

MICA COMPOSITION REFLECTING CONDITIONS OF AILLIKITE FORMATION
IN ZIMA COMPLEX OF EASTERN SIBERIAV.B. Savelyeva ¹, Yu.V. Danilova ¹, E.P. Bazarova ¹, B.S. Danilov ¹, E.A. Khromova ²¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia² Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

ABSTRACT. Four types of mica were identified in the macrocryst and fine porphyry aillikites from the Yarma zone of the Urik-Ija graben considering specific features of morphology, chemical composition, zonation and crystallization conditions. Mica of the first type was found in macrocryst aillikites. It is available as deformed phlogopite macrocrysts rich in TiO_2 (2.5–5.7 wt. %) with varying content of Cr_2O_3 (from detection limit to 2.0 wt. %) and $\text{Mg\#}$ 0.87–0.89 and 0.79–0.81 in different dikes. In chemical composition this phlogopite corresponds to the secondary phlogopite from mantle xenoliths, and it was obviously captured by protoaillikite melt from the rocks of the lithosphere mantle. Mica of type 2 represents phlogopite from groundmass and infrequent phenocrysts in fine porphyry aillikites and groundmass of macrocryst aillikites. In this phlogopite, TiO_2 content varies in different dikes from 0.7 to 6.0 wt. %, $\text{Mg\#}$ index varies from 0.70 to 0.90. Phlogopite crystallized within the upper crust at temperature ranging from 840 to 680 °C. Mica of type 3 represents biotite ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.65), producing rims around phlogopite and independent grains in fine porphyry and in places in macrocryst aillikites. The rims crystallized from residual Fe-rich melt at moderately heightened $f\text{O}_2$, the temperature of biotite formation reached 700–760 °C. Mica of type 4 is available in macrocryst aillikites as biotite ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.67) with phlogopite rims. It was inferred, that this biotite crystallized in intermediate magmatic chambers in the upper crust from essentially carbonate melts, separated through crystallization differentiation from protoaillikite magmas and captured by new portions of less differentiated melts. Obtained data point to metasomatic transformation of the lithosphere mantle, preceding to protoaillikite melting, under the southern margin of the Siberian craton. Thus, we may assume existence in the upper crust of the sites composed of partially crystallized melt.

KEYWORDS: phlogopite; antecrystals; ultramafic lamprophyres; carbonatites; Zima complex; Urik-Ija graben; Siberian craton

FUNDING: This work was performed with financial support from the Russian Science Foundation, grant 23-17-00196. The authors employed the equipment of the Center for Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust SB RAS, grant 075-15-2021-682. Chemical composition of minerals was determined at the Dobretsov Geological Institute SB RAS, project AAAA-A21-121011390002-2.



EDN: OAGAKW

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Valentina B. Savelyeva, vsavel@crust.irk.ru

Received: April 24, 2024

Revised: July 24, 2024

Accepted: August 14, 2024

FOR CITATION: Savelyeva V.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S., Khromova E.A., 2024. Mica Composition Reflecting Conditions of Aillikite Formation in Zima Complex of Eastern Siberia. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (5), 0786. doi:10.5800/GT-2024-15-5-0786

Supplementary files: [Savelyeva_et_al_Suppl_1.xlsx](#)

СОСТАВ СЛЮДЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ АЙЛИКИТОВ ЗИМИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

В.Б. Савельева¹, Ю.В. Данилова¹, Е.П. Базарова¹, Б.С. Данилов¹, Е.А. Хромова²

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

АННОТАЦИЯ. В макрокристовых и мелкопорфировых айликитах из Ярминской зоны Урикско-Ийского грабена по особенностям морфологии, химического состава, зональности и условий кристаллизации выделены четыре типа слюды. Слюда первого типа присутствует в макрокристовых айликитах, где представлена деформированными макрокристаллами богатого TiO_2 (2.5–5.7 мас. %) флогопита с варьирующимся содержанием Cr_2O_3 (от ниже предела обнаружения до 2.0 мас. %) и магнезиальностью ($\text{Mg\#}$ 0.87–0.89 и 0.79–0.81 в разных дайках). По химическому составу этот флогопит соответствует вторичному флогопиту из мантийных ксенолитов и, вероятно, был захвачен протоайликовым расплавом из пород литосферной мантии. Слюда второго типа представлена флогопитом из основной массы и более редких вкрапленников в мелкопорфировых айликитах и основной массы макрокристовых айликов. Содержание TiO_2 в этом флогопите варьируется в разных дайках от 0.7 до 6.0 мас. %, магнезиальность $\text{Mg\#}$ – от 0.70 до 0.90. Кристаллизация флогопита происходила в условиях верхней коры в диапазоне от 840 до 680 °C. Слюда третьего типа представлена биотитом ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.65), образующим каймы вокруг флогопита и самостоятельные зерна в мелкопорфировых и, редко, в макрокристовых айликитах. Каймы кристаллизовались из остаточного обогащенного железом расплава при умеренно повышенной $f\text{O}_2$, температура образования биотита составляла 700–760 °C. Слюда четвертого типа присутствует в макрокристовых айликитах и представлена биотитом ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.67) с каймами флогопита. Предполагается, что этот биотит кристаллизовался в промежуточных магматических камерах в верхней коре из существенно карбонатных расплавов, отделившихся в процессе кристаллизационной дифференциации от протоайликовых магм, и был захвачен новыми порциями менее дифференцированных расплавов. Полученные данные указывают на предшествующее выплавлению протоайликовых расплавов метасоматическое преобразование литосферной мантии под южной окраиной Сибирского кратона и позволяют предполагать существование в верхней коре участков, выполненных частично закристаллизованным расплавом.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: флогопит; антекристаллы; ультрамафические лампрофиры; карбонатиты; зиминский комплекс; Урикско-Ийский грабен; Сибирский кратон

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при финансовой поддержке РФ (проект 23-17-00196). При выполнении работы задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075–15–2021–682. Изучение химического состава минералов выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА–А21–121011390002–2.

1. ВВЕДЕНИЕ

Айликисты представляют собой разновидность ультрамафических лампрофиров и являются продуктами кристаллизации богатых углекислотой и калием мантийных расплавов. Подобно кимберлитам, карбонатитам, ультрабазитам и базитам они являются источником информации о вещественном составе и геохимии литосферной мантии и происходящих в ней процессах. Изучение особенностей химического состава породообразующих минералов мантийных пород, наряду с геохимическими и изотопно-геохимическими исследованиями, позволяет получить сведения об условиях генерации расплавов, составе мантийного источника и изменениях, происходящих на пути движения расплавов к земной поверхности.

Айликисты характеризуются присутствием вкрапленников оливина и флогопита в основной массе, состоящей из кальцита, флогопита, оксишпинели, бо-

гатого Ti граната, перовскита и других минералов [Tappe et al., 2005]. Некоторые айликисты содержат алмаз [Digonnet et al., 2000; Tappe et al., 2008]. Эти породы распространены в регионах проявления литосферного растяжения, обычно образуются на ранних стадиях внутриконтинентального рифтогенеза и ассоциируются с карбонатитами. Они обнаружены на п-ове Лабрадор и в Гренландии [Tappe et al., 2004, 2006; Upton et al., 2006], Скандинавском п-ове [Zozulya et al., 2020], Кольском п-ове [Nosova et al., 2021], в Восточной Сибири [Kargin et al., 2016, 2017; Ashchepkov et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022; Prokopyev et al., 2020], Индии [Srivastava, 2013; Chalapathi Rao et al., 2020], Южной Африке [Ogungbuyi et al., 2022], Австралии [Sudholz et al., 2023].

На юго-западной окраине Сибирского кратона айликисты выявлены в Урикско-Ийском грабене [Ashchepkov et al., 2020] (рис. 1, а). Их образование связано с

неопротерозойским этапом континентального растяжения [Yarmolyuk et al., 2005, 2006], проявившегося после длительного периода стабильного геодинамического режима [Gladkochub et al., 2014]. В интервале 620–650 млн лет назад на территории грабена произошло формирование многофазных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, даек ультраосновных лампрофиров и трубок взрыва.

Изучение минерального состава айлицитов из Ярминской зоны в Урикско-Ийском грабене позволило выявить в них несколько типов зерен слюды, различающихся по морфологии, химическому составу, зональности и условиям кристаллизации. На основании данных о химическом составе слюды и его эволюции авторы рассматривают условия образования ультра-

мафических лампрофиров на юго-западной окраине Сибирского кратона.

