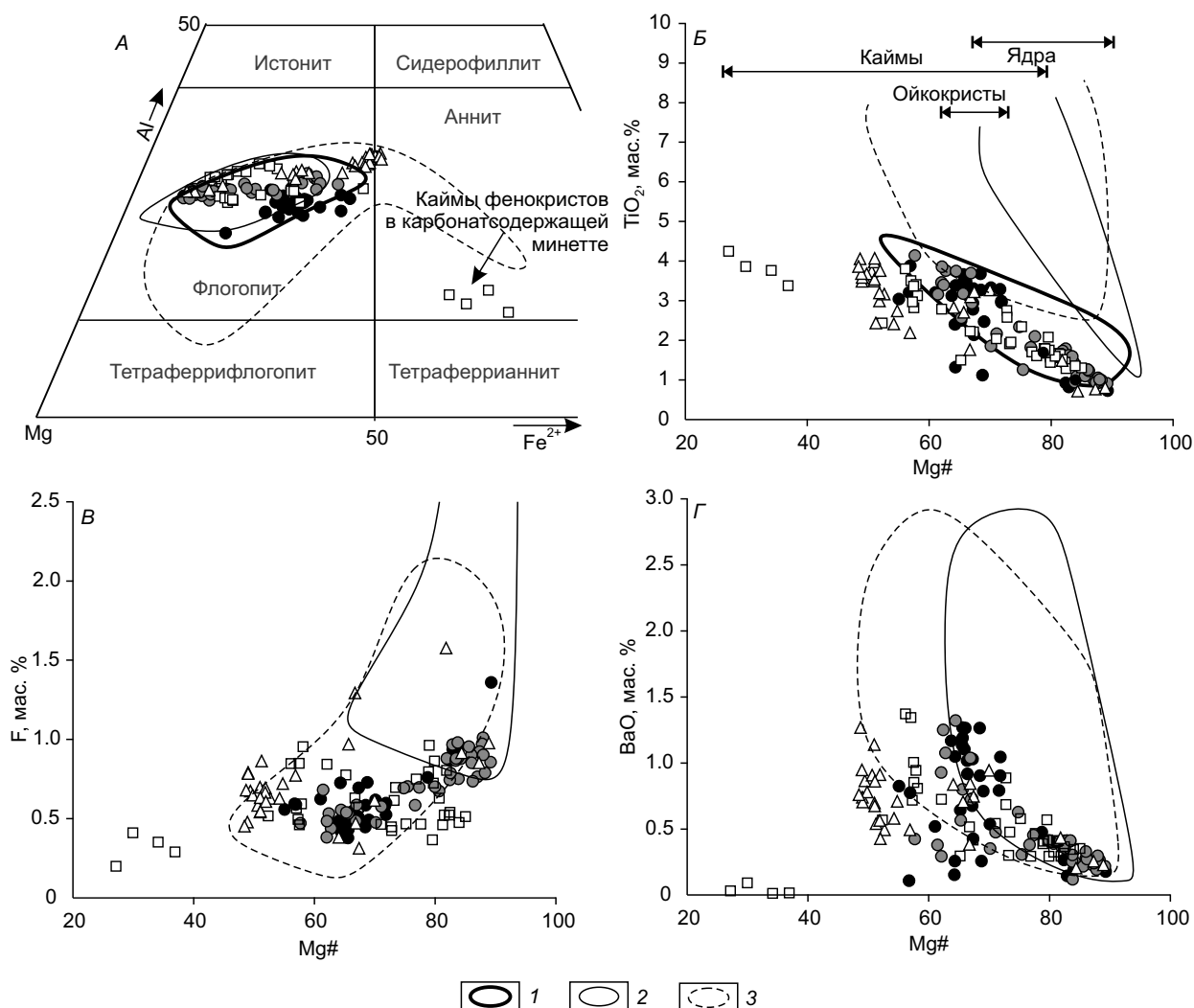


Рис. 11. Составы слюд из пород даек массива Рябиновый.

Поля составов слюд: 1 — лампроитов других проявлений Алданской провинции [Богатиков, 1991]; 2 — низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса (данные GeoRoc, 20.06.2023); 3 — высокотитанистых лампроитов мира (данные GeoRoc, 20.06.2023). Поля миналов на А, по [Rieder et al., 1998]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 10.

12) имеет краевые зоны, по составу резко отличающиеся от всех других флогопитов изученной серии: они характеризуются высокой железистостью, низким содержанием Al и близки к тетраферрифлогопиту и тетраферрианниту (см. рис. 11, А). Слюды такого состава типичны для карбонатитов и дополнительно свидетельствуют в пользу отделения карбонатной фракции при эволюции изучаемой серии.

Калиевый полевой шпат обнаружен в виде ксеноморфных и пойкилитовых индивидов в основной массе лампроитов и в виде зональных лейст в основной массе минетт (см. рис. 5, А). В сиенит-порфирах он присутствует в виде вкрапленников и в основной массе, в микросиенитах образует гипидиоморфно-зернистую офитоподобную структуру породы в целом (см. рис. 4, Е; 9, Г). Калишпат представлен высокотемпературным калиево-натриевым полевым шпатом со структурами распада на существенно-натриевый и существенно-калиевый полевой шпат (Table S6). Первичный плагиоклаз в породах изучаемой серии отсутствует, что характерно для пород лампроитовой серии. Видимая зональность индивидов калишпата определяется примесью Ba (см. рис. 9, Г). Интересно, что в лампроитах наблюдается возрастание содержания бария от центра зерен к краям. Аналогичное поведение бария установлено и для флогопита. В минеттах, напротив, наблюдается падение концентраций бария к краям зерен. Такое поведение, вероятно, также связано с силикатно-карбонатной ликвацией, которая установлена в минеттах.

