

УДК 552.333+ 552.111

**ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЛАМПРОИТОВОЙ МАГМЫ
(НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ 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 2, Россия*

³ *Институт экспериментальной минералогии им. Д.С.Коржинского РАН,
Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, Россия*

Аннотация. Исследования минералого-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-порфиоров. 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 Рябиновыи. 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.

Ключевые слова: лампроиты, минетты, дифференциация, ликвация, Центрально-Алданский рудный район

**DIFFERENTIATION OF LAMPROITE MAGMA
(BY THE EXAMPLE OF MESOZOIC HIGH- POTASSIUM DIKES OF THE RIABINOVYI
INTRUSION, CENTRAL ALDAN)**

A.E. Izokh^{1,2}, I.F. Chayka^{1,3}, I.V. Gaskov^{1,2}, V.V. Egorova^{1,2}

Abstract. Studies of the mineralogical, petrographic and geochemical composition of high-potassium lamproite dikes of the Tobuk complex in the Ryabinovy intrusion showed that they belong to the same series of high-Mg lamproite magma formed as a result of differentiation in an intermediate magma chamber. The rocks composition of the Tobuk dikes evolves from olivine-diopside-phlogopite and diopside-phlogopite lamproites through minettes to syenite-porphyrines. Early crystallization of high magnesian olivine and chromite in the intermediate chamber can lead to the formation of dunite cumulates similar in composition to the dunites of the Inagli intrusion. Crystallization-gravity differentiation of lamproite magma is complicated by silicate-carbonate immiscibility, which is fixed in minettes in carbonate-silicate globules. A sign of immiscibility is zonation in terms of Sr content in apatites, and in terms of Ba in phlogopites and K-feldspars. The separation of the carbonate-fluorite melt can lead to the formation of carbonatite and fluorite-carbonatite veins, which are described in the Ryabinovy intrusion.

Keywords: Lamproites, minettes, differentiation, immiscibility, Central Aldan

ВВЕДЕНИЕ

Особенности кристаллизационно-гравитационной дифференциации магм основного или ультраосновного состава нормальной щелочности в различных геодинамических обстановках хорошо изучены на примере расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов в различных геодинамических обстановках [Уэджер, Браун, 1965; Шарков, 1980, 2006; Изох 2010]. При этом имеется достаточно обширный объём экспериментальных данных, который позволяет проводить численное моделирование этих процессов в широком диапазоне составов, давления, содержания воды и различной фугитивности кислорода с использованием программных комплексов «Комагат» [Арискин, Бармина, 2000], «Melts» [Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012], «Petrolog» [Danyushevsky, Plechov, 2011]. 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.). Для высококалийевых лампроитовых магм единственным примером полно дифференцированного 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, 2016]. Установленная последовательность формирования мезозойских высококалийевых даек лампроитовой серии (от оливиновых лампроитов и шонкинит-порфиоров, минетт и сиенит-порфиоров) в массиве Рябиновый Центрального Алдана позволяет рассмотреть процессы дифференциации высококалийевой 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, Изох, 2018а]. 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, Изох 2018а; Чайка 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 Чайка 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 растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа TESCAN MIRA 3LMU в обратнорассеянных электронах с использованием программного обеспечения INCA. Ускоряющее напряжение составляло 20кВ при токе зонда 15нА. Исследование методом электронно-зондового микроанализа производилось в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-3200 при токе зонда 20 нА и

рентгеноспектрального микроанализатора Cameca Camebax-Micro с током зонда 30—40 нА. Составы оливина и хромшпинелида определяли на электронном микрозонде JEOL JXA-8320 (ISerre, г. Гренобль, Франция) с использованием высокоточной методики [Batanova et al., 2015] при токе 900 нА и длительном времени накопления сигнала. Анализ химического состава пород выполнен в ИГХ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом по методике. Геохимический состав пород определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с открытым кислотным разложением в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, согласно [Николаева и др., 2012].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ

Центрально-Алданский рудный район является самым крупным ареалом мезозойского магматизма площадью 12,5 тысяч км². 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, 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 данным [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, Рябиновый (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 2 этапа. С ранним этапом (151 – 130 млн. лет) связано образование основного объема щелочных сиенитовых и монцонит-сиенитовых пород и золотого оруденения [Гаськов и др., 2023]. Этому же этапу соответствуют породы Инаглинского массива. В работе А.П. Кривенко [Кривенко, 1980] отмечаются небольшие силлы высококальциевых пикритовидов мощностью от 1 до 10 м, залегающих среди юрских песчаников Якокутского прогиба совместно с силами шонкинитов и сиенит-порфиринов, которые предшествуют Якокутскому щелочному массиву. Поздний магматический этап (128 – 120 млн. лет) выделяется в Рябиновом массиве, где он проявлен виде штоков и даек калиевых пикритов (лампроитов), шонкинитов, даек минетт и сиенит-порфиринов, золотоносные метасоматиты [Шатов и др., 2012].

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

Рябиновый массив вместе с апофизами массив занимает площадь 50 км² и состоит из трех самостоятельных интрузивных тел и субвулканических образований, относимых к алданскому и тобукскому комплексам (рис.2а). Интрузивные тела Рябинового массива прорывают гранито-гнейсы протерозойского фундамента. Они сложены малиньитами, 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-

порфиоров, комбинированные дайки сиенитов и минетт с явлениями минглинга, а также шток пикритоидов с включениями обломков пород алданского комплекса [Кочетков, и др., 1989; Шарыгин, 1993].

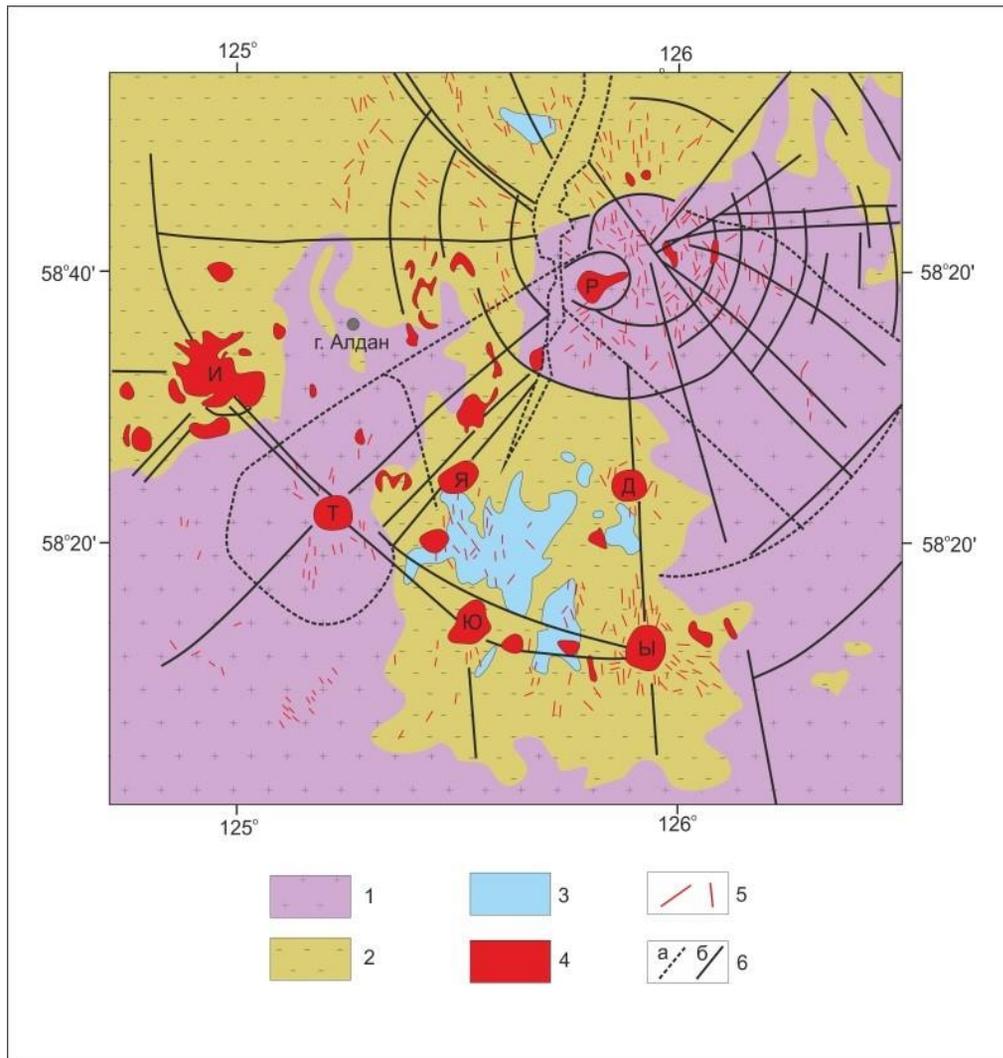


Рис.1. Геологическая схема Центрально-Алданского рудного района [по Максиму и др., 2010]; 1 – граниты и гранито-гнейсы Алданского щита, 2 – венд-кембрийские карбонатные отложения, 3 – мезозойские молассы, 4 – мезозойские калиево-щелочные интрузивные массивы (И – Инаглинский, Т – Томмотский, Ю – Юхтинский, Ы – Ыллымахский, Я – Якокутский, Д – Джекондинский, Р – Рябиновский), 5 – дайки, ба – главные взбросы и сбросы, бб – прочие разломы.