2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Был изучен минеральный состав айлицитов из коренных обнажений в бассейне рек Ярма и Черная Зима (шесть даек), крупных обломков айлицитов в верховье р. Белая Зима (трубка Южная) и из керна буровых скважин, пройденных при геологоразведочных работах в Ярминской зоне (четыре образца) (рис. 1, б). Изучение химического состава минералов выполнено на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО

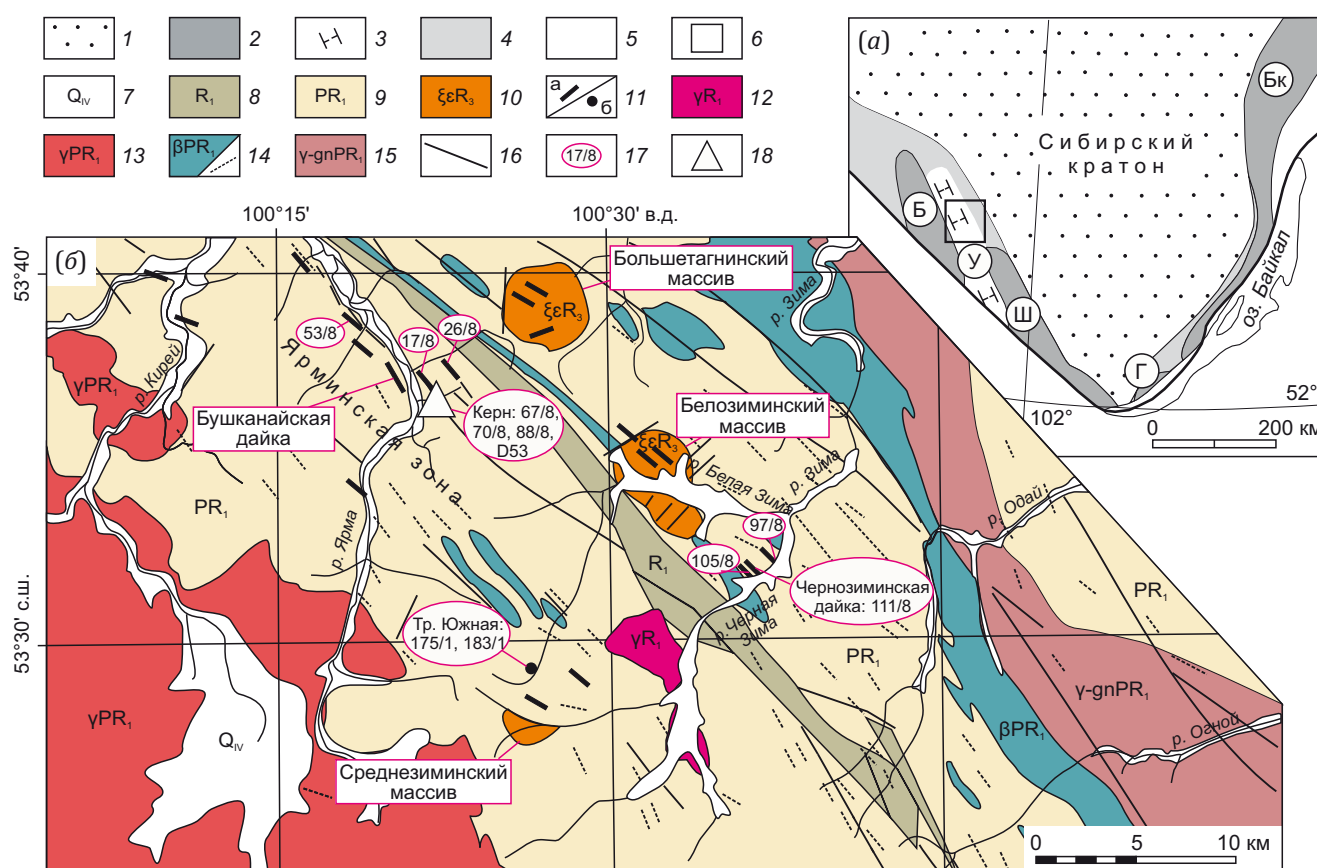


Рис. 1. Схемы расположения (а) и геологического строения участка работ (б).

(а): 1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – раннедокембрийские выступы фундамента (Бк – Байкальский, Б – Бирюсинский, Г – Голоустненский, Ш – Шарыжалгайский); 3 – палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 4 – отложения неопротерозойской окраины кратона; 5 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 6 – расположение участка работ; (б): 7 – кайнозойские отложения; 8 – терригенные отложения R_1 ; 9 – вулканогенно-осадочные отложения PR_1 (ингашинская свита); 10–11 – зиминский комплекс R_3 ; 10 – ультраосновные – щелочные породы и карбонатиты, 11 – дайки, жилы (а) и трубки (б) ультраосновного состава (вне масштаба); 12 – гранитоиды чернозиминского комплекса R_1 ; 13 – граниты саянского комплекса PR_1 ; 14 – габбро-диабазы PR_1 ; 15 – гнейсограниты PR_1 ; 16 – разломы; 17 – номера проб; 18 – местонахождение керна скважин.

Fig 1. Location (а) and geological structure of surveyed site (б).

(а): 1 – Phanerozoic sedimentary cover; 2 – Early Precambrian projections of the basement (Bk – Baikal, B – Biryusa, G – Goloustenje, Sh – Sharyzhalgay); 3 – Paleoproterozoic Urik-Iya graben (U); 4 – sediments of the Neoproterozoic craton margin; 5 – Central Asian fold belt; 6 – location of work site; (б): 7 – Cenozoic deposits; 8 – terrigenous deposits R_1 ; 9 – volcanogenic-sedimentary deposits PR_1 (Ingashy formation); 10–11 – Zima complex R_3 ; 10 – ultrabasic-alkaline rocks and carbonatites, 11 – dikes, veins (a) and pipes (b) of ultrabasic composition (out of scale); 12 – granitoids of the Chernozima complex R_1 ; 13 – granites of the Sayan complex PR_1 ; 14 – gabbro-diorite PR_1 ; 15 – PR_1 gneiss granites; 16 – faults; 17 – sample numbers; 18 – location of well cores.

РАН (г. Улан-Удэ). Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток электронного пучка – 1.5 нА, время набора спектров – 20–40 с. В качестве образцов сравнения для большинства элементов были использованы простые химические соединения и металлы: SiO_2 (Si, O), Al_2O_3 (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), BaF_2 (Ba, F), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P), Ti, Nb, Zr, Fe, Mn, Zn и др. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Co.

В основу статьи положены около 300 анализов слюды из айлицитов Ярминской зоны и трубки взрыва Южной. Для выяснения источника обломков зерен биотита в айликитах привлечены собственные анализы слюды из пород Белозиминского и Среднезиминского щелочных массивов и раннедокембрийских пород фундамента кратона из литературных источников [Petrova, Levitskiy, 1984; Sizykh, 1987]. В статью не включены данные о химическом составе слюды из пикритов Бушканайской дайки в Ярминской зоне, опубликованные ранее [Minaeva, Egorov, 2008; Savel'eva et al., 2020], но поля состава этой слюды показаны для сравнения на используемых диаграммах.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Урикско-Ийский грабен представляет собой структуру северо-западного простирания протяженностью до 200 и шириной до 30 км между Бирюсинским и Шарыжалгайским выступами Сибирского кратона (рис. 1, а). Согласно работе [Gladkochub et al., 2014] грабен является длительно развивавшимся палеоавлакогеном, седиментогенез в котором соответствовал рубежам 1.91–1.87, 1.75–1.70 и 1.65–1.60 млрд лет. Мощность осадочно-вулканогенных образований достигает 15 км, толщи дислоцированы, метаморфизм отвечает зеленосланцевой, реже – эпидот-амфиболитовой фации. Магматические образования (рис. 1, б) представлены дайками раннедокембрийских базитов (1.91 млрд лет), гранитоидами саянского комплекса, развитыми в теле кратона и на границе Бирюсинского выступа с Урикско-Ийским грабеном (1.87–1.83 млрд лет), гранитоидами чернотиминского комплекса (1.54 млрд лет) [Gladkochub et al., 2014], телами лампроитов спорного возраста [Kostrovitsky et al., 2022] (за пределами рис. 1), неопротерозойскими щелочно-ультраосновными с карбонатитами интрузиями зиминского комплекса.