Apatite является сквозным аксессуарным минералом во всех рассмотренных образцах. Для апатита из лампроитов среднее содержание SrO 3.9 мас. %, тогда как в минеттах и сиенитах — 1.8 и 1.9 мас. % соответственно (Table S7). Характерной для многих зерен апатитов из минетт является резкая зональ-

ность по Sr: сильно обогащенные (в одном из зерен 13.81 мас. % SrO) ядра и периферическая часть с содержаниями 1.5—2.5 мас. %. Подобные особенности распределения Sr в апатитах изученных пород могут говорить о резком уходе Sr из расплава при формировании минетт. В карбонатных глобулах мы часто наблюдаем барит и целестин, что хорошо объясняет такое поведение стронция в апатите в силикатной матрице.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ

Состав пород даек тобукского комплекса в массиве Рябиновый по петрогенным оксидам представлен в табл. 1 и показан на TAS и вариационных диаграммах (рис. 12). Содержание SiO_2 в породах варьирует от 45 до 65 мас. %. Составы лампроитов попадают в пересечение полей субщелочных (трахибазальты) и щелочных пород (тефритов и фонотефритов). Кроме этого, как было показано ранее [Chaika et al., 2020], эти породы по классификации [Foley et al., 1987] для высококальциевых пород соответствуют критериям составов лампроитов. Минетты соответствуют фонотефритам и тефрофолитам, тогда как сиенит-порфиры, несмотря на возрастание щелочности, попадают в умеренно щелочной состав (трахиандезиты и трахиты) (см. рис. 12, А). Аналогичный диапазон составов при меньшей общей щелочности характерен для дайковых лампрофиров лампроитовой серии Северного Вьетнама. По соотношениям K_2O и Na_2O лампроиты соответствуют высококальциевой серии $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3$, тогда как часть минетт, микросиениты и сиенит-порфиры — калиево-натриевой серии $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 1 до 3 (см. рис. 12, Б).

На вариационных диаграммах MgO — CaO и MgO — Al_2O_3 отчетливо проявлены тренды дифференциации с возрастанием глиноземистости и падением кальциевости по мере дифференциации (см. рис. 12, В, Г). Подобные тренды характерны для лампроитов Северного Вьетнама и пород из обрамления дунитов Инаглинского массива. В то же время для высококальциевых пикритовых силлов, описанных в работе А.П. Кривенко [1980], которые продолжают область лампроитов в более магнизальную область, отчетливо проявлены тренды, обусловленные фракционированием оливина с одновременным возрастанием Al_2O_3 и CaO по мере дифференциации. При этом составы пород в верхней части силлов близки по составу к оливиновым лампроитам массива Рябиновый, что согласуется с предположением о возможной отсадке в них раннего оливина [Чайка и др., 2018]. Те же закономерности прослеживаются и на тройной диаграмме MgO — CaO — Al_2O_3 , причем по форме тренда дифференциации заметно, что

Таблица 1.

**Валовые содержания главных компонентов в породах
тобукского дайкового комплекса массива Рябиновый, мас. %**

Оксид	Olam 005-15	Olam 016-15	Olam 51-12	Olam И52-12	DPlam И55-2- 12	DPlam И55-5- 12	DPlam И58- 12	MinC И57/1- 12	Min 50-12	Min 001- 15	Min И59- 12	Min 201- 15	Min 56-12	Sy 027- 15	Sy 200- 15	Sy 50/3- 12
SiO_2	50.11	49.18	47.35	47.00	49.76	48.77	49.07	39.55	52.12	53.29	47.92	45.60	48.49	60.27	61.25	56.24
TiO_2	0.67	0.67	0.74	0.71	0.69	0.73	0.74	1.11	0.72	0.88	0.67	0.73	0.79	0.43	0.36	0.45
Al_2O_3	10.84	9.72	9.35	8.34	10.83	9.51	10.48	8.25	12.71	14.29	13.02	11.12	12.38	16.42	14.28	14.61
Fe_2O_3	8.21	8.66	9.61	9.56	8.30	9.19	9.06	13.10	8.55	10.02	8.54	9.69	9.14	5.73	4.63	6.42
MnO	0.14	0.13	0.15	0.15	0.13	0.14	0.15	0.19	0.13	0.16	0.14	0.16	0.12	0.10	0.08	0.09
MgO	9.90	12.39	13.01	15.41	9.90	12.46	10.90	6.39	6.79	3.10	5.17	7.49	7.36	1.83	2.50	4.00
CaO	7.19	7.73	8.82	8.78	7.10	8.33	8.46	9.82	6.93	3.74	6.60	8.96	6.66	1.46	2.98	4.35
Na_2O	1.26	0.82	1.33	1.26	1.26	0.83	2.10	0.75	3.62	2.35	2.68	1.83	1.95	4.91	4.80	4.54
K_2O	7.51	7.20	5.75	5.70	6.97	6.42	5.56	6.63	5.13	8.42	6.63	5.33	5.87	6.45	4.65	5.91
P_2O_5	0.64	0.71	0.77	0.81	0.65	0.72	0.70	1.46	0.54	0.62	0.50	0.54	0.51	0.23	0.23	0.36
BaO	0.31	0.29	0.28	0.29	0.30	0.31	0.37	0.44	0.21	1.23	0.44	0.29	0.27	0.26	0.23	0.27
SO_3	0.41	0.12	0.18	0.22	0.09	0.42	0.32	3.41	0.21	0.11	2.50	0.58	0.49	<0,03	0.29	1.02
V_2O_5	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02
Cr_2O_3	0.08	0.12	0.15	0.14	0.08	0.13	0.11	0.01	0.04	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.03
NiO	0.02	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.03	<0,003	0.01	<0,01	0.01	0.01	0.01	<0,01	0.01	0.01
П.п.п.	1.92	1.99	1.80	1.59	3.67	1.47	1.88	8.43	1.57	1.24	4.69	7.04	5.40	1.02	2.88	1.91
Сумма	99.23	99.78	99.34	100.03	99.75	99.50	99.95	99.58	99.30	99.49	99.54	99.45	99.49	99.13	99.19	100.24

Примечание. Fe_2O_3 — суммарное; здесь и в табл. 2: сокращения названий пород: Olam — оливиновые лампроиты, DPlam — диопсид-флогопитовые лампроиты, MinC — минетта с высоким содержанием карбонатов, Min — минетты, Sy — сиенит-порфиры и микросиениты.

содержание CaO падает неравномерно: при низких степенях дифференциации сравнительно медленно, а при более высоких — быстро. Соответственно, наиболее резкий рост Al_2O_3 относительно CaO наблюдается для высокодифференцированных минетт и сиенит-порфиров (см. рис. 12, Д).