В северо-восточном борту карьера обнажается шток эруптивных брекчий оливинных 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 (рис. 3Б). 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 высококальциевых пикритов (оливинных лампроитов) Алданского щита [Кривенко и др., 1980].

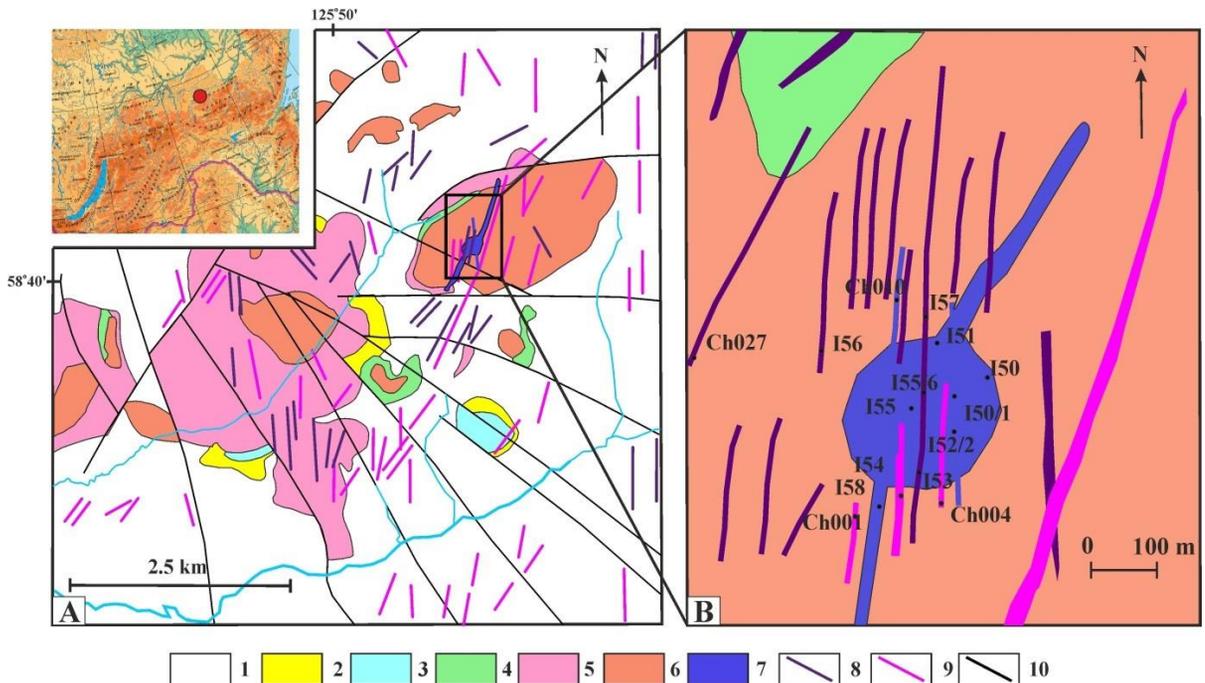


Рис. 2. Геологическая схема массива Рябиновый [по Шатову и др., 2012]. А - схема расположения даек тобукского комплекса на уч. Мусковитовый по нашим данным с учетом космоснимков. В - 1 – протерозойский метаморфический комплекс кристаллического фундамента; 2-3 – породы осадочного чехла венд-кембрийского и юрского возраста (соответственно), 4-6 – алданский интрузивный комплекс: 4- шонкиниты, фергуситы; 5 – порфиридные щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы; 6 – щелочнополевошпатовые щелочные сиениты II фазы; 7-9 – тобукский дайковый комплекс: 7 – оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые лампроиты и их эруптивная брекчия; 8 – минетты; 9 – сиенит-порфиры; 10 – тектонические нарушения.

Диатрема и апофизы оливиновых лампроитов секутся дайками порфировых пород различной меланократовости, диагностированные как шонкинит-порфириты, минетты (слюдяные лампрофиты), микросиениты и сиенит-порфиры. Мощность даек варьирует от 0,2 до 10 м. Отмечаются комбинированные дайки микросиенитов и минетт (рис. 3Е), а также минглинг-дайки. Установлена следующая последовательность формирования даек: оливиновые лампроиты (дайка и диатрема) – шонкинит-порфириты – 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 (рис. 3В). 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 (рис. 3Г), 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 мм 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 располагается пойкилитовый калиевый полевой шпат, а также анальцим (рис. 4 А,Б).



Рис. 3. А - контакт дайки оливинного лампроита с метасоматизированным сиенитом первого этапа; Б – брекчия оливинного 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 первого этапа; Е – комбинированная дайка сиенит порфира и микросиенита.

Диопсид-флогопитовые лампроиты также характеризуются порфировой структурой. Во вкрапленниках - зональные диопсид и флогопит. Основная масса сложена ксеноморфным и пойкилитовым калишпатом (рис. 4В). В качестве второстепенных, рудных и акцессорных минералов встречаются апатит, хромшпинель, магнетит, кальцит. Изредка в основной массе отмечаются доломитовые округлые обособления, в которых присутствует 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 (рис. 4 Г, Д).

В отличие от минетт, к сиенит-порфирам нами отнесены дайки, в которых встречаются вкрапленники калиевого полевого шпата. По этим особенностям их нельзя классифицировать как лампрофиры, 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) (рис. 4Д). В качестве второстепенных минералов распространены кварц, магнетит, апатит и кальцит. Таким образом, «сквозными» минералами в изученной серии даек являются клинопироксен, флогопит и калишпат, химизм которых должен отражать общий ход эволюции серии.



Рис. 4. Микрофотографии шлифов пород лампроитовой серии Рябинового массива. А, Б, Г – проходящий свет; В, Д, Е – скрещенные поляризаторы.

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. 5А), а один из образцов минетт (И57/1-12) содержит кальцит и доломит в качестве породообразующих минералов, гипидиоморфных по отношению к калишпату (рис. 5Б). Кроме этого, для минетт и микросиенитов характерны карбонатные глобулы размером от 0,05 до 2 мм, окруженные лейстами флогопита (рис. 5В). 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 [Rokosova, Panina, 2013]. Кроме этого, отмечена схожесть карбонатных глобул с полевошпат-кальцитовыми сегрегациями в лампрофирах Алтая [Васюкова и др., 2011].