Щелочные интрузии представлены многофазными массивами – Белозиминским, Среднезиминским и Большетагнинским, состав которых варьируется от пироксенитов и мельтейгитов до щелочных и субщелочных сиенитов и карбонатитов. С массивами связаны крупные запасы Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn, флюорита и микроклина [Frolov, Belov, 1999]. Возраст интрузий, определенный U-Pb методом по циркону и гранату, составляет от 624 ± 5 до 646 ± 6 млн лет [Yarmolyuk et al., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Stifeeva et al., 2023].

Ярминская зона выделяется к западу от Белозиминского и Большетагнинского массивов (рис. 1, б) [Frolov, Belov, 1999]. Она приурочена к разломам северо-западного простирания и характеризуется локализацией в сланцах и песчаниках ингашинской свиты PR_1 жильных и брекчиевых тел с Th-REE минерализацией, которые образуют прерывистую систему жильных зон мощностью от первых метров до десятков метров. Предполагается [Frolov, Belov, 1999], что минерализованные жильные зоны образованы над нескрытой эрозией апофизой щелочного массива и представляют собой верхние уровни единой рудно-магматической системы.

Дайки айлицитов прорывают породы ультраосновных щелочных массивов, а также широко развиты в Ярминской зоне (рис. 1, б). Взаимоотношения айлицитов с кальцитовыми карбонатитами в пределах массивов указывают на более раннее формирование лампрофиров или интракарбонатитовое время их внедрения [Frolov, Belov, 1999; Savel'eva et al., 2020; Zhmodik et al., 2022; Ashchepkov et al., 2020]. В Ярминской зоне дайки айлицитов имеют преимущественно северо-западное простирание, мощность от сантиметров до первых метров, крутопадающее залегание, резкие контакты с зонами закалки с песчаниками и сланцами. Возраст айлицитов, определенный ^{40}Ar – ^{39}Ar методом по флогопиту, варьируется от 621 ± 6 до 646 ± 9 млн лет [Ashchepkov et al., 2020; Savelyeva et al., 2022b]. Краткие сведения о химическом составе айлицитов Ярминской зоны приведены в работах [Danilova et al., 2022; Savelieva et al., 2022a].

Трубка Южная находится в верховье р. Белая Зима. Она имеет форму овала длиной 350 м [Odintsov et al., 1962]. Трубка выполнена эксплозивной брекчией, состоящей из обломков сланцев, песчаников, кристаллокластических туфов, сцементированных тем же, но более тонкозернистым, рибекитизированным и доломитизированным материалом. Глыбы лампрофира величиной до 0.7 м при толщине 0.2–0.3 м встречаются среди выходов брекчии.

4. ПЕТРОГРАФИЯ АЙЛИКитОВ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛАВНЫХ МИНЕРАЛОВ

Подавляющее большинство даек айлицитов в Ярминской зоне сложены мелкопорфировыми породами с вкрапленниками идиоморфных зерен оливина величиной 2–7 мм, реже флогопита (табл. 1; рис. 2, а, б). Неизменный оливин встречается редко, обычно он замещен серпентином или тальком и доломитом. Основная масса мелкопорфировых пород сложена кальцитом (10–40 об. %), флогопитом (10–35 об. %), серпентином, хромшпинелидом, титаномагнетитом, апатитом, перовскитом и др. и нередко имеет флюидальную текстуру (рис. 2, б). Диопсид присутствует в основной массе большинства жил, но его количество варьируется от редких зерен-микролитов до 15–20 об. %. В шлифах наблюдается неравномерное распределение оливина: некоторые участки богаты оливином, тогда как другие участки сложены преимущественно кальцитом.

Таблица 1. Минеральный состав айлицитов Ярминской зоны**Table 1.** Mineral composition of allikite of the Yarma zone

№ пробы	Мелкопорфировые айлициты	
	Фенокристы	Основная масса
97/8	Ol 20–25 об. %	Cal, Phl, Di (1–2 об. %), Ol*, K-BaFs, Chl, Dol, Chr, Uvs, Prv, Ilm, Ap, Rt
17/8	Ol* 25–30 об. %	Cal, Dol, Phl, Di (2–3 об. %), Srp, KFs, Ap, Uvs, Mag, Rt, Mnz, Brt, Py, Ccp
26/8	Ol* 10–15 об. %	Cal, Phl, Ol, Di (1–2 об. %), Dol, Chl, Ap, Chr, Uvs, Rt
53/8	Ol* 7–10 об. %, Phl 2–3 об. %	Cal, Dol, Phl, Chl, Mrbk, Ap, Chr, Uvs, Mag, Rt, Ab, Zrn, Brt, Py, Seg, Syt
67/8	Ol 25–30 об. %	Cal, Phl, Di (1–2 об. %), Adr (<1 об. %), Dol, Tlc, Chr, Uvs, Mag, Prv, Ilm, Ap, Brt, Py, Seg
70/8	Ol 25–30 об. %, Phl 1–2 об. %	Cal, Phl, Di (≤3 об. %), Ol (Srp), Dol, Tlc, Ap, Chr, Uvs, Mag, Prv, Rt
88/8	Phl 15–17 об. %, Ol* ед.з.	Di (15–20 об. %), Phl, Cal, Dol, Chl, Kfs, Ab, Uvs, Rt, Ilm, Ap, Kas, Py, Ccp
105/8	Ol* 10–15 %	Phl, Cal, Dol, Di, Tlc, Chl, Srp, Chr, Uvs, Ap, Mnz, Zrn, Py
D53	Ol 25–30 об. %	Cal, Phl, Chr, Di (1–2 об. %), Adr (<1 об. %), Chl, Chr, Uvs, Mag, Prv, Ilm, Rt, Ap, Ttn, Brt, Py, Ccp, Pn
№ пробы	Макрокристовые айлициты	
	Макро- и мегакристы	Основная масса
175/8, 183/8 (тр. Южная)	Ol*+Cpx+Phl – 25–30 об. %, Mhst <1 об. %	Cal, Phl, Di, Ol (Srp), Bt, Chl, Dol, Adr, Ap, Prv, Mchr, Uvs, Ilm, Bdy, Caz, Ttn, Py, Ccp, Pn
111/8 (Чернозими́нская дайка)	Phl+Cpx – 15–20 об. %, Ol* <1 об. %, Krs ед.з.	Dol, Phl, Di, Aeg, Bt, Ab, K-BaFs, Chl, Ap, Uvs, Ilm, Rt, Brt, Bsn, Mnz, Py, Ccp, Sp

Примечание. Символы минералов [Warr, 2021]: Ab – альбит, Adr – андрадит, Aeg – эгирин, Ap – апатит, Bdy – бадделейт, Brt – барит, Bsn – бастнезит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Caz – кальцитит, Ccp – халькопирит, Chl – хлорит, Chr – хромит, Di – диопсид, Dol – доломит, Ilm – ильменит, Kas – кассит, KFs – калиевый полевой шпат, K-BaFs – K-Ba полевой шпат, Krs – керсутит, Mchr – магнезиохромит, Mhst – магнезиогастингсит, Mnz – монацит, Mrbk – магнезиорибекит, Ol – оливин, Phl – флогопит, Pn – пентландит, Prv – перовскит, Py – пирит, Rt – рутил, Seg – зигенит, Sp – сфалерит, Srp – серпентин, Syt – смизит, Ttn – титанит, Uvs – ульвошпинель, Zrn – циркон. * – оливин полностью замещен серпентином, тальком, доломитом. Ед. з. – единичные зерна.

Note. Symbols for minerals [Warr, 2021]: Ab – albite, Adr – andradite, Aeg – aegirine, Ap – apatite, Bdy – baddeleite, Brt – barite, Bsn – bastnesite, Bt – biotite, Cal – calcite, Caz – calcitrite, Ccp – chalcopryrite, Chl – chlorite, Chr – chromite, Di – diopside, Dol – dolomite, Ilm – ilmenite, Kas – cassite, KFs – potassic feldspar, K-BaFs – K-Ba feldspar, Krs – kersutite, Mchr – magnesiochromite, Mhst – magnesiogastingsite, Mnz – monacite, Mrbk – magnesioriebeckite, Ol – olivine, Phl – phlogopite, Pn – pentlandite, Prv – perovskite, Py – pyrite, Rt – rutile, Seg – zigenite, Sp – sphalerite, Srp – serpentine, Syt – smizite, Ttn – titanite, Uvs – ulvospinel, Zrn – zircon. * – olivine is totally replaced by serpentine, talk, dolomite. Ед. з. – single grains.