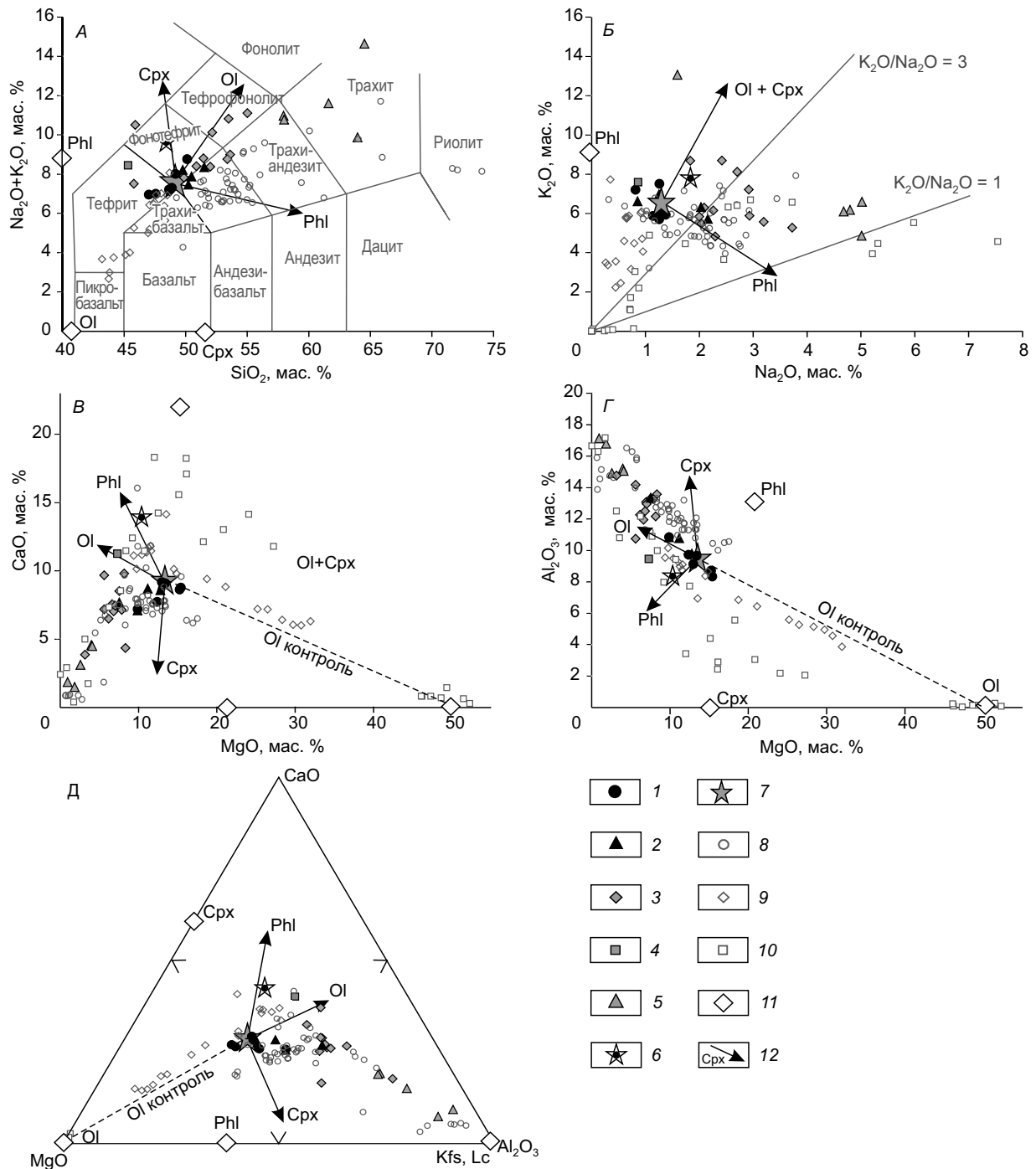


Рис. 12. Петрохимические характеристики пород тобукского комплекса Рябинового массива в сравнении с другими лампроитовыми и щелочно-ультраосновными породами и трендами эволюции расплава.

А — дискриминационная диаграмма TAS [LeMaitre, 2005]; Б — соотношения K_2O-Na_2O для пород тобукского комплекса; В — вариационные диаграммы $MgO-Al_2O_3$ и $MgO-CaO$; Д — тройная диаграмма $MgO-CaO-Al_2O_3$, по [Ферштатер и др., 1999]. 1 — Ol-Di-Phl лампроиты, 2 — Di-Phl лампроиты, 3 — минетты, 4 — карбонатсодержащая минетта, 5 — микросиениты и сиенит-порфиры, 6 — расплавное включение в оливине И52-12 [Chayka et al., 2020], 7 — основная масса наиболее примитивного лампроита (И52-12), 8 — лампроиты и лампрофиры Северного Вьетнама, 9 — лампроиты силлов Якоутского массива [Кривенко, 1980], 10 — породы Инаглинского массива, 11 — точки состава минералов, 12 — тренды фракционирования расплава при кристаллизации оливина (Ol), флогопита (Phl), клинопироксена (Cpx).

Таблица 2.