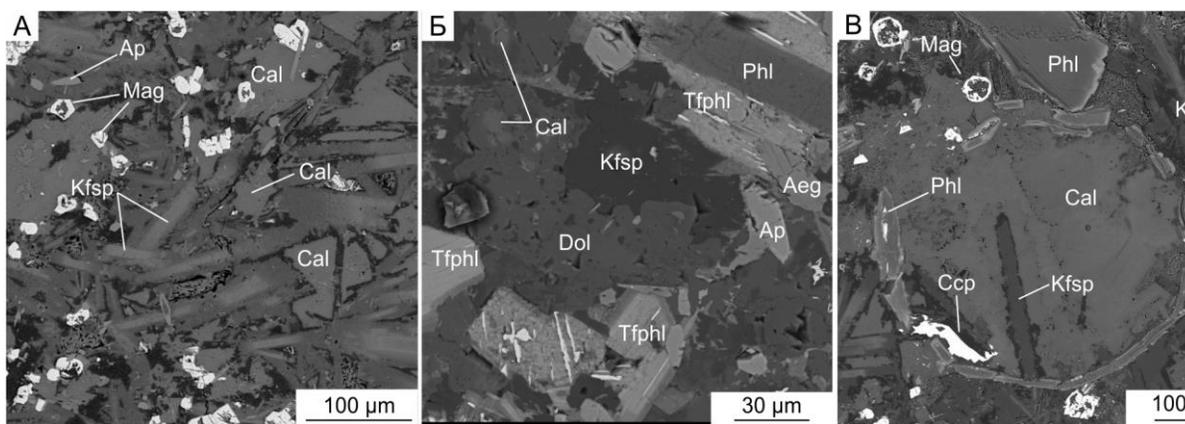


Рис. 5. SEM-BSE фотографии карбонатов в породах лампроитовой серии Рябинового массива. (А) – интерстициальный кальцит в основной массе минетты, (Б) – породообразующие доломит и кальцит в карбонат-содержащей минетте (И57/1-12), (В) – карбонатная глобула, окруженная лейстами флогопита, в микроклине.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ПОРОД ДАЕК ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ

Чтобы проследить эволюцию лампроитового расплава нами детально изучался химический состав породообразующих, 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 и см. таблицу 2 в Приложении) и раскристаллизованных расплавных включений в нем и в хромитах были детально рассмотрены в статьях [Чайка, Изох, 2018 а,б; Chaika et al., 2020] и выделены четыре генерации оливина:

1. Высокомагнезиальные макрокристаллы однородного оливина с высоким содержанием никеля (рис.6А), 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 (рис. 6В).
3. Реликты мантийного (субстратного) оливина, сохранившиеся в центральных частях зональных вкрапленников оливина.
4. Ксенокристаллы высококальциевого оливина, который кристаллизовался из расплава камафугитового состава [Chaika et al., 2020].

Для выяснения особенностей дифференциации лампроитовой магмы нас интересуют первые два типа. Высокомагнезиальный оливин отмечается в виде крупных резорбированных незональных макрокристаллах или в ядрах зональных вкрапленников. Он обладает высокой магнезиальностью (Mg# 94.6), высокими содержаниями Ni (до 0.5-0.6 мас.%) и низкими содержаниями CaO (0.09 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 [Нюа et al., 2016].

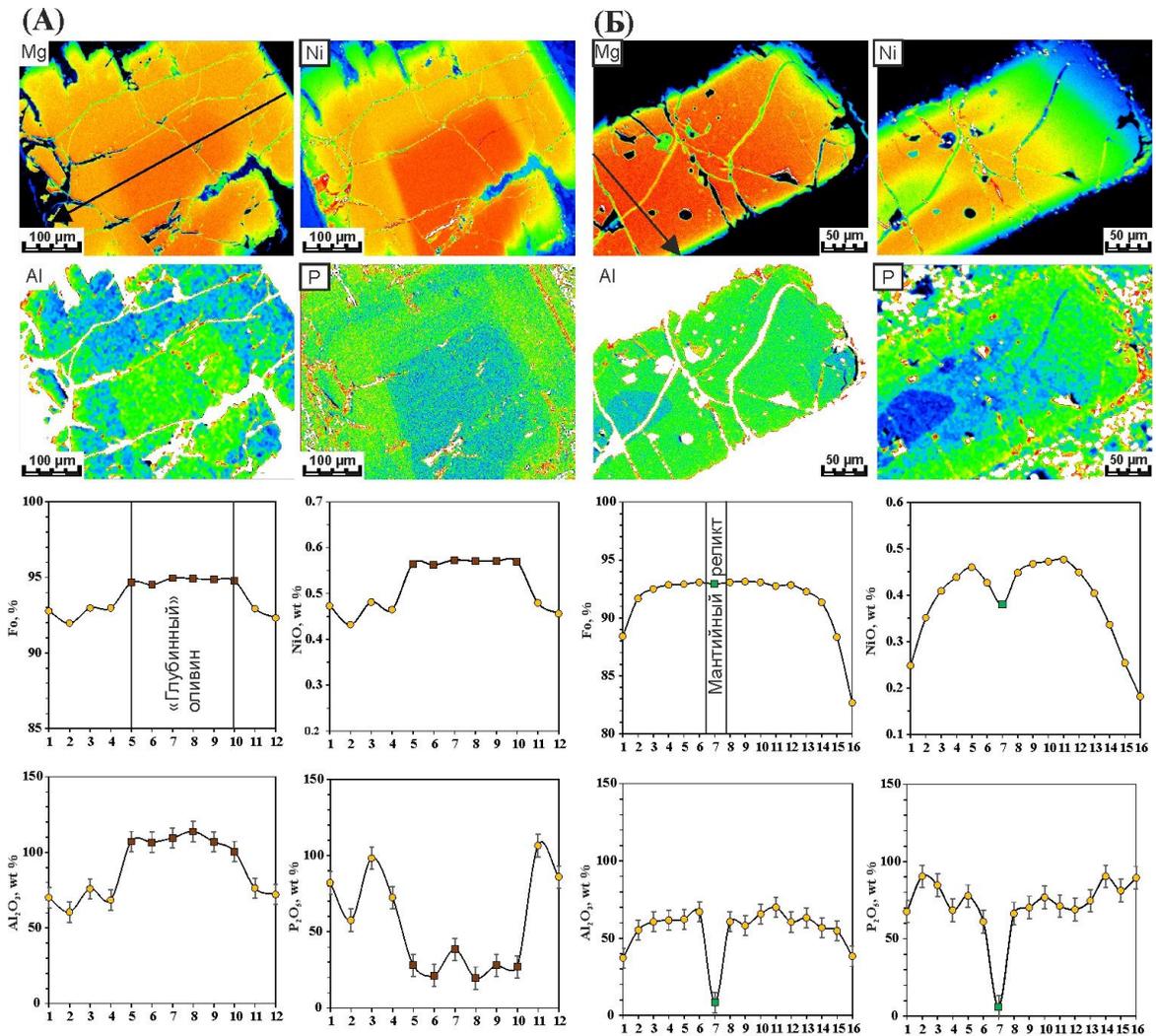


Рис. 6. Внутреннее строение и зональность вкрапленников оливина из лампроитов тобукского комплекса массива Рябиновый: А – вкрапленник с высокомагнезиальным азональным ядром из глубинной камеры, Б – вкрапленник с резорбированным низкоглиноземистым, низкофосфористым реликтом мантийного оливина. Профили состава по зерну указаны стрелками, данные по составу в точках профилей приведены в табл. 1.

Для основной популяции вкрапленников оливина установлена отчетливая зональность. Внутренние части однородны и сходны с макрокристаллами. Они представлены форстеритом (#Mg 94–92) с высокими содержаниями никеля (0.50 – 0.70 мас.%) и низкими MnO (<0.10 мас.%) и CaO (0.09 мас.%). Затем магнезиальность оливина меняется от 93 до 85 при одновременном снижении содержания никеля от 0.5 до 0.3 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) [Chayka et al., 2020]. В узкой краевой зоне оливин более железистый (#Mg 85–83) и содержание никеля закономерно снижается до 0.30–0.15 мас.%, при этом содержание марганца возрастает до 0.5 мас.%. Содержание кальция в оливинах 0.15–0.25 % CaO зависит от его магнезиальности (рис. 7Б). 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], $\log_{10}f(\text{O}_2)$, оцененная для лампроитов по оливин-хромитовой паре, составляла QFM+2...3. При этом ранние вкрапленники оливина из лампроитов Рябинового массива

характеризуются даже большей магнизиальностью и меньшей кальциевостью нежели калиевые пикриты Алданской провинции [Кривенко, 1980].