и флогопитом и содержат оливин в подчиненном количестве (рис. 2, в). В соответствии с классификацией ультрамафических лампрофиров [Tappe et al., 2005], породы имеют промежуточный состав между айликитами и мела-айликитами, т.е. лампрофитами, не содержащими и содержащими клинопироксен соответственно.

Две из изученных даек айлицитов (трубки Южной и Чернозими́нская) имеют иной, резко неравномерно-зернистый, облик. Айликит трубки Южной (табл. 1; рис. 2, г, д) содержит макро- и мегакристаллы (1–3 см) оливина (10–15 об. %), флогопита (15–17 об. %), клинопироксена (2–3 об. %), амфибола (≤1 об. %) (рис. 2, г, д), обломки шпинелевого клинопироксенита.

Основная масса сложена кальцитом, флогопитом, хромшпинелидом, титаномагнетитом, перовскитом, клинопироксеном, Ti-содержащим андрадитом, апатитом и др. Зерна оливина ксеноморфные и полностью замещены серпентином; зерна клинопироксена и амфибола деформированы, корродированы по краям. Вкрапленники флогопита также сильно деформированы: изогнуты, изломаны, расщеплены и обрастают флогопитом поздней генерации с вростками титаномагнетита, апатита, перовскита (рис. 2, д). В

основной массе встречаются мелкие зональные зерна слюды с темными ядрами и более светлыми каймами (рис. 2, е).

Айликит Чернозими́нской дайки содержит в разной степени деформированные макро- и мегакристаллы флогопита (10–15 об. %), заключенные в тонко-мелкозернистую основную массу (табл. 1; рис. 2, ж, з). Присутствуют также редкие деформированные макрокристаллы измененного оливина, клинопироксена и амфибола. Основная масса породы интенсивно замещена железистым доломитом, в котором сохраняются зерна слюды, титаномагнетита, рутила, апатита и др. Макрокристаллы флогопита по краям корродированы доломитом (рис. 2, з) с образованием мелких зерен калиевого полевого шпата. Как и в айликите трубки Южной, присутствуют зональные зерна слюды с темными ядрами и светлыми каймами (рис. 2, и) величиной до 0.5 мм.

Неизмененные или частично замещенные зерна оливина встречаются лишь в редких образцах мелкопорфировых айлицитов. На долю форстеритового минала приходится 80–88 мол. %, количество CaO составляет 0.20–0.54, NiO – 0.37–0.47, MnO – до 0.50 мас. %.

В большинстве зерен проявлена зональность со снижением магнезиальности $Mg\#^1$ от центра к краю зерен (от 0.86–0.88 до 0.81–0.85), но в некоторых зернах отмечена обратная зональность: $Mg\#$ возрастает от 0.80–0.83 в центральной части до 0.85 в краевой части зерен.

Клинопироксен из мелкопорфировых айлицитов и Чернозиминской дайки варьируется по составу от диопсида до титанистого авгита, отдельные зерна имеют кайму эгирина. В айликите трубки Южной макрокристаллы клинопироксена представлены Cr-диопсидом ($Cr_2O_3=0.6–1.1$ мас. %) и диопсидом с каймами титанистого авгита. Присутствуют зерна с обратной зональностью.

Амфибол в мелкопорфировых айликитах представлен вторичным актинолитом и магнезиорибекитом. В

макрокристовых айликатах присутствуют зерна керсутита и магнезиогастингсита.

Шпинелиды в мелкопорфировых айликатах представлены хромитом ($Cr/(Cr+Al)=0.51–0.76$) с реликтами магнезиохромита; хромит замещается титаномагнетитом ($TiO_2=10.1–13.6$ мас. %), а последний – магнетитом. В лампрофоре трубки Южной шпинелиды представлены зернами магнезиохромита ($Cr/(Cr+Al)=0.58–0.68$), которые по краям замещаются хромитом и окружены каймой титаномагнетита. В Чернозиминской дайке шпинелиды представлены титаномагнетитом и более редким магнетитом.

Ильменит в основном содержит менее 0.8 мас. % MgO , но в отдельных зернах количество MgO составляет 5.0–7.4 мас. %. Содержание MnO варьируется от 1.5 до 12.5 мас. %.

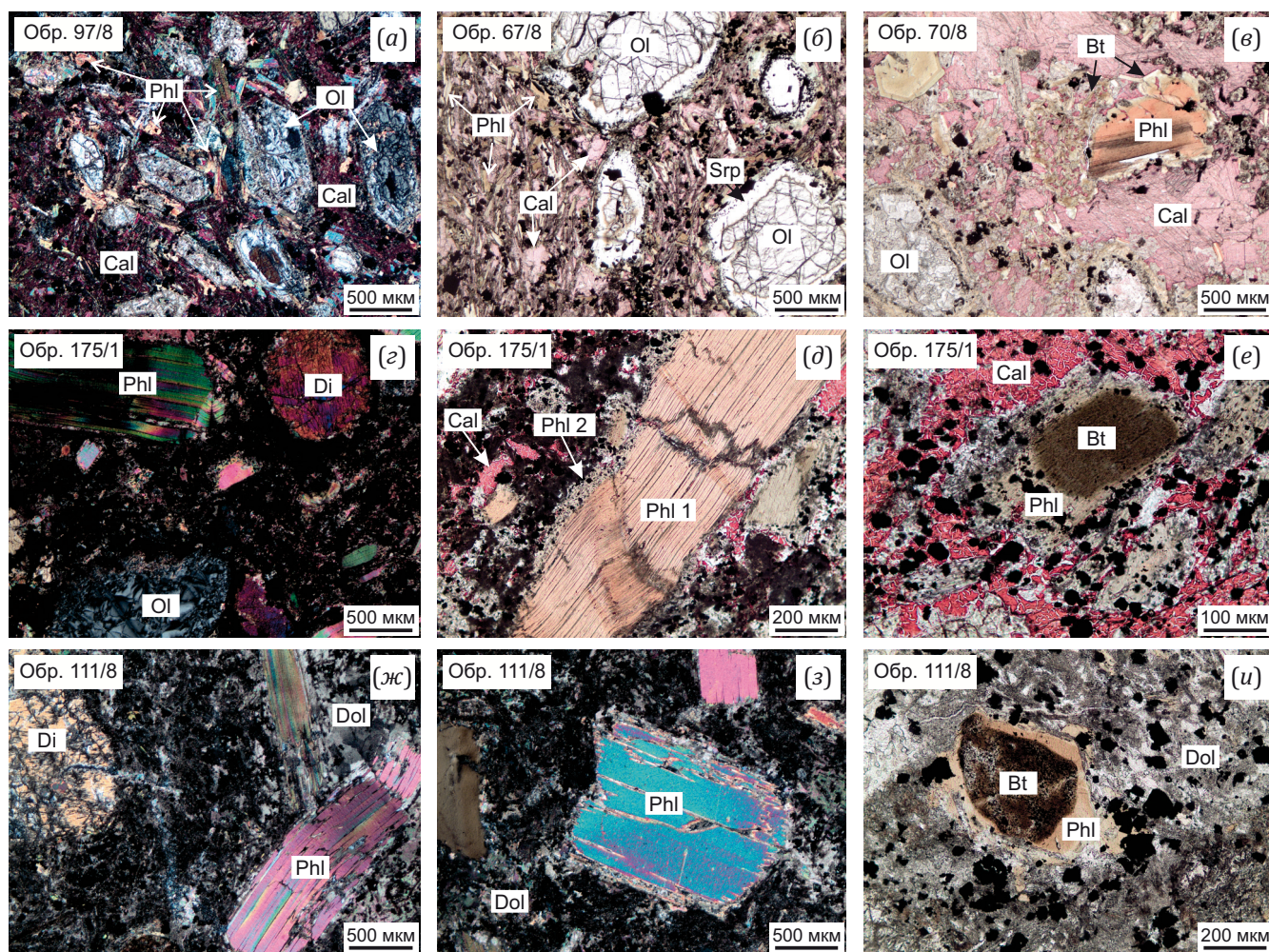


Рис. 2. Взаимоотношения минералов в айликатах (фотографии шлифов).