**Валовые содержания примесных компонентов в породах тобукского
дайкового комплекса массива Рябиновый, г/т**

Элемент	Olam 005-15	Olam 016-15	Olam 51-12	DPlam И55-5-12	DPlam И58-12	MinC И57/1-12	Min 50-12	Min И59-12	Min 201-15	Min 56-12	Sy 027-15	Sy 200-15
Cs	2.66	2.20	1.84	3.29	4.06	4.46	1.13	8.63	5.87	2.51	1.37	0.79
Rb	183.7	156.6	167.0	164.0	158.6	157.3	113.5	138.3	155.5	134.9	123.4	88.9
Ba	2274	2113	2210	2368	2878	3536	1740	3492	2350	2230	2220	1800
Th	5.71	3.09	3.90	4.44	6.08	2.40	6.73	5.91	4.43	3.60	9.29	6.55
U	2.16	0.99	1.02	1.79	2.07	0.42	2.02	2.18	1.42	1.37	7.49	2.42
Nb	7.64	4.67	4.06	7.33	5.54	3.89	6.60	9.75	6.88	7.31	10.49	7.41
Ta	0.29	0.16	0.21	0.26	0.34	0.23	0.40	0.54	0.21	0.32	0.51	0.40
La	27.28	19.51	22.10	25.39	31.77	26.59	29.03	35.54	34.28	25.59	32.95	28.95
Ce	53.73	40.94	48.25	49.98	60.96	57.01	58.96	64.85	64.25	54.44	63.76	50.67
Pr	6.71	5.29	6.52	7.01	8.61	8.36	7.70	8.57	8.14	7.06	7.85	5.89
Nd	25.70	21.58	25.68	26.56	31.51	34.68	28.94	31.22	29.63	27.66	27.34	19.29
Sr	3056	1176	2140	1757	1194	1392	560	2476	1720	1180	1030	2600
Sm	5.33	4.87	5.64	5.27	6.02	7.17	5.92	5.57	5.88	5.88	5.28	3.43
Eu	1.59	1.32	1.43	1.32	1.54	1.76	1.60	1.55	1.58	1.51	1.52	0.94
Zr	133.4	119.2	89.2	101.5	111.8	73.9	135.8	123.0	92.3	105.8	183.6	155.1
Hf	3.37	2.83	2.47	2.76	3.06	2.21	3.82	3.28	2.74	2.78	4.68	4.24
Gd	4.49	4.00	4.60	4.20	4.96	6.29	4.98	5.03	5.20	5.00	4.61	2.76
Tb	0.59	0.53	0.56	0.57	0.68	0.88	0.67	0.71	0.67	0.67	0.62	0.40
Dy	3.32	2.45	2.83	2.73	3.51	4.32	3.34	3.76	3.44	3.41	3.36	2.34
Ho	0.59	0.45	0.51	0.51	0.62	0.76	0.65	0.74	0.67	0.65	0.67	0.46
Er	1.50	1.20	1.39	1.42	1.70	1.86	1.78	2.04	1.90	1.80	1.83	1.26
Tm	0.22	0.17	0.19	0.19	0.25	0.25	0.27	0.31	0.27	0.27	0.27	0.19
Yb	1.35	1.03	1.18	1.20	1.50	1.47	1.75	1.92	1.72	1.70	1.80	1.30
Y	15.96	12.56	14.64	14.79	17.39	19.63	18.71	20.82	19.70	18.20	19.16	13.19
Lu	0.20	0.15	0.17	0.18	0.23	0.23	0.26	0.28	0.27	0.27	0.27	0.19

Содержания редких и редкоземельных элементов в породах даек тобукского комплекса также приведены в табл. 2, а характер распределения редких и РЗЭ в них показан на диаграммах, нормированных к составам примитивной мантии [Lyubetskaya, Korenaga, 2007] и хондрита CI [McDonough, Sun, 1995] (см. рис. 13, *А, Б*). Породы мафитовой группы обогащены Ni, Cr, Rb, Sr, Ba, Th, U и относительно деплетированы Nb, Ta, Hf. На графике редкоземельных элементов видно выраженное обогащение легкими (LREE) и деплетирование тяжелыми (HREE) редкоземельными элементами. Несмотря на значительную дифференциацию по петрогенным компонентам, дифференциация по содержанию редких и редкоземельных элементов изученных пород выражена менее однозначно. Высокозарядные несовместимые элементы (Nb и Zr) накапливаются в 2.0—2.5 раза от наименее к наиболее дифференцированным породам (см. рис. 13, *В, Г*).

В то же время редкоземельные элементы практически не обнаруживают роста, а содержание Sr даже падает по мере дифференциации (см. рис. 13, *Д, Е*). Такое поведение можно связать либо с силикатно-карбонатной ликвацией, при которой в присутствии F, Cl и SO_4^{2-} редкоземельные и щелочноземельные металлы распределяются в карбонатно-солевую фракцию [Veksler et al., 2012], либо с ранней ликвидусной кристаллизацией апатита, выполняющего роль буфера для REE и Sr.

Слабая Eu-аномалия позволяет предположить низкую степень фракционирования полевого шпата в расплаве.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Основываясь на полученных результатах, можно утверждать, что, несмотря на широкие вариации составов, изученные нами дайки в Рябиновом массиве относятся к одной серии, образовавшейся в результате дифференциации высокомагнезиальной, высококальциевой магмы. Состав пород тобукского дайкового комплекса эволюционирует от оливин-диопсид-флогопит-калишпат (Ol-Di-Phl лампроиты) через диопсид-флогопит-калишпат (Di-Bt лампроиты), флогопит-эгирин-диопсид-калишпат (минетты)