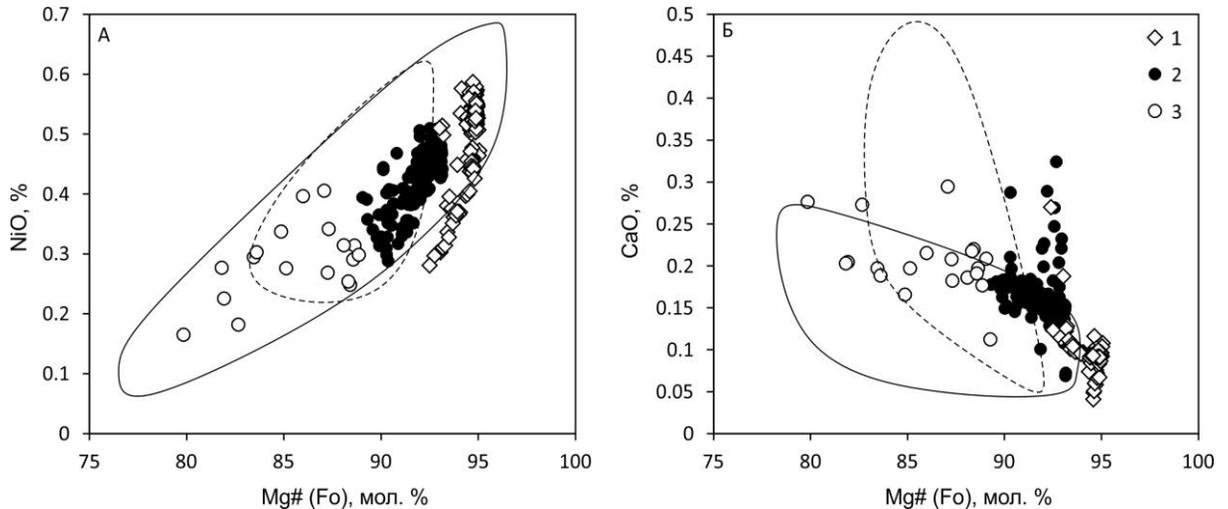


Рис. 7. Составы оливинов из оливиновых лампроитов массива Рябиновый. 1 – макрокристаллы и незональные центральные зоны вкрапленников (генерация глубинной камеры); 2 – зональные вкрапленники; 3 – тонкие краевые зоны зональных вкрапленников. Показаны поля составов оливинов из низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса и Северного Вьетнама (сплошная линия) и высокотитанистых лампроитов мира (пунктирная линия). Данные по составу оливина в объектах сравнения – по GeoRoc (сентябрь 2019), Prelevic, Foley [2007], Hoa et al. [1997] и Mitchell et al. [1987] и неопубликованным данным авторов.

Хромшпинелиды в изученных породах представлены двумя генерациями: включения в оливине и клинопироксене и самостоятельные небольшие вкрапленники (рис. 8, см. таблицу 3 в Приложении). В центральных частях вкрапленников оливина эти включения представлены магнезиохромитом ($Cr/Cr+Al = 0.90$, $Mg\# = 52-62$). В краевой зоне оливина включения представлены хромитом ($Cr/Cr+Al = 0.92-0.97$, $Mg\# = 18-31$). 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].

Клинопироксены присутствуют во всех разновидностях пород дайковой серии и представлены рядом от диопсида через эгирин-авгит до эгирина (рис. 9, 10, см. таблицу 4 в Приложении). В лампроитах - как породообразующий минерал во вкрапленниках и в основной массе (рис. 9А), тогда как в минеттах и сиенитах – как второстепенный минерал в основной массе (рис. 5Б) и в виде резорбированных вкрапленников (рис. 9Б). Пироксены во вкрапленниках характеризуются ритмичной зональностью. Центральная часть, как правило, наиболее магнизиальная, далее идут несколько зон более железистых, а завершает чередование зон на периферии эгирин-авгит (рис. 9Б, 10Б). В минеттах клинопироксены образуют мелкие редкие вкрапленники диопсида, реже – эгирин-авгита, в основной массе преобладают игольчатые микролиты эгирина. Кроме этого, в карбонат-содержащей минетте (И57/1-12) отмечен эгирин-авгит и эгирин во вкрапленниках и в основной массе (рис. 5Б, 10А). В микросиенитах и сиенит-порфирах встречаются как резорбированные вкрапленники диопсида с эгирин-авгитовой каймой (рис. 9Б), так и эгирин в основной массе. Последний был диагностирован только методом SEM EDS из-за микроскопического (<5 μm) размера индивидов и не отражен на графиках (рис. 10).

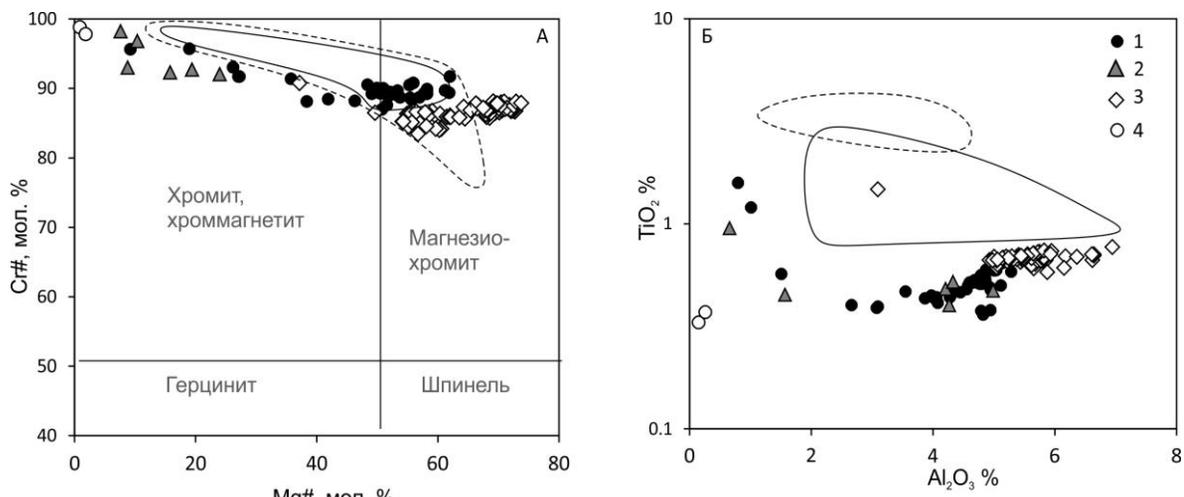


Рис. 8. Составы хромшпинелидов из лампроитов массива Рябиновый. 1 – включения в оливине; 2 – включения в клинопироксене; 3 – отдельные фенокристы; 4 – краевые зоны отдельных фенокристов. Показаны поля составов хромшпинелидов из низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса и Северного Вьетнама (сплошная линия) и высокотитанистых лампроитов мира (пунктирная линия). Использованы данные Cambeses et al. [2016], Conticelli, Peccerillo [1992], Jaques [2016], Prelevic, Foley [2007], Prelevic et al. [2005], Semiz et al. [2015], Venturelli et al. [1991].

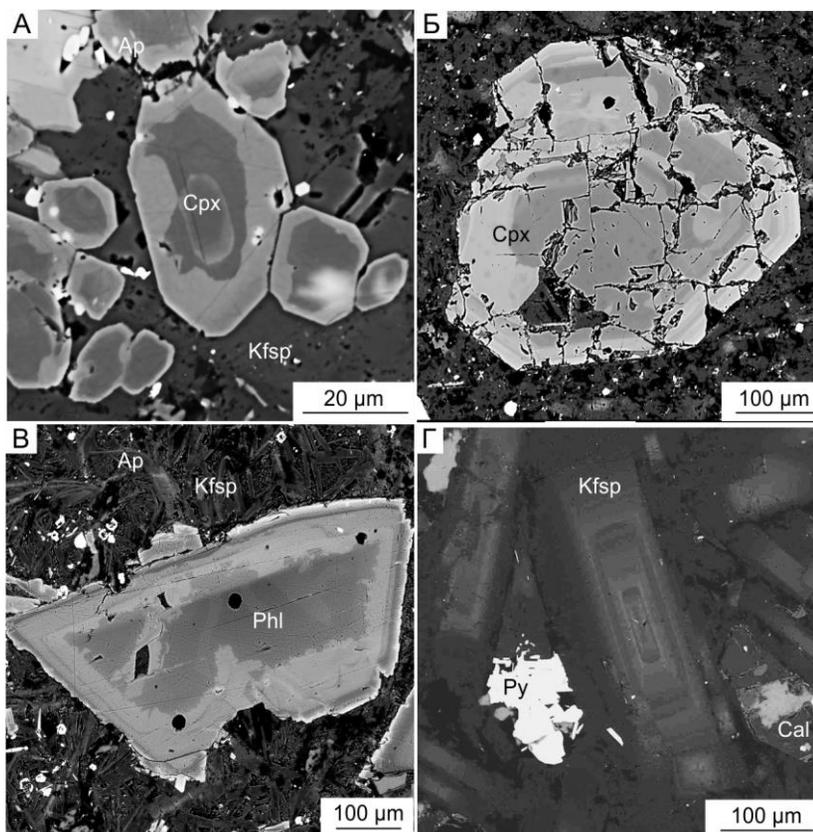


Рис. 9. SEM-BSE фотографии зональных породообразующих минералов в породах лампроитовой серии Рябинового массива. (А) – микролит клинопироксена в оливин-диопсид-флогопитовом лампроите; (Б) – частично резорбированный вкрапленник клинопироксена в микросиените; (В) – вкрапленник флогопита в минетте; (Г) – зональный кристалл калишпата в микросиените.