(a–e) – мелкопорфировые айликиты; (z–u) – макрокристовые айликиты трубки Южной (z–e) и Чернозиминской дайки (жс–u). Пояснения в тексте. Символы минералов см. в примечании к табл. 1. С целью диагностики кальцит был окрашен слабокислым раствором ализарина красного.

Fig. 2. Relationships of minerals in aillikites (thin section photos).

(a–e) – fine porphyritic aillikites; (z–u) – macrocryst aillikites of Yuzhnaya pipe (z–e) and Chernozima dike (жс–u). See explanations in the text, mineral symbols in note to Table 1. For diagnostic purposes, calcite was stained with weakly acidic solution of red alizarin.

¹ $Mg\# = Mg/(Mg+Fe_{tot})$, атомные количества.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав слюды. В мелкопорфировых айликитах часть зерен слюды незональна, тогда как в других зернах в шлифах и под электронным микроскопом наблюдаются тонкие (10–50 мкм) каймы (рис. 2, в; рис. 3, а, б).

Центральная часть зональных и большинство незональных зерен представлены флогопитом, состав которого варьируется в разных жилах: магнезиальность $Mg\#$ составляет от 0.70 до 0.86, количество TiO_2 – от 2.2 до 5.7, Al_2O_3 – от 12.6 до 17.5, $FeO_{общ}$ – от 6.5 до 13.8, MgO – от 17.1 до 22.4 мас. % (рис. 4; Suppl. 1 на странице статьи онлайн). Количество MnO , Na_2O и BaO от ниже предела обнаружения до 0.6, 0.6 и 2.8 мас. % соответственно, количество F ниже предела обнаружения.

Каймы в зональных зернах и часть незональных зерен представлены биотитом (рис. 4). В каймах по сравнению с центром зерен ниже содержание Al_2O_3 (7.5–14.5 мас. %), MgO (10.1–18.0 мас. %), выше $FeO_{общ}$ (14.0–24.9 мас. %) и варьирующееся содержание TiO_2 (1.4–5.7 мас. %). В некоторых незональных зернах количество $FeO_{общ}$ достигает 26.1–30.0 мас. %, а Al_2O_3 снижается до 7.5–8.3 мас. % (рис. 4; Suppl. 1).

В макрокристовом айликите трубки Южной выделены три разновидности зерен слюды: а) богатый Ti и Cr флогопит; б) умеренно титанистый безхромистый флогопит; в) биотит (рис. 5; Suppl. 1). Богатый Ti и Cr флогопит представлен деформированными макро-

кристаллами (см. рис. 2, г, д), реже – зернами основной массы. Количество Cr_2O_3 составляет 0.3–2.0, TiO_2 – 2.5–4.5, Al_2O_3 – 13.7–16.7, $FeO_{общ}$ – 4.7–5.8, MgO – 21.2–23.3, Na_2O – 0.4–0.8 мас. %. BaO присутствует в редких анализах в количестве 0.8–1.2 мас. %, F не обнаружен, $Mg\#$ – 0.87–0.89 (рис. 5; Suppl. 1).

Безхромистый флогопит образует зерна в основной массе и каймы вокруг зерен богатого Cr флогопита (см. рис. 2, д: Phl 1 – богатый Ti и Cr флогопит, Phl 2 – безхромистый флогопит). Количество TiO_2 в безхромистом флогопите составляет 0.7–2.4, Al_2O_3 – 13.6–17.7, $FeO_{общ}$ – 5.3–7.0, MgO – 22.0–26.3, Na_2O – 0.4–1.4 мас. %. BaO присутствует в количестве до 0.9 мас. %, F не обнаружен, $Mg\#$ – 0.85–0.90.

Биотит встречается в виде деформированных зерен, окруженных каймами флогопита, часто сильно хлоритизированного (см. рис. 2, е; см. рис. 3, в). Количество – TiO_2 в биотите – 2.8–4.2, Al_2O_3 – 13.4–14.4, $FeO_{общ}$ – 14.5–18.8, MgO – 13.6–17.4, Na_2O – 0.4–0.7 мас. %, $Mg\#$ – 0.56–0.67. Флогопит кайм по химическому составу аналогичен флогопиту основной массы (рис. 5; Suppl. 1).

В макрокристовом айликите Чернозиминской дайки выделены следующие разновидности слюды: а) флогопит макрокристаллов; б) флогопит основной массы; в) биотит (рис. 6; Suppl. 1).

Макрокристаллы (см. рис. 2, ж, з) характеризуются узким диапазоном химического состава и слабо выраженной зональностью. Количество TiO_2 в центральной

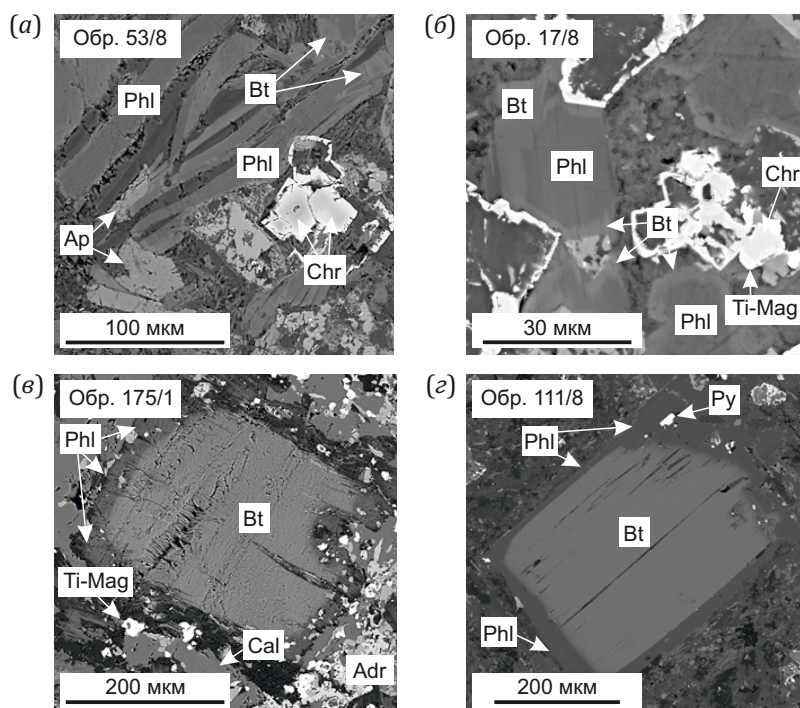


Рис. 3. Зональные зерна слюды в айликитах (изображения в обратнорассеянных электронах).

(а–б) – каймы биотита вокруг зерен флогопита в мелкопорфировых айликитах; (в–д) – каймы флогопита вокруг зерен биотита в макрокристовых айликитах. Символы минералов см. в примечании к табл. 1.

Fig. 3. Zoned mica grains in aillikites (backscatter electron images).

(а–б) – biotite rims around phlogopite grains in fine porphyry aillikites; (в–д) – phlogopite rims around biotite grains in macrocryst aillikites. Mineral symbols see in note to Table 1.

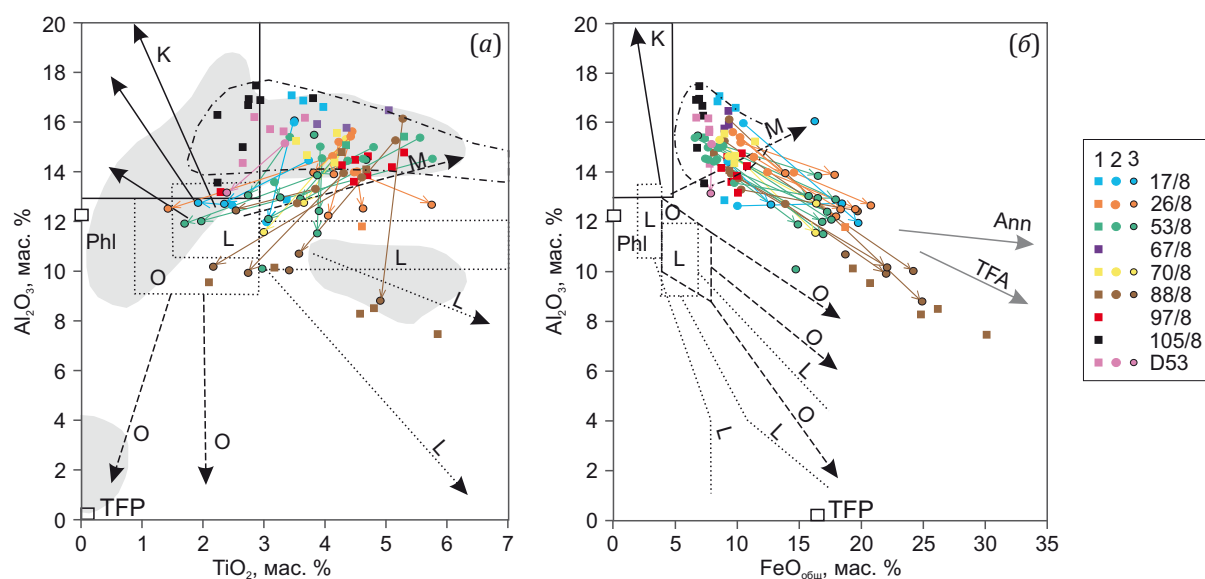


Рис. 4. Состав слюды из мелкопорфировых айлицитов на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (а) и $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ (б), мас. %.