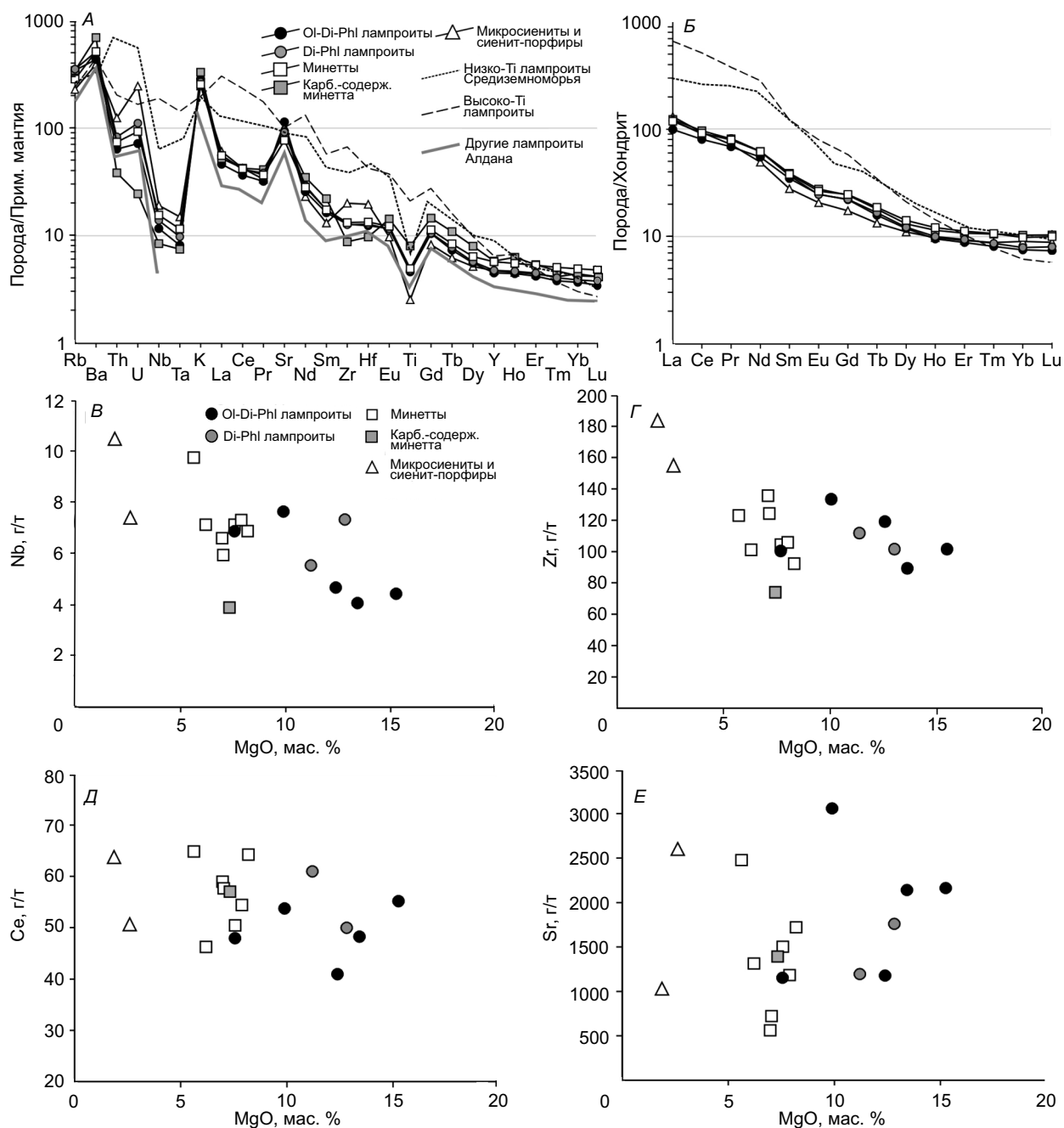


Рис. 13. Характеристики редкоэлементного состава пород тобукского комплекса Рябинового массива.

A — спайдер-диаграмма средних составов изученных пород, нормированных к составу примитивной мантии [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]; B — усредненные спектры содержаний редкоземельных элементов, нормированных к составу хондрита C1 [McDonough, Sun, 1995]. A—E — пояснения см. в тексте.

до флогопит-калишпат (сиенит-порфиры). О непрерывности серии свидетельствуют и петрохимические данные: практически на всех вариационных диаграммах прослеживаются единые и непрерывные тренды изменения состава пород. Это подтверждается и сходным распределением редких и редкоземельных элементов для всех типов пород.

Оливин из лампроитов Рябинового массива характеризуется высокой магнезиальностью ($Mg\# = 80-95$), высоким содержанием NiO (до 0.6 мас. %), сравнительно низкими содержаниями Ti, Al (до 60 и 150 г/т соответственно). Особенностью изученных вкрапленников оливина являются хорошо проявленная ступенчатая зональность по содержанию Ni и ритмичная зональность по содержанию P, Al.

Диффузионно-сглаженная зональность свойственна Ca, Mg, Fe. Для вкрапленников характерно высоконикелевое, высокоглиноземистое, низкофосфорное, низкокальцевое ядро, азональное по всем элементам, кроме P, которое соответствует ранней кумулюсной генерации в промежуточной камере. По составу и эволюционным трендам оливин изученных пород соответствует оливину из низкотитанистых лампроитов Средиземноморья и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам). По данным «Al-in-olivine» термометрии, оливин в изучаемой системе кристаллизовался в широком диапазоне температур (1250—1100 °C) [Coogan et al., 2014; Chayka et al., 2020]. Высокая магнезиальность (до $Mg\# = 95$) раннего оливина, высокие содержаниями Ni и включения магнезиохромита свидетельствуют о высокомагнезиальном составе родоначальной магмы, близкой по составу к высококальцевым пикритам Якокутского массива и лампроитам, описанным в работах [Кривенко, 1980; Davies et al., 2006]. Кроме этого, показано [Chayka et al., 2020], что на ранних этапах эволюции магма была весьма окисленной (QFM + 2...3), что также могло привести к высокой магнезиальности оливина.

Нами были детально исследованы вкрапленники хромшпинелидов в лампроитах Рябинового массива и включения хромшпинелей в оливинах и проведено их сопоставление с составами хромитов и расплавных включений в дунитах платиноносного Инаглинского массива [Чайка и др., 2018; Чайка, Изох, 2018]. Проведенные исследования позволили подтвердить магматическую природу дунитов Инаглинского массива. Сходство составов хромшпинелидов, фазового и химического составов фаз раскристаллизованных включений в хромшпинелидах из ультрамафитов Инаглинского массива с интрателлурическими вкрапленниками хромшпинелидов из оливиновых лампроитов Рябинового массива свидетельствует о близости составов родоначальных магм и условий их фракционирования, что позволяет рассматривать ультрамафиты Инаглинского массива в качестве ранних оливин-хромитовых кумулятов низкотитанистой лампроитовой магмы, близкой по составу к оливиновым лампроитам Рябинового массива. С точки зрения дифференциации лампроитового расплава, это согласуется с предположением, что диопсид-флогопитовые лампроиты Рябинового массива отвечают остаточным расплавам после отсадки раннего оливина в глубинной промежуточной камере. Эти данные подтверждают вывод авторов работ [Mues-Schumacher et al., 1995] о том, что дуниты Инаглинского массива являются ранними кумулятами низкотитанистых лампроитовых расплавов, аналогичных лампроитам Якокутского массива (Центральный Алдан). С другой стороны, составы гомогенизированных расплавных включений в оливине [Chayka et al., 2020] и состав наиболее примитивного лампроита после вычета фенокристов оливина, характеризуются содержанием MgO около 11 и 13 мас. % соответственно. Если брать эти значения как грубую оценку для состава родоначального расплава, то интервал ликвидуса только оливина в общем ходе дифференциации расплава будет не столь существенный, достаточно быстро сменившись оливин-клинопироксеновой котектикой (см. рис. 12, В, Д). В этом случае формирование дунитов Инаглинского массива могло быть обусловлено динамической дифференциацией при подъеме диапира, состоящего из магматической «каши» [Murray, 1972]. Примечательно, что подобный парадокс «короткого» ликвидуса оливина характерен и для зональных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала и Камчатки [Пушкарев, 2000; Batanova et al., 2005; Chayka et al., 2023]. Если родоначальные расплавы для лампроитов Алдана действительно были близки к оливин-клинопироксеновой котектике, подобный сценарий может объяснить присутствие дунитов только в одном, Инаглинском, массиве среди многочисленных интрузивов Центрального Алдана как результат специфической динамической дифференциации в туннельно-образном канале [Murray, 1972; Guillou-Frotier et al., 2014].