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-порфиров. Содержания Cr_2O_3 в них коррелируют с Mg#, достигая до 1.2 мас. % (рис. 10В), TiO_2 варьирует в пределах 0,15-0,3 мас. %, Al_2O_3 - от 0.60 до 1.4 мас. % (рис. 10Г). Клинопироксены второй группы обогащены эгириновым миналом, отличаются более низкими содержаниями хрома ($Cr_2O_3 < 0.1$ мас. %), но повышенными – титана (до 3,8%). Они отмечаются в минеттах, микросиенитах 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 [Prelevic 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 (рис. 10Г).

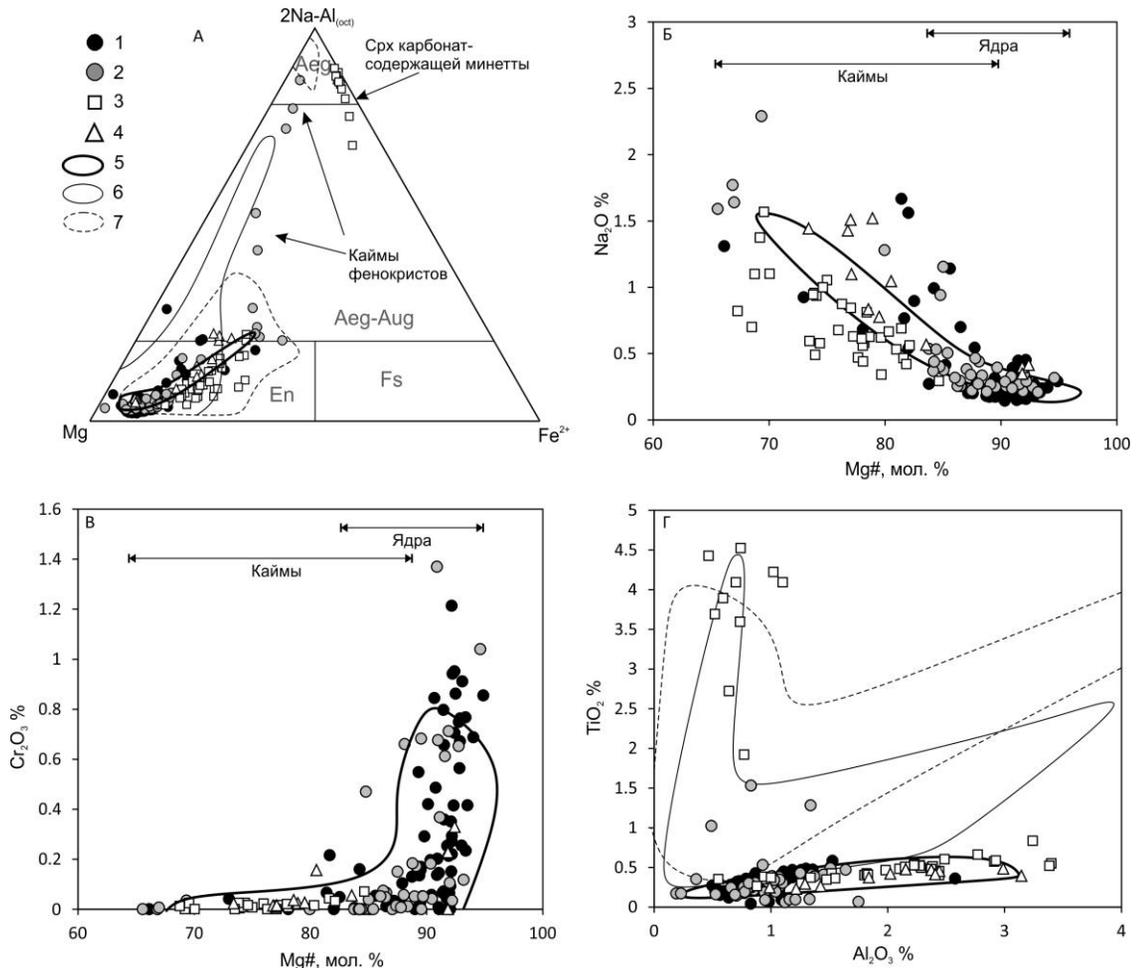


Рис. 10. Составы клинопироксенов из пород даек массива Рябиновый. 1 – Ol-Di-Phl лампроиты; 2 – Di-Phl лампроиты; 3 – минетты; 4 – сиенит-порфиры и микросиениты. Поля составов клинопироксенов: 5- лампроитов других проявлений Алданской провинции (Богатиков, 1999); 6 - низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса (данные GeoRoc, 20.06.2023); 7 - высокотитанистых лампроитов мира (данные GeoRoc, 20.06.2023). Поля миналов на (А) – по Morimoto et al. (1989).

Слюды представлены практически исключительно *флогопитом* (рис. 11, см. таблицу 5 в Приложении), который характерен для всех изученных пород. В наиболее примитивных оливковых лампроитах (обр. И52-12, 52-12) флогопит является минералом основной массы, образуя пойкилитовые индивиды, а в остальных 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) [Prelevic et al, 2005; Fritschle et al., 2013; Hoa et al., 2016] (рис. 11).