Слюда из разных даек: 1 – незональные зерна, 2 – центральная часть зональных зерен, 3 – краевая часть зональных зерен; стрелки показывают изменение состава в зональных зернах. Штрихпунктирной линией показано поле состава слюды из пикритов Бушканайской дайки Ярминской зоны [Savel'eva et al., 2020]. Здесь и на рис. 5 и 6 поля составов слюды и тренды приведены по [Mitchell, 1995]: К – кимберлиты, L – лампроиты, М – минетты, О – оранжеиты. Серым цветом на фрагменте (а) показаны поля состава слюды из эталонных айлицитов п-ова Лабрадор [Tappe et al., 2006]. Конечные члены группы слюд здесь и на рис. 5, 6, 8: Ann – аннит, Phl – флогопит, TFA – тетраферрианнит, TFP – тетраферрифлогопит.

Fig. 4. Composition of mica from fine porphyry aillikites in $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (a) and $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{tot}}$ (b) diagrams, wt. %.

Composition points of mica from different dikes: 1 – unzoned grains, 2 – center of zonal grains, 3 – edge of zonal grains; the arrows show changing mica composition from center to edge. The dash-dotted line displays the composition field of mica from picrites of the Bushkanai dike of the Yarma zone [Savel'eva et al., 2020]. Here and in Fig. 5 and 6 fields of mica compositions and trends are given in accordance with [Mitchell, 1995]: K – kimberlite, L – lamproite, M – minette, O – orangeite. In fragment (a) gray color shows the composition fields of mica from reference aillikites of the Labrador Peninsula [Tappe et al., 2006]. The end members of the mica group are here and in Figs 5, 6, 8: Ann – annite, Phl – phlogopite, TFA – tetraferriannite, TFP – tetraferriphlogopite.

части зерен составляет 4.8–5.7, Al_2O_3 – 14.4–15.5, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 8.3–9.7, MgO – 17.0–20.3, Na_2O – 0.4–1.0 мас. %. В единичных анализах присутствует Cr_2O_3 в количестве 0.3–0.8 и BaO – 0.8–0.9 мас. %; Mg# – 0.79–0.81. В краевой части зерен снижается содержание TiO_2 , иногда Al_2O_3 (рис. 6). Флогопит основной массы имеет более варьирующийся состав: количество TiO_2 составляет 3.1–6.0, Al_2O_3 – 12.2–15.7, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 6.6–9.8, MgO – 17.1–22.6, BaO – 0.8–1.8, Na_2O – 0.4–0.7 мас. %, Mg# – 0.78–0.86. В редких анализах присутствует F в количестве 1.3–2.1 мас. %.

Вокруг некоторых зерен флогопита основной массы наблюдаются тонкие каймы биотита. Кроме того, биотит образует ядра в зональных зернах (см. рис. 2, и; см. рис. 3, г). Количество TiO_2 в ядрах зональных зерен составляет 3.3–5.2, Al_2O_3 – 12.1–14.7, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 14.6–25.6, MgO – 8.9–14.7, Na_2O – до 0.6 мас. %, Mg# – 0.40–0.64. Слюда из кайм вокруг биотита по составу отвечает флогопиту основной массы (рис. 6).

Температура кристаллизации слюды. Для оценки температуры кристаллизации слюды в айликитах авторами использовался геотермометр [Henry et al., 2005], имеющий вид $T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3]/b\}^{0.333}$, где T – температура, °C, Ti – число атомов на формульную единицу, нормированное на 22 атома O, XMg = Mg/(Mg+Fe),

$a = -2.3594$, $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ и $c = -1.7283$. Точность геотермометра при высоких температурах составляет ± 12 °C [Henry et al., 2005]. Этот термометр первоначально разрабатывался для ильменит-рутилсодержащих графитовых метapelитов, но показана возможность его применения и для других пород, содержащих, наряду с флогопитом, насыщенные титаном фазы [Namur et al., 2009]. Присутствие в айликитах перовскита, ильменита и титаномagnetита (табл. 1) дает основание для использования данного геотермометра для оценки температуры кристаллизации слюды из основной массы. Согласно расчетам, в мелкопорфировых айликитах флогопит кристаллизовался в температурном интервале 840–750 °C (Suppl. 1). Кристаллизация флогопита основной массы в Чернозиминской дайке происходила примерно при этой же температуре – 850–760 °C, тогда как в основной массе трубки Южной при более низкой температуре – 770–680 °C (Suppl. 1). В целом эти оценки согласуются с температурой кристаллизации основной массы айлицитов залива Айлик, полученной по паре ильменит-магнетит – от 868 до 641 °C [Tappe et al., 2006]. Биотит из кайм в мелкопорфировых айликитах и из ядер зональных зерен в макрокристовых айликитах кристаллизовался в основном при 760–700 °C.

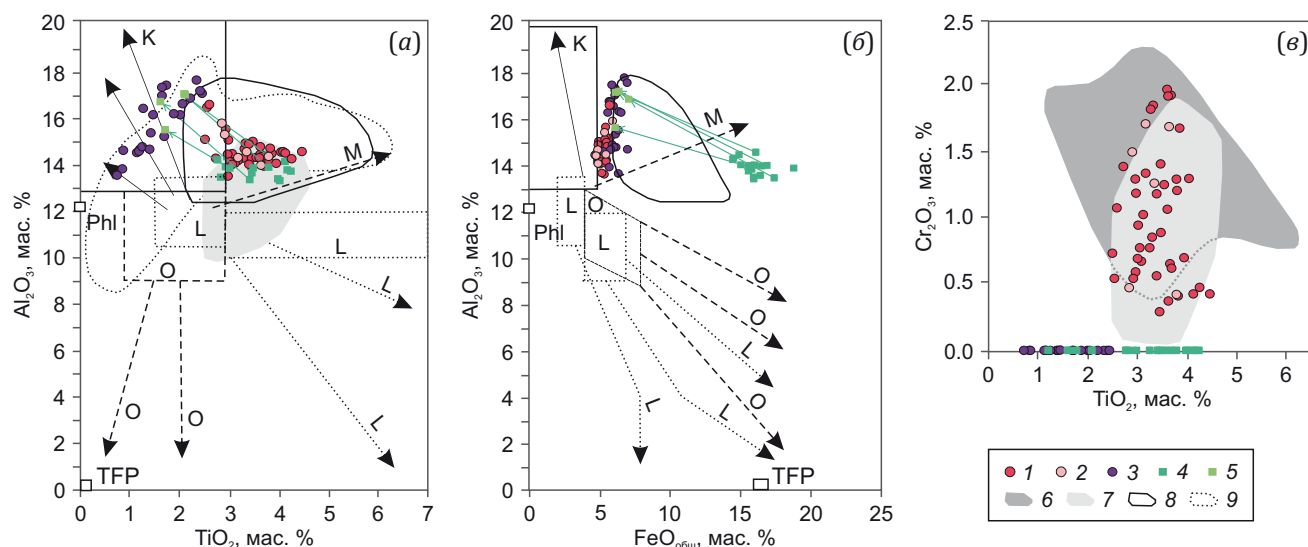


Рис. 5. Состав слюды из айликита трубки Южной на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ (б) и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (в), мас. %. 1–2 – богатый Ti-Cr флогопит макрокристаллов (1) и основной массы (2); 3 – безхромистый флогопит основной массы; 4 – биотит из ядер зональных зерен; 5 – каймы флогопита вокруг ядер биотита (зеленые стрелки показывают изменение состава слюды); 6–9 – поля составов: 6 – Ti-Cr флогопита из мантийных метасоматитов Якутской алмазоносной провинции [Solov'eva et al., 2012], 7 – Ti-Cr флогопита из мантийной полимиктовой брекчии и кайм вокруг зерен флогопита в перидотитах [Giuliani et al., 2016], 8 – флогопита из мелкопорфировых айликитов Ярминской зоны (см. рис. 4), 9 – слюды из айликитов п-ова Лабрадор [Tappe et al., 2006]. Прочие обозначения см. на рис. 3.