Дальнейший ход дифференциации лампроитовой серии можно реконструировать на основании петрографических и петрохимических данных. Количество вкрапленников клинопироксена и флогопита в оливин-диопсидовых лампроитах и в основной массе оливиновых лампроитов приблизительно одинаково. Это указывает на то, что после кристаллизации оливина расплав выходит на котектику клинопироксен + флогопит, что согласуется с петрохимическими трендами дифференциации (см. рис. 12) и экспериментальными данными [Melzer, Foley, 2000; Gupta, 2015]. При этом содержания Ca и Mg падают, а Al растет, несмотря на кристаллизацию флогопита. Баланс щелочей смещается в сторону увеличения Na/K, поскольку содержание K частично буферизируется кристаллизацией флогопита. По мере накопления Na и падения Ca в расплаве, составы пироксена смещаются в сторону эгирина. Таким образом, в основной массе наиболее фракционированных минетт и микросиенитах система достигает эвтектики Na-клинопироксен + флогопит + калишпат в которой заканчивается фракционирование. Полученные результаты хорошо согласуются с экспериментальным исследованием, согласно которому эвтектическими ассоциациями для лампроитов, умеренно недосыщенных SiO_2 , являются (в без-Na системе) диопсид + флогопит + лейцит + калишпат или диопсид + флогопит + кварц + калишпат [Melzer, Foley, 2000]. Таким образом, изученная серия даек является уникальным случаем полной дифференциации лампроитовой магмы.

В то же время кристаллизационно-гравитационная дифференциация лампроитовой магмы в нашем случае осложняется силикатно-карбонатной ликвацией, которая фиксируется в расплавных включениях в диопсиде [Рокосова, Панина, 2013] и оливине [Chayka et al., 2020] в виде карбонатных глобул

в минеттах и в разной степени проявленной первичной карбонатной минерализации в минеттах и микросиенитах (см. рис. 5). Существует ряд признаков, которые позволяют говорить именно о ликвационно-магматической природе этих глобул. Прежде всего, от псевдоморфоз по оливину они отличаются тем, что плотно окружены лейстами флогопита без признаков перитектической реакции или эпитактических взаимоотношений (см. рис. 5, В). Также присутствуют признаки перераспределения элементов в системе, которое может быть связано с ликвацией. Во-первых, это «обратная» зональность по Ba лейст калишпата в изученных породах, которая фиксируется практически во всех разностях, кроме самых поздних сиенитов. Обратная зональность по содержанию Sr апатитов из минетт свидетельствует о резком падении SrO в процессе кристаллизации расплава. Оба эти элемента имеют свойство концентрироваться в карбонатной жидкости, особенно при наличии в карбонатной фракции фтора [Veksler et al., 2012]. Следовательно, падение их содержания в этих минералах может маркировать силикатно-карбонатную ликвацию. Отсутствие роста REE и некоторое падение Sr в ходе дифференциации может также свидетельствовать о ликвации и перераспределении REE в пользу карбонатной составляющей. Наконец, различия в составе расплавных включений в фенокристаллах оливина и наиболее примитивных лампроитов изученной серии (см. рис. 12), проявленные в существенно повышенном CaO, Na₂O и K₂O и пониженных концентрациях других элементов в первых относительно последних, также могут являться следствием силикатно-карбонатной ликвации на достаточно раннем этапе эволюции расплава.

Если учесть, что, по данным [Рокосова, Панина, 2013; Abersteiner et al., 2022], в первичный карбонатит в подобных случаях уходят не только CO₂, Ca и щелочи, но и F, P и S, можно предположить, что отделившаяся карбонатно-солевая фракция была обогащена LREE, Ba, Sr, U и Th. Дальнейшее расслоение этой фракции [Рокосова, Панина, 2013] на чистокарбонатную и флюидно-солевые составляющие привело к дополнительной концентрации этих элементов в последних. Тогда как чистокарбонатная фракция была обеднена редкими элементами. Наши исследования карбонатных, флюорит-карбонатных и апатит-карбонат-флюоритовых глобул и шлиров в минеттах и микросиенитах [Чайка, Изох, 2017; Chayka et al., 2017] подтверждают это предположение. Кроме этого, карбонатитовые и флюорит-карбонатитовые жилы были описаны в скважинах массива Рябиновый [Кочетков и др., 2006].

С карбонат-apatит-флюоритовой минерализацией в щелочных комплексах связан ряд рудопроявлений и месторождений редких элементов. Так, карбонат-барит-флюоритовые проявления, обогащенные редкими землями, описаны на поднятии Фансипан в Северном Вьетнаме, где они связаны с кайнозойскими лампроитами [Hoа et al., 2016]. В Китае вблизи сдвиговой зоны Ailaoshan-Red River с кайнозойским высококалийным магматизмом также связаны крупные редкоземельные месторождения, представленные барит-флюорит-карбонатными жилами [Hou et al., 2009]. Наконец, предполагается [Kynicky et al., 2019], что редкоземельная минерализация, ассоциирующая с карбонат-флюоритовыми жилами в сиенитах интрузии Лугиин Гол (Южная Монголия), образовалась в результате двухстадийной силикатно-карбонатной и карбонатно-фторидной ликвации. Это позволяет предполагать присутствие редкометалльной минерализации и в Центрально-Алданском рудном районе, где широко проявлены флюоритовые рудопроявления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные нами геологические, минералогические и геохимические данные позволяют построить следующую схему эволюции низкотитанистой лампроитовой магмы, родоначальной для всех даек тобукского комплекса массива Рябиновый. Ранняя кристаллизация высокомагнезиального оливина и хромита в глубинной промежуточной камере либо динамическая дифференциация магмы, кристаллизующей клинопироксен и оливин, может приводить к формированию дунитовых кумулятов, сходных по составу с дунитами Инаглинского массива. Остаточный расплав выходит на котектику клинопироксен-флогопит и соответствует по составу диопсид-флогопитовым лампроитам и минеттам. Завершается кристаллизация формированием микросиенитов и сиенит-порфинов, которые примерно соответствуют эвтектике Na-клинопироксен—калишпат—лейцит/кварц—флогопит. Обнаруженная последовательность хорошо согласуется с данными экспериментов [Melzer, Foley, 2000] и является уникальным природным примером полной дифференциации лампроитового расплава.