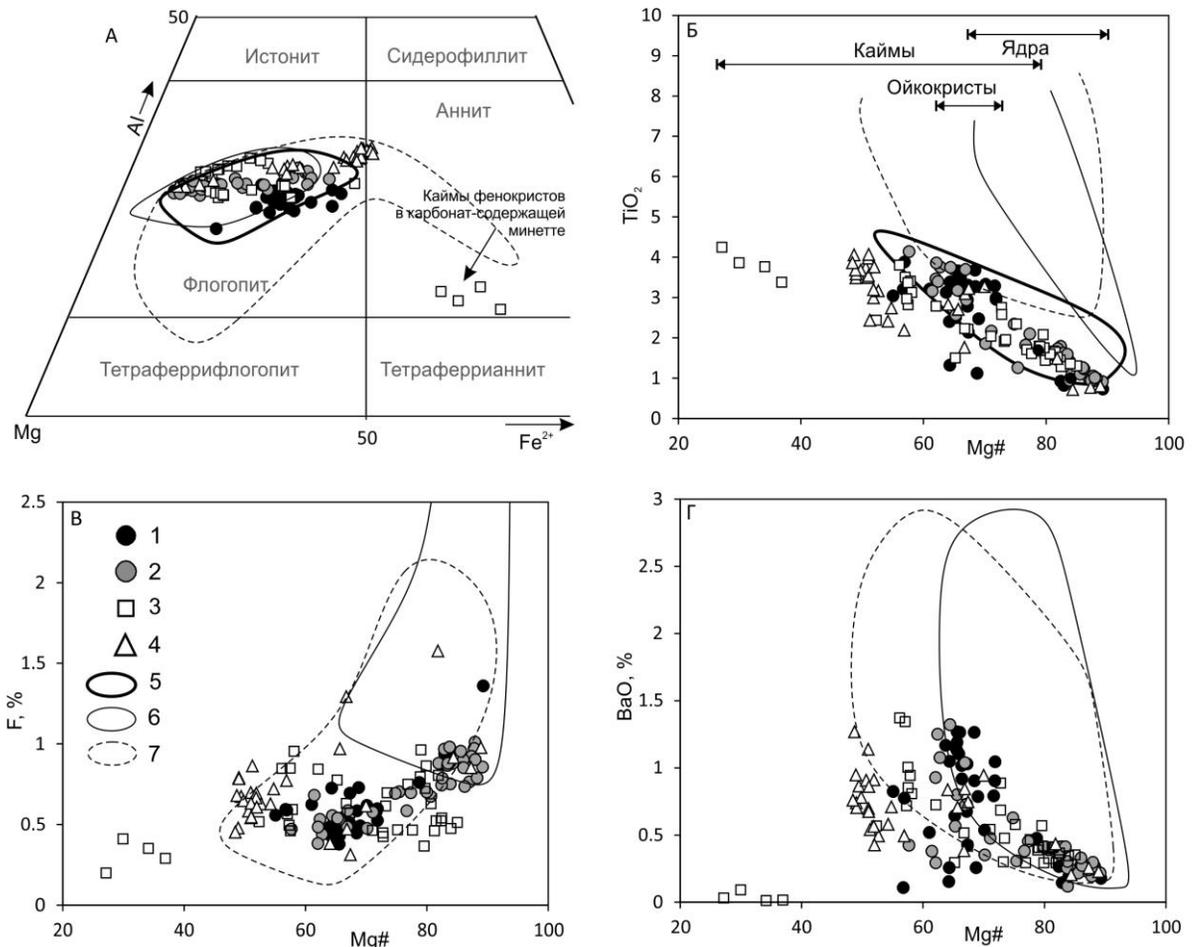


Рис. 11. Составы слюд из пород даек массива Рябиновый. 1 – Ol-Di-Phl лампроиты; 2 – Di-Phl лампроиты; 3 – минетты; 4 – сиенит-порфиры и микросиениты. Поля составов слюд: 5- лампроитов других проявлений Алданской провинции [Богатиков, 1999]; 6 - низкотитанистых лампроитов Средиземноморского пояса (данные GeoRoc, 20.06.2023); 7 - высокотитанистых лампроитов мира (данные GeoRoc, 20.06.2023). Поля миналов на (А) – по Rieder et al. [1998].

Вкрапленники флогопита имеет отчетливую зональность (рис. 9В) по магнезиальности: в центральной части вкрапленники более магнезиальные ($Mg\# = 65-90$), чем в краевых зонах ($Mg\# = 50-70$). Краевые зоны содержат больше TiO_2 (до 4.5 мас.%) (рис. 11Б). В то же время, в минеттах отмечены крупные лейсты с обратной зональностью: центральная часть этих вкрапленников более железистая. Содержание F во флогопитах уменьшается по ходу дифференциации (рис. 11В). Также отмечается два типа распределения бария в флогопите. В большинстве вкрапленников флогопита отмечается рост содержания Ba от центра к краю зерна (рис. 11Г), что характерно для нормальной магматической дифференциации. В то же время, в многих случаях для флогопита из минетт характерно падение содержания Ba от края к центру. Такое поведение этих элементов можно объяснить перераспределением их между расплавами при силикатно-карбонатной ликвации. Наконец, флогопит из карбонат-содержащей минетты (И57/1-12) 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 (рис.

11А). 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 (рис. 5А). В сиенит-порфирах он присутствует в виде вкрапленников и в основной массе, в микросиенитах образует гипидиоморфнозернистую офитоподобную структуру породы в целом (рис. 4Е, 9Г). Калишпат представлен высокотемпературным калинатровым полевым шпатом со структурами распада на существенно-натровый и существенно-калиевый полевой шпат (см. таблицу 6 в Приложении). Первичный плагиоклаз в породах изучаемой серии отсутствует, что характерно для пород лампроитовой серии. Видимая зональность индивидов калишпата определяется примесью Ва (рис. 9Г). Интересно то, 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.

Anatam 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 (см. таблицу 7 в Приложении). Характерной для многих зерен апатитов из минетт является резкая зональность 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 представлен в таблице 1 и показан на TAS и вариационных диаграммах (рис. 12). Содержание SiO₂ 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 [Chayka et al., 2020], эти породы по классификации Foley et al. [1987] для высококалиевых пород соответствуют критериям составов лампроитов. Минетты соответствуют фонотефритам и тефрофонолитам, тогда как сиенит-порфиры, несмотря на возрастание щелочности, попадают в умереннощелочной (трахиандезиты и трахиты) (рис. 12А). Аналогичный диапазон составов при меньшей общей щелочности характерен для дайковых лампрофиров лампроитовой серии Северного Вьетнама (рис. 12А). По соотношениям K₂O и Na₂O лампроиты соответствуют высококалиевой серии K₂O/ Na₂O > 3, тогда как часть минетт, микросиениты и сиенит-порфиры - калинатровой серии K₂O/ Na₂O от 1 до 3 (рис. 12Б).

На вариационных диаграммах MgO-CaO и MgO-Al₂O₃ отчетливо проявлены тренды дифференциации с возрастанием глиноземистости и падением кальциевости по мере дифференциации (рис. 12В, Г). Подобные тренды характерны для лампроитов Северного Вьетнама и пород из обрамления дунитов Инаглинского массива. В то же время для высококалиевых пикритовых силлов, описанных в работе Кривенко [1980], которые продолжают область лампроитов в более магниезильную область, отчетливо проявлены тренды, обусловленные фракционированием оливина с одновременным возрастанием Al₂O₃ 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, Изох, 2018а]. Те же закономерности прослеживаются и на тройной диаграмме MgO-CaO-Al₂O₃, причем по форме тренда дифференциации заметно, что 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 (рис. 12Д).