Fig. 5. Composition of mica from aillikite of the Yuzhnaya pipe in the diagrams $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (a), $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{tot}}$ (b) and $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (c), wt. %.

1–2 – Ti-Cr-rich phlogopite of macrocrysts (1) and groundmass (2); 3 – Cr-free phlogopite groundmass; 4 – biotite from cores of zoned grains; 5 – phlogopite rims around biotite cores (green arrows show changes in mica composition); 6–9 – composition fields: 6 – Ti-Cr phlogopite from mantle metasomatites of the Yakutia diamond-bearing province [Solov'eva et al., 2012], 7 – Ti-Cr phlogopite from mantle polymict breccia and rims around phlogopite grains in peridotites [Giuliani et al., 2016], 8 – phlogopite from fine porphyritic aillikites of the Yarma zone (see Fig. 4), 9 – micas from aillikites of the Labrador Peninsula [Tappe et al., 2006]. For other symbols, see Fig. 3.

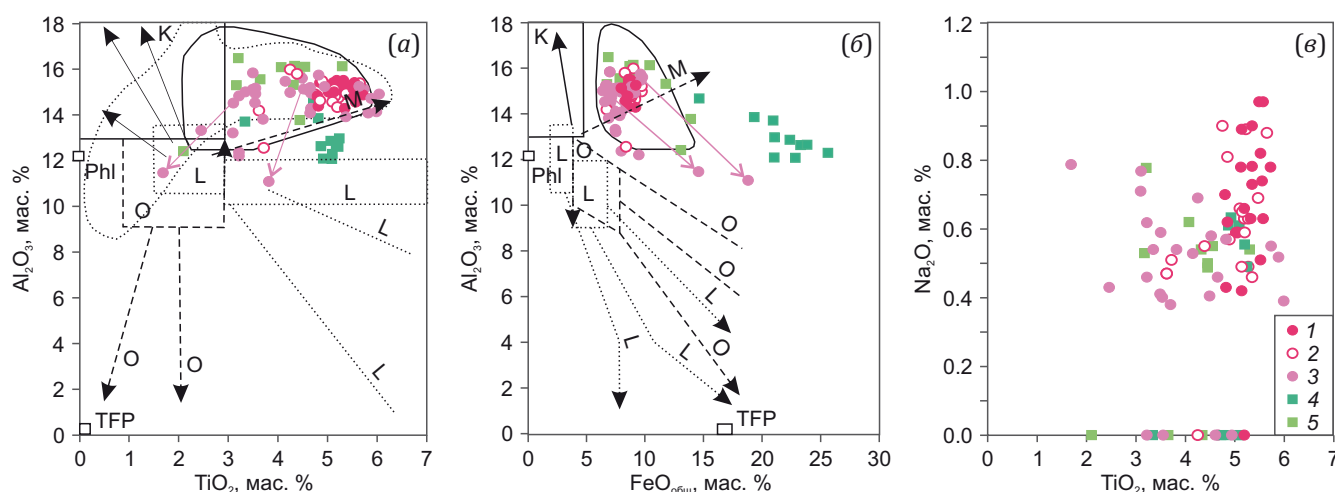


Рис. 6. Состав слюды из айликита Чернозиминской дайки на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ (б) и $\text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2$ (в), мас. %. 1–2 – макрокристаллы: 1 – центр, 2 – край; 3 – флогопит основной массы, стрелками показана направленность изменения состава в зональных зернах; 4–5 – зерна с обратной зональностью: 4 – ядра биотита, 5 – каймы вокруг биотита. Прочие обозначения см. на рис. 4 и 5.

Fig. 6. Composition of mica from aillikite of the Chernozima dike in $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (a), $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{tot}}$ (b) and $\text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2$ (c) diagrams, wt. %. 1–2 – macrocrystals: 1 – center, 2 – edge; 3 – phlogopite groundmass, arrows show the direction of composition changes in zoned grains; 4–5 – grains with reverse zoning: 4 – biotite cores, 5 – rims around biotite. Other symbols see in Figs 4 and 5.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генезис слюды в айликигах. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ точки состава флогопита из мелкопорфировых лампрофиров (см. рис. 4, а) находятся в поле состава флогопита из эталонных айлицитов [Tappe et al., 2006], что, наряду с петрографическим составом изученных пород, подтверждает их принадлежность к айликигам. При этом флогопит из разных даек различается по величине магнезиальности $\text{Mg\#}$ и содержанию титана (рис. 7). Наблюдаемые различия в величине $\text{Mg\#}$ флогопита, вероятнее всего, связаны с разной степенью обеднения айлицитовых расплавов магнием в результате фракционирования оливина. Удаление оливина из расплава могло происходить как в промежуточных магматических камерах, так и на пути движения расплавов. Содержание титана в слюдах из мантийных высококальциевых пород, согласно данным [Arima, Edgar, 1981], возрастает с увеличением температуры и $f\text{O}_2$ и, возможно, с уменьшением давления при постоянной $f\text{O}_2$. Сходство минерального состава мелкопорфировых айлицитов и их образование в одно и то же время в одной и той же геологической обстановке позволяют предполагать, что фугитивность кислорода и литостатическое давление при кристаллизации отдельных порций расплава существенно не отличались. Таким образом, основным фактором, влиявшим на содержание Ti во флогопите из айлицитов, вероятно, являлась температура. Как следует из уравнения геотермометра [Henry et al., 2005], при близкой магнезиальности слюды более титанистый флогопит кристаллизовался при более высокой температуре. Вариации содержания титана в центральных частях зерен флогопита

из некоторых даек (разница в 1.5–2.0 мас. %, образцы 53/8, 88/8, 105/8) указывают на то, что кристаллизация флогопита происходила на фоне снижения температуры.

Зональность, наблюдаемая в слюде из мелкопорфировых айлицитов, отвечает в основном тетраферрианнитовому тренду, выражающемуся в изоморфном замещении по схеме $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}\text{Al}^{3+}$ (см. рис. 4, б). Менее проявлен аннитовый тренд с замещением $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ (см. рис. 4, б). Оба эти тренда отражают накопление железа в остаточном расплаве в процессе кристаллизации оливина и диопсида и присущи мела-айликигам [Tappe et al., 2004]. В айликигах изменение состава слюды происходит по тетраферрифлогопитовому тренду с замещением по схеме $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ [Tappe et al., 2004; Digonnet et al., 2000; Doroshkevich et al., 2022; Nosova et al., 2020; и др.]. Таким образом, кристаллизация мелкопорфировых лампрофиров Ярминской зоны происходила в относительно более восстановительных условиях по сравнению с типичными айликигами [Tappe et al., 2004, 2006]. Некоторые зерна флогопита демонстрируют обеднение титаном и более магнезиальный состав краевых зон по сравнению с центральными частями зерен (рис. 7), что обусловлено, вероятно, кристаллизацией в основной массе одновременно с флогопитом титаномagnetита.

Флогопит из основной массы макрокристового лампрофира трубки Южной имеет более магнезиальный и низкотитанистый состав по сравнению с флогопитом из мелкопорфировых айлицитов. Тем не менее точки состава этого флогопита также лежат в поле состава флогопита из эталонных айлицитов (см. рис. 5).