Более того, в рассмотренном случае фракционная кристаллизация, по-видимому, осложняется процессами силикатно-карбонатной ликвации, которая фиксируется по 1) наличию карбонатных глобул и первичных карбонатов в основной массе минетт, сиенит-порфинов и микросиенитов; 2) составу расплавных включений в фенокристаллах оливина [Chayka et al., 2020] и клинопироксена [Рокосова, Панина, 2013]; 3) геохимических и петрохимических особенностях пород и расплавных включений в оливине и 4) химической зональности калишпата, апатита и, в отдельных случаях, флогопита. Предполагается, что отделение карбонатитовой составляющей началось сравнительно рано: в конце оливин-клинопироксеновой котектики и/или на этапе котектической кристаллизации клинопироксена и флогопита. В случае,

если, согласно ранее сформулированному предположению [Рокосова, Панина, 2013], первичный карбонатитовый расплав был обогащен F и SO_4^{2-} , он мог концентрировать легкие лантаноиды, Sr, Ba, Th и U. Обнаруженные в дайках Рябинового массива шпиль и жилы с ассоциацией карбонатов, апатита, флюорита и минералов редких земель [Богатиков, 1991; Чайка, Изох, 2017] подтверждают эту гипотезу и позволяют предполагать развитие редкометалльной минерализации, связанной с карбонат-флюоритовыми ассоциациями, в районах лампроитового магматизма Центрального Алдана.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда проект № 23-27-00224.

ЛИТЕРАТУРА

- Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.
- Билибин Ю.А.** Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Избр. труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 264—432.
- Богатиков О.А.** Лампроиты. М., Наука, 1991, 300 с.
- Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань.** Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Аалтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.
- Владыкин Н.В.** Билибинский массив — расслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // ДАН, 1996, т. 349, № 6, с. 972—975.
- Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 123—135.
- Владыкин Н.В.** Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных—щелочных карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 889—905, doi: 10.15372/GiG20160505.
- Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов кислорода и углерода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2004, с. 89—106.
- Гаськов И.В., Борисенко А.С., Борисенко И.Д., Изох А.Э., Пономарчук А.В.** Хронология щелочного магматизма и золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2023, т. 64 (2), с. 212—232, doi: 10.15372/GiG2022102.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн.1, 327 с.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В.** Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.
- Кочетков А.Я.** Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 850—864.
- Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б.** Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989, с. 79—110.
- Кривенко А.П.** Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 465—469.
- Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис... д. г.-м. н. Якутск, 2003, 34 с.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 3—26.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М.** Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после сплавления с LiBO_2 // Аналитика и контроль, 2012, т. 16, № 2, с. 134—142.
- Панина Л.И.** Низкотитанистые лампроиты Алдана (Сибирь): результаты изучения расплавных включений в минералах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 112—122.
- Панина Л.И., Владыкин Н.В.** Лампроитовые породы Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (12), с. 100—113.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М., Владыкин Н.В.** Лампроитовые породы Якокутского массива и Верхнеякокутской впадины (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (6), с. 16—26.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А.** Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2129—2147, doi: 10.15372/GiG20181212.

- Пушкарев Е.В.** Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург, Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000, 291 с.
- Рокосова Е.Ю., Панина Л.И.** Вещественный состав и условия кристаллизации шонкинитов и миннетт Рябинового массива (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (6), с. 797—814.
- Уэйджер Л.П., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 552 с.
- Ферштатер Г., Беа Ф., Пушкарев Е., Гарути Д., Монтеро П., Заккарини Ф.** Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*, 1999, с. 352—370.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э.** Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса // *Минералогия*, 2017, т. 3, №1, с. 38—51.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э.** Дуниты Инаглинского массива (Центральный Алдан) — возможные кумуляты лампроитовой магмы // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (11), с. 1815—1826, doi: 10.15372/GiG20181105.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э., Соболев А.В., Батанова В.Г.** Низкотитанистые лампроиты Рябинового массива (Алданский щит): условия кристаллизации и литосферный источник // *ДАН*, 2018, т. 481, № 4, с. 426—429.
- Шарков Е.В.** Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980, 184 с.
- Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М., Научный мир, 2006, 368 с.
- Шарыгин В.В.** Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34 (4), с. 60—70.
- Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л.** Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // *Региональная геология и металлогения*, 2012, № 51, с. 62—78.
- Abersteiner A., Golovin A., Chayka I., Kamenetsky V.S., Goemann K., Rodemann T., Ehrig K.** Carbon compounds in the West Kimberley lamproites (Australia): Insights from melt and fluid inclusions // *Gondwana Res.*, 2022, v. 109, p. 536—557.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.** Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. Geosci.*, 1993, v. 19 (8), p. 1155—1170.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Bychkov K.A., Nikolaev G.S.** Intrusive CO-MAGMAT: From simple magma differentiation models to complex algorithms simulating the structure of layered intrusions // *Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences: 75th Anniversary of the Vernadsky Institute of the Russian Academy of Sciences*. Cham, Springer, 2023, p. 101—119.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 27—40.
- Batanova V., Pertsev A., Kamenetsky V., Ariskin A., Mochalov A., Sobolev A.** Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, p. 1345—1366.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuznetsov D.V.** Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // *Chem. Geol.*, 2015, v. 419, p. 149—157.
- Cambeses A., Garcia-Casco A., Scarrow J.H., Montero P., Pérez-Valera L.A., Bea F.** Mineralogical evidence for lamproite magma mixing and storage at mantle depths: Socovos fault lamproites, SE Spain // *Lithos*, 2016, v. 266—267, p. 182—201.
- Canil D.** Vanadium partitioning and the oxidation state of Archaean komatiite magmas // *Nature*, 1997, v. 389 (6653), p. 842—845.
- Chayka I.F., Izokh A.E., Vasyukova Ye.A., Lobastov B.M.** Low-titanium lamproites of Aldan Shield: possible implications for gold, PGE and REE deposits // *Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits*, 2019, v. 36, p. 61—65.
- Chayka I.F., Sobolev A.V., Izokh A.E., Batanova V.G., Krasheninnikov S.P., Chervyakovsky M.V., Kontonikas-Charos A., Kuttyrev A.V., Lobastov B.M., Chervyakovskiy V.S.** Fingerprints of kamafugite-like magmas in Mesozoic lamproites of the Aldan shield: evidence from olivine and olivine-hosted inclusions // *Minerals*, 2020, v. 10 (4), p. 337, doi: 10.3390/min10040337.
- Chayka I.F., Baykov, N.I., Kamenetsky V.S., Kuttyrev A.V., Pushkarev E.V., Abersteiner A., Shcherbakov V.D.** Volcano–plutonic complex of the Tumrok Range (Eastern Kamchatka): An example of the Ural-Alaskan type intrusion and related volcanic series // *Minerals*, 2023, v. 13, p. 126.