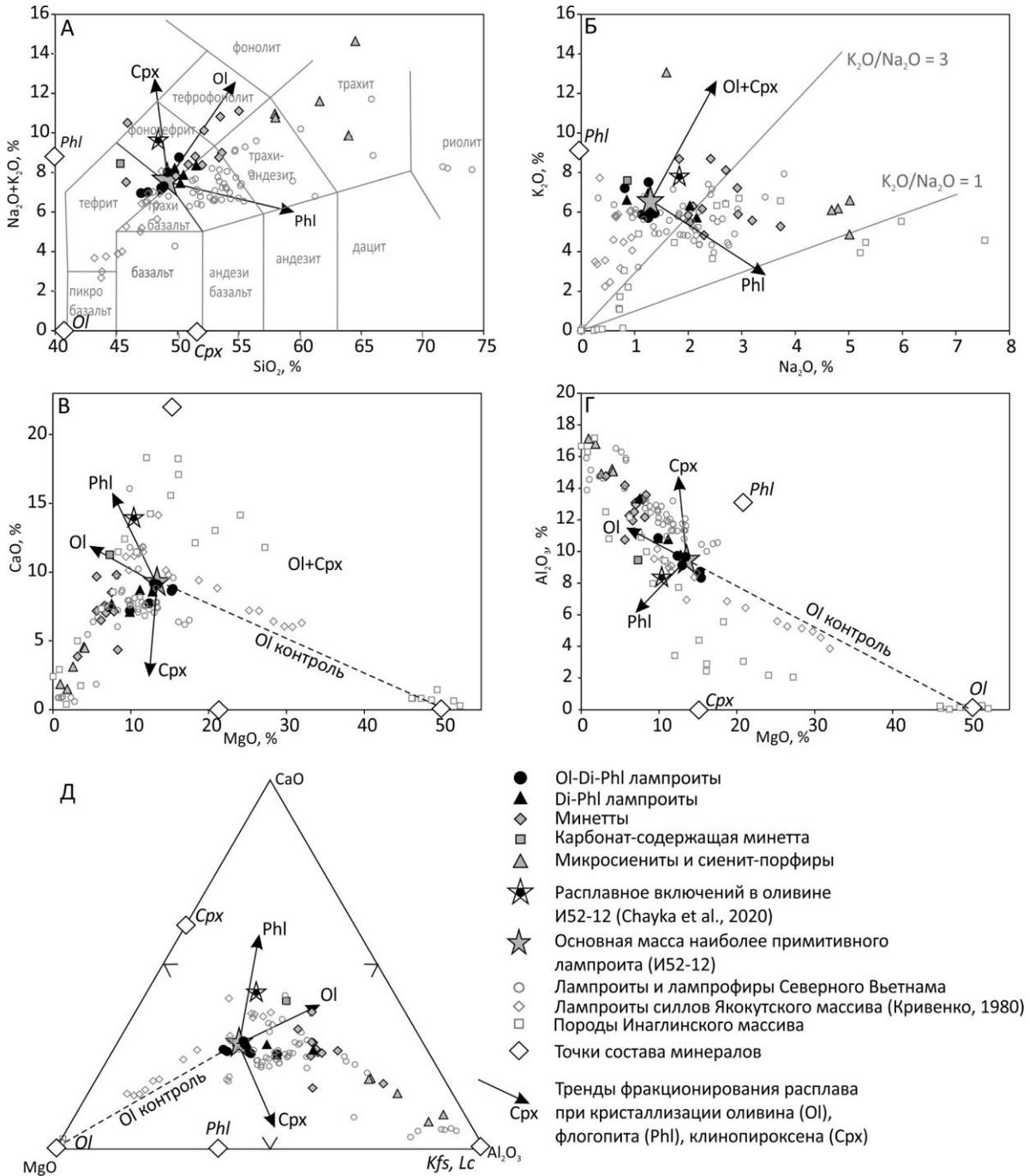


Рис. 12. Петрохимические характеристики пород тобукского Рябинового массива в сравнении с другими лампроитовыми и щелочно-ультраосновными породами и трендами эволюции расплава. А – дискриминационная диаграмма TAS [LeMaitre, 2002]; Б – Соотношения $K_2O - Na_2O$ для пород тобукского комплекса массива Рябиновый. В, Г - Вариационные диаграммы $MgO - Al_2O_3$ и $MgO - CaO$, Д – тройная диаграмма $MgO - CaO - Al_2O_3$ [по Ферштатер и др., 2000].

Содержания редких и редкоземельных элементов в породах даек тобукского комплекса приведены в таблице 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] (рис. 13А, 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 по содержанию редких и редкоземельных элементов дифференциация изученных пород выражена менее однозначно. Высокозарядные несовместимые элементы (Nb и Zr) накапливаются в 2-2.5 раза от наименее к наиболее дифференцированным породам (рис. 13В, Г).

Таблица 1. Представительные валовые анализы пород тобукского дайкового комплекса массива Рябиновый (мас. %)

Обр.	лампроиты							минетты					сиениты		
	005-15	016-15	51-12	И52-12	И55-5-12	И-58-12	И57/1-12	50-12	001-15	И59-12	201-15	56-12	027-15	200-15	50/3-12
SiO ₂	50.1	49.18	47.3	47.00	48.77	49.07	39.55	52.1	53.29	47.92	45.60	48.4	60.27	61.25	56.24
TiO ₂	0.67	0.67	0.74	0.71	0.73	0.74	1.11	0.72	0.88	0.67	0.73	0.79	0.43	0.36	0.45
Al ₂ O ₃	10.8	9.72	9.35	8.34	9.51	10.48	8.25	12.7	14.29	13.02	11.12	12.3	16.42	14.28	14.61
Fe ₂ O ₃	8.21	8.66	9.61	9.56	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	0.14	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	13.0	15.41	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	8.33	8.46	9.82	6.93	3.74	6.60	8.96	6.66	1.46	2.98	4.35
Na ₂ O	1.26	0.82	1.33	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 ₂ O	7.51	7.20	5.75	5.70	6.42	5.56	6.63	5.13	8.42	6.63	5.33	5.87	6.45	4.65	5.91
P ₂ O ₅	0.64	0.71	0.77	0.81	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	0.31	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	0.42	0.32	3.41	0.21	0.11	2.50	0.58	0.49	нп	0.29	1.02
V ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.08	0.12	0.15	0.14	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	0.04	0.03	нп	0.01	нп	0.01	0.01	0.01	нп	0.01	0.01
Ппп	1.92	1.99	1.80	1.59	1.47	1.88	8.43	1.57	1.24	4.69	7.04	5.40	1.02	2.88	1.91
Сум.	99.2	99.7	99.3	100	99.5	99.9	99.5	99.3	99.4	99.5	99.4	99.4	99.1	99.1	100

Примечание: Метод - РФА в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск.

В то же время, редкоземельные элементы и практически не обнаруживают роста, а содержание Sr даже падает по мере дифференциации (рис. 13Д, Е). Такое поведение можно связать либо с силикатно-карбонатной ликвацией, при которой в присутствии F, Cl и SO₄²⁻ редкоземельные и щелочноземельные металлы распределяются в карбонатно-солевую фракцию [Veksler et al., 2012], либо с ранней ликвидусной кристаллизацией апатита, выполняющего роль буфера для РЗЭ 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-Vt-лампроиты), флогопит-эгирин-диопсид-калишпат (минетты) 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.

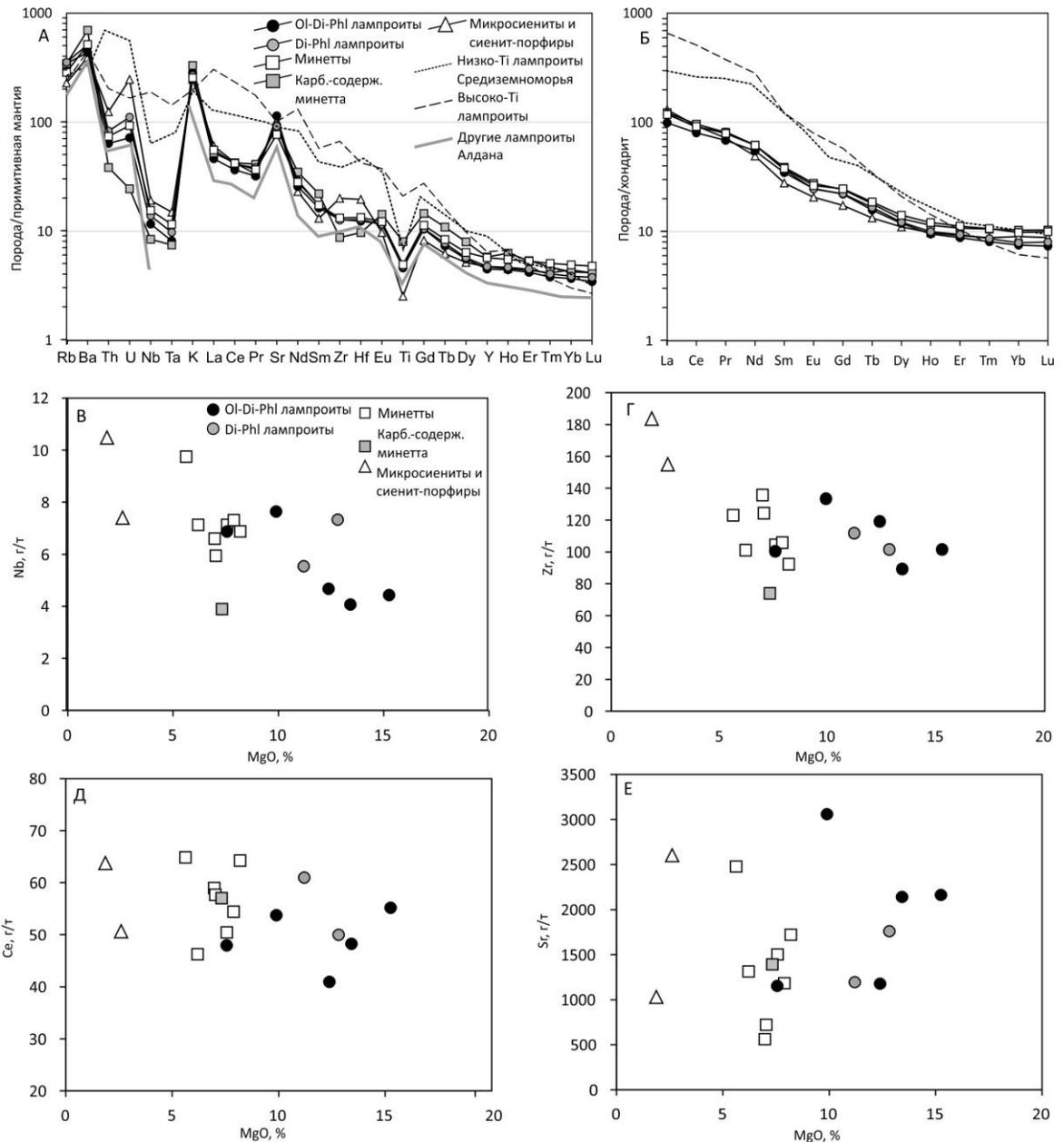


Рис. 13. Характеристики редкоземельного состава пород тобукского комплекса Рябинового массива. (А) – спайдер-диаграмма средних составов изученных пород, нормированных к составу примитивной мантии (Lyubetskaya and Korenaga, 2007); (Б) – усредненные спектры содержаний редкоземельных элементов, нормированных к составу хондрита C1 (McDonough and Sun, 1995).