- Conticelli S., Peccerillo A.** Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 221—240.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.** Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.*, 2014, v. 368, p. 1—10.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.** Petrolog3: integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12, Q07021.
- Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.** Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // *J. Petrol.*, 2006, v. 47 (6), p. 1119—1146.
- Droop G.** A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineral. Mag.*, 1987, v. 51, p. 431—435.
- Foley S., Venturelli G., Green D., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, p. 81—134.
- Foley S.F., Prelević D., Rehfeldt T., Jacob D.E.** Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 363, p. 181—191.
- Fritschle T., Prelević D., Foley S.F., Jacob D.E.** Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite // *Chem. Geol.*, 2013, v. 353, p. 267—279.
- Ghiorso M.S., Sack R.O.** Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 119, p. 197—212.
- Gualda G.A., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L.** Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, p. 875—890.
- Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E.** Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*, 2014, v. 631, p. 130—145.
- Gupta A.K.** Origin of potassium-rich silica-deficient igneous rocks. Berlin—Heidelberg, Springer, 2015, 546 p., doi: 10.1007/978-81-322-2083-1.
- Hoa T.T., Thanh H.H., Phuong N.T., Anh T.T., Hang H.V.** Mineralization, characteristics and forming conditions of lamproite of Vietnam // *J. Geol., Ser. B*, 1997, v. 9—10, p. 63—68.
- Hoa Tran Trong, Polyakov G.V., Tran Trong Anh, Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung.** Intraplate magmatism and metallogeny of North Vietnam. Springer, 2016, 372 p.
- Hou Zengqian, Shihong Tian, Yuling Xie, Zhusen Yang, Zhongxin Yuan, Shuping Yin, Longsheng Yi, Hongcai Fei, Tianren Zou, Ge Bai, Xiaoyu Li.** The Himalayan Mianning–Dechang REE belt associated with carbonate–alkaline complexes, eastern Indo-Asian collision zone, SW China // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 36, p. 65—89, doi: 10.1016/j.oregeorev.2009.03.001.
- Intraplate magmatism and metallogeny of north Vietnam** // *Modern Approaches in Solid Earth Sciences* / Eds. T.T. Hoa, G.V. Polyakov, T.T. Anh, A.S. Borisenko, A.E. Izokh, P.A. Balykin, N.T. Phuong, P.T. Dung, 2016, v. 11, p. 103.
- Jaques A.** Major and trace element variations in oxide and titanate minerals in the West Kimberley lamproites, Western Australia // *Mineral. Petrol.*, 2016, v. 110, p. 159—197.
- Kynicky J., Smith M.P., Song W., Chakhmouradian A.R., Xu C., Kopriva A., Galiova M.V., Brtnicky M.** The role of carbonate-fluoride melt immiscibility in shallow REE deposit evolution // *Geosci. Front.*, 2019, v. 10 (2), p. 527—537.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M., Bonin B., Bateman P.** Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge Univ. Press, 2005, 236 p.
- Lyubetskaya T., Korenaga J.** Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2007, v. 112.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Melzer S., Foley S.** Phase relations and fractionation sequences in potassic magma series modelled in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{--KAlSiO}_4\text{--Mg}_2\text{SiO}_4\text{--SiO}_2\text{--F}_2\text{O}_{-1}$ at 1 bar to 18 kbar // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 186—197.
- Mitchell R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites. Springer, 1991, 447 p.
- Mitchell R., Platt R., Downey M.** Petrology of lamproites from Smoky Butte, Montana // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 645—677.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes // *Mineral. J.*, 1989, v. 14, p. 198—221.

Mues-Schumacher U., Keller J., Konova V., Suddaby P. Petrology and age determinations of the ultramafic (lamproitic) rocks from the Yakokut complex, Aldan Shield, Eastern Siberia // *Mineral. Mag.*, 1995, v. 59, p. 409—428.

Murray C. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes // *GSA Mem.*, 1972, v. 132, p. 313—335.

Prelević D., Foley S.F. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: Evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, p. 120—135.

Prelević D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetković V., Downes H. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics // *J. Petrol.*, 2005, v. 46 (7), p. 1443—1487.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu., Frank-Kamenetskii V., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // *Can. Mineral.*, 1998, v. 36, p. 905—912.

Semiz B., Ersoy E.Y., Özpınar Y., Helvacı C., Palmer M.R., Billor M.Z. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Simav Graben, western Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2015, v. 170, p. 1—24.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // *J. Petrol.*, 2006, v. 47 (7), p. 1261—1315.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulphate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 79, p. 20—40.

Venturelli G., Toscani L., Salvioli-Mariani E., Capedri S. Mixing between lamproitic and dacitic components in Miocene volcanic rocks of SE Spain // *Mineral. Mag.*, 1991, v. 55, p. 282—285.