Оливин из лампроитов Рябинового массива характеризуется высокой магнезиальностью ($Mg\#$ 80–95), высоким содержанием NiO (до 0.6%), сравнительно низкими содержаниями Ti, Al (до 60 и 150 г/т соответственно). Особенность изученных вкрапленников оливина – хорошо проявленная ступенчатая зональность по содержанию Ni, ритмичная зональность по содержанию P, Al. Диффузионно-сглаженная зональность характерна для Ca, Mg, Fe. Для вкрапленников характерно высоконикелевое, высокоглинозёмистое, низкофосфорное, низкокальцевое ядро, а зональное 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 °С) [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 высококальциевыми пикритам Якокутского массива и лампроитов, описанных в работе Девиса [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.

Таблица 2. Содержание редких элементов в породах тобукского дайкового комплекса массива Рябиновый (ppm)

Обр.	лампроиты					минетты					сиениты	
	005-15	016-15	51-12	И55-5-12	И-58-12	И57/1-12	50-12	И59-12	201-15	56-12	027-15	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

Примечание. Метод: ICP-MS анализ (ELEMENT-II, ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск), а также SIMS-анализ CAMECA AMS 4F (ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль).

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 Инаглинского массива [Чайка и др., 2018а, б]. 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., 1995a,b] 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% 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 (рис. 12В, 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 туннелеобразном канале [Murray, 1972; Gillou-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 (рис. 12) и экспериментальными данными [Mezler, Foley, 2000; Gupta, 2015]. При этом Ca и Mg падают, а Al растёт, несмотря на кристаллизацию флогопита. Баланс щелочей смещается в сторону увеличения Na/K отношения, поскольку содержание К частично буферизуется 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 микросиенитов система достигает эвтектики Na-клинопироксен+флогопит+калишпат которой заканчивается фракционирование. Полученные результаты хорошо согласуются с экспериментальным исследованием, согласно которому эвтектическими ассоциациями для лампроитов, умеренно недосыщенных SiO₂ являются (в без-Na системе) диопсид+флогопит+лейцит+калишпат или диопсид+флогопит+кварц+калишпат [Mezler, 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 (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 (рис. 5B). 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 фенокристах оливина и наиболее примитивных лампроитов изученной серии (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 Рокосовой и Паниной [2013] и 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 и Панина, 2013] на чисто-карбонатную и флюидно-солевые составляющие привело к дополнительной концентрации этих элементов в последних. Тогда как чисто-карбонатная фракция была обеднена редкими элементами. Наши исследования карбонатных, флюорит-карбонатных и апатит-карбонат-флюоритовых глобул и шпиров в минеттах и микросиенитах [Чайка, Изох, 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 [Ноа 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 [Нон et al., 2009]. Это позволяет предполагать присутствие редкометалльной минерализации и в Центрально-Алданской 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-порфиоров, которые примерно соответствуют эвтектике Na-клинопироксен-калишпат-лейцит/кварц-флогопит. Обнаруженная последовательность хорошо согласуется с данными экспериментов [Mezler, 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-порфиринов 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. 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 шпильки и жилы с ассоциацией карбонатов, апатита, флюорита и минералов редких земель [Богатиков и др., 2006; Чайка, Изох, 2017] подтверждают эту гипотезу и позволяют предполагать развитие редкометалльной минерализации, связанной с карбонат-флюоритовыми ассоциациями, в районах лампроитового магматизма Центрального Алдана.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

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

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.** (ред.) Лампроиты. М.: Наука, 1991, 300 с.
- Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Т.А.** Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001-2021.
- Владыкин Н.В.** Билибинский массив - расслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // Доклады Академии наук, 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 Монголии и некоторые геодинамические следствия // Глубинный магматизм: его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск-Улан-Удэ: 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, кн.1, 1990, 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 пикритовиды Центрального Алдана // Доклады АН СССР, 1980, т. 254, №2, с.465-469.

Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Якутск, 2003, 34с.

Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-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., Черноожкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ // 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). 2000.

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., Изох А., Соболев А., Батанова В. Низкотитанистые лампроиты Рябинового массива (Алданский щит): условия кристаллизации и литосферный источник // Доклады Академии наук, 2018а, т. 481, №4, с. 426-429.

Чайка И.Ф., Изох А.Э. Дуниты Инаглинского массива (Центральный Алдан) - возможные кумуляты лампроитовой магмы // Геология и геофизика, 2018б, т. 59 (11), с. 1815-1826. doi: 10.15372/GiG20181105

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.

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 Research*, 2022, v. 109, p. 536-557.

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) // *Journal of Petrology*, 2005, v. 46, p. 1345-1366.

Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // *Chemical Geology*, 2015, v. 419, p. 149-157.

Cambeses A., Garcia-Casco A., Scarrow J.H., Montero P., Perez-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.

Chayka I.F., Baykov, N.I., Kamenetsky V.S., Kutyrev 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.

Chayka I.F., Izokh A.E., Sobolev A.V., Krasheninnikov S.P., Batanova V.G., Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S., Kontonikas-Charos A., Kutyrev A.V., Lobastov B.M. 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. <https://doi.org/10.3390/min10040337>

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.

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.

Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 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 // *Journal of Petrology*, 2006, v. 47, №6, p. 1119-1146.

Droop G. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineralogical Magazine*, 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-Science Reviews*, 1987, v. 24, p. 81-134.

Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, v. 363, p. 181-191

Fritschle T., Prelevic D., Foley S.F., Jacob D.E. Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite // *Chemical Geology*, 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 // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 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 // *Journal of Petrology*, 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.

Hoa T.T., Thanh H.H., Phuong N.T., Anh T.T., Hang H.V. Mineralization, characteristics and forming conditions of lamproite of Vietnam // *Journal of Geology, 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, 2016, Springer, p. 372.

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 carbonatite–alkaline complexes, eastern Indo-Asian collision zone, SW China // *Ore Geology Reviews*, 2009, v. 36, p. 65–89 doi:10.1016/j.oregeorev.2009.03.001.

Jaques A. Major and trace element variations in oxide and titanate minerals in the West Kimberley lamproites, Western Australia // *Mineralogy and Petrology*, 2016, v. 10, p. 159-197.

Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007, v. 112.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical geology*, 1995, v. 120, p. 223-253.

Mitchell R., Platt R., Downey M. Petrology of lamproites from Smoky Butte, Montana // *Journal of Petrology*, 1987, v. 28, p. 645-677.

Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. Springer, 1991, 447 p.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Journal*, 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 // *Mineralogical Magazine*, 1995, v. 59, p. 409-428.

Murray C. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan-type: feeder pipes of andesitic volcanoes // *Geological Society of America*, 1972, v. 132, p. 313-335.

Prelevic 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 and Planetary Science letters*, 2007, v. 256, p. 120-135.

Prelevic D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetkovic V., Downes H. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraint on petrogenesis and mantle source characteristics // *Journal of Petrology*, 2005, v. 46, №7, p. 1443-1487.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu., Frank-Kamenetskii V., Gottardi G., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Classification of the micas // *The Canadian Mineralogist*, 1998, v. 36, p. 41-48.

Rokosova E.Yu., Panina L.I. Shonkinites and minettes of the Ryabinoviy massif (Central Aldan): composition and crystallization conditions // *Russian Geology and Geophysics*, 2013, v. 54, p. 613-626.

Semiz B., Ersoy E.Y., Özpınar Y., Helvacı C., Palmer M.R., Billor M.Z. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Simav Graben, western Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015, v. 170, p. 1-24.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins // *Geology Society Special Publ.*, 1989, v. 42, p. 313-345.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Leffries 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 // *Geochimica and Cosmochimica 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 // *Mineralogical Magazine*, 1991, v.55, p. 282-285.