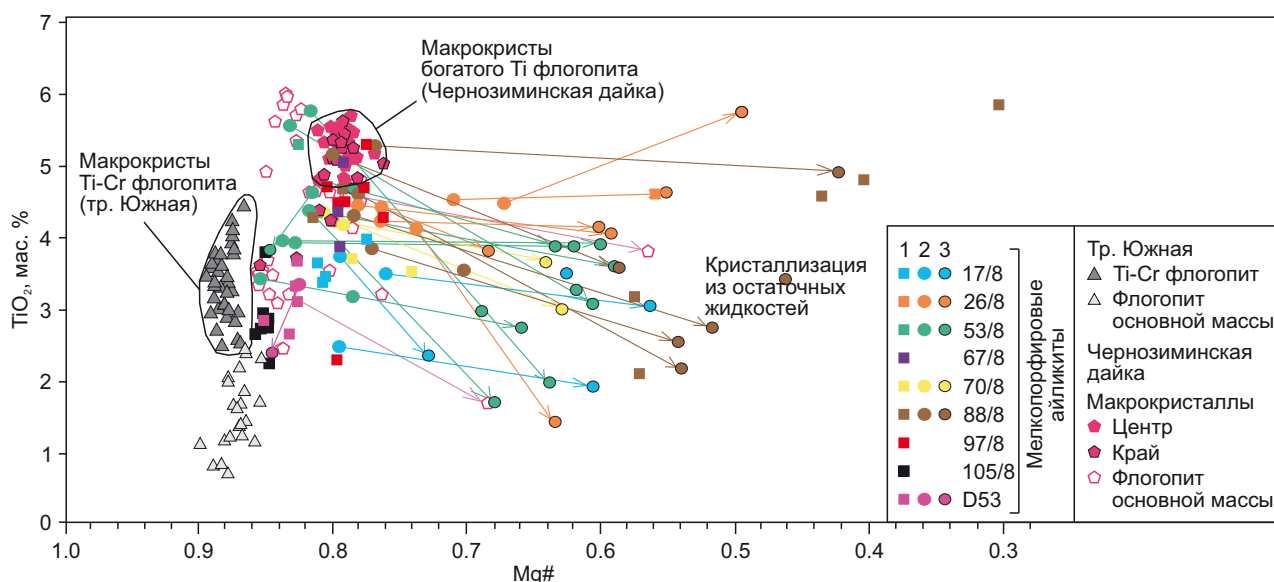


Рис. 7. Диаграмма TiO_2 (мас. %) – $\text{Mg\#}$ для слюды из айлицитов.

Слюда из мелкопорфировых айлицитов: 1 – незональные зерна; 2 – центральная часть зональных зерен; 3 – краевая часть зональных зерен; стрелки показывают изменение состава в зональных зернах.

Fig. 7. TiO_2 (wt. %) – $\text{Mg\#}$ diagram for mica from aillikites.

Mica from fine porphyry aillikites: 1 – unzoned grains; 2 – central part of zonal grains; 3 – marginal part of zonal grains; arrows show compositional changes in zoned grains.

Можно предполагать, что высокая магнезиальность флогопита из основной массы айликита трубки Южной обусловлена ассимиляцией богатым карбонатами расплавом материала литосферной мантии [Giuliani et al., 2020; Sokol, Kruk, 2021; и ссылки в этих работах], в пользу чего свидетельствует присутствие в породе большого количества ксеногенных оливина, клинопироксена, магнезиогастингсита.

Кристаллизация флогопита основной массы макрокристового айликита трубки Южной происходила в более низкотемпературных условиях по сравнению с мелкопорфировыми айликитами, а отсутствие кайм биотита вокруг зерен флогопита указывает на слабую роль фракционной дифференциации в образовании этой породы.

Точки состава богатого Ti и Cr флогопита из айликита трубки Южной на бинарных диаграммах для слюды располагаются обособленно от точек состава флогопита основной массы. Cr-содержащий флогопит основной массы по химическому составу не отличается от макрокристаллов (см. рис. 4) и представляет собой, вероятно, обломки макрокристаллов. По химическому составу богатый Ti и Cr флогопит близок к вторичному Ti-Cr флогопиту из мантийных метасоматитов и полимиктовой брекчии, что позволяет предполагать его захват из метасоматизированных пород литосферной мантии. Считается, что кристаллизация такого флогопита происходила в мантийных перидотитах под воздействием высокоплотных силикатно-карбонатных флюидов-расплавов [Solov'eva et al., 1997, 2012; Shchukina et al., 2015; Carswell, 1973; Giuliani et al., 2016; Kargin et al., 2019].

Айликит трубки Южной отличается от мелкопорфировых айликитов также присутствием в нем зерен биотита с каймами флогопита. Каймы флогопита указывают на то, что биотит был неравновесен с айликитовым расплавом, т.е. захвачен из иного источника. Подобный биотит неоднократно отмечался в кимберлитах, где его происхождение связывалось с захватом коровых ксенолитов [Birkett et al., 2004; Hall et al., 1986], интрузивных предшественников кимберлитов, возможно карбонатитов [Smith et al., 1978], либо метасоматизированных мантийных ксенолитов [Downes et al., 2006].

Флогопит из основной массы макрокристового айликита Чернозими́нской дайки характеризуется широкими вариациями содержания титана и величины $Mg\#$ (см. рис. 6; рис. 7). Доминирующей направленностью изменения состава флогопита является небольшое увеличение магнезиальности при снижении содержания Ti (рис. 7), обусловленное кристаллизацией титаномagnetита, который полностью замещает хромит в Чернозими́нской дайке. Реже в зернах отмечается зональность, отвечающая тетраферрианнитовому тренду (рис. 7).

Флогопит макрокристаллов из айликита Чернозими́нской дайки имеет более низкую магнезиальность и повышенное содержание Na_2O по сравнению с флогопитом основной массы (см. рис. 6, в; рис. 7),

что не позволяет рассматривать его как раннюю фазу, кристаллизующуюся из айликитового расплава. Признаки деформации и коррозии макрокристаллов (см. рис. 2, ж, з) наряду с особенностями химического состава этого флогопита, позволяют предполагать, что, как и Cr-Ti флогопит айликита трубки Южной, он был захвачен из пород литосферной мантии. Высокотитанистый ($TiO_2 > 4$ мас. %) низкохромистый умеренно магнезиальный флогопит обнаружен во включениях в алмазах эклогитового парагенезиса [Sobolev et al., 2010], в серпентинизированных ультраосновных ксенолитах в кимберлитах Австралии [Downes et al., 2006], в виде макрокристаллов в кимберлите трубки Юбилейной [Babushkina, 2019]. Предполагается [Kargin et al., 2019], что образование высокотитанистого обедненного хромом флогопита в мантийных породах обусловлено более ранней кристаллизацией хромшпинелида.

Айликит Чернозими́нской дайки, как и айликит трубки Южной, содержит в основной массе зерна биотита, окаймленные флогопитом (см. рис. 2, и; рис. 3, г). Возможным источником биотита могли быть метаморфические и магматические породы, слагающие основание Урикско-Ийского грабена. Хотя авторы и наблюдали мелкие (от миллиметров до первых сантиметров) ксенолиты сланцев в айликите трубки Южной и краевых зонах даек мелкопорфировых айликитов, но не встречали ни ксенолитов гнейсов или гранитоидов, ни обломков полевых шпатов или кварца, указывающих на захват таких ксенолитов. По химическому составу биотит из ядер зональных зерен отличается как от слюды из гранулитов и гнейсов Шары́жалгайского и Бирюсинского блоков, слагающих нижние и средние части разреза коры, так и от слюды из щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса (рис. 8). Тетраферрианнитовый эволюционный тренд, присущий ксеногенному биотиту (рис. 8), не проявлен в слюде из метаморфических и щелочных пород.

В то же время состав биотита из ядер зональных зерен близок к составу биотита из кайм вокруг флогопита в мелкопорфировых айликитах (рис. 8). Это позволяет предполагать, что при подъеме айликитовых расплавов к поверхности они захватывали биотит из более ранних и более дифференцированных родственных интрузий. Авторы считают, что ядра биотита являются антекристаллами, т.е. кристаллами, «включенными» в конечную магму и химически неравновесными с ней, но кристаллизовавшимися из ее предшественников и непосредственно связанными с активной магматической системой [Jerram, Martin, 2008; Menezes et al., 2015; Sharma et al., 2023; Ubide et al., 2014].

Геодинамические следствия. Образование щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов на южной окраине Сибирского кратона было связано с воздействием суперплюма на литосферную мантию около 700 млн лет назад [Andreeva et al., 2007; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014; Yarmolyuk et al., 2005]. Айликитовые расплавы возникли на глубинах мантии, отвечающих гранатовой фации, при $P \leq 4$ ГПа [Ashchepkov et al., 2020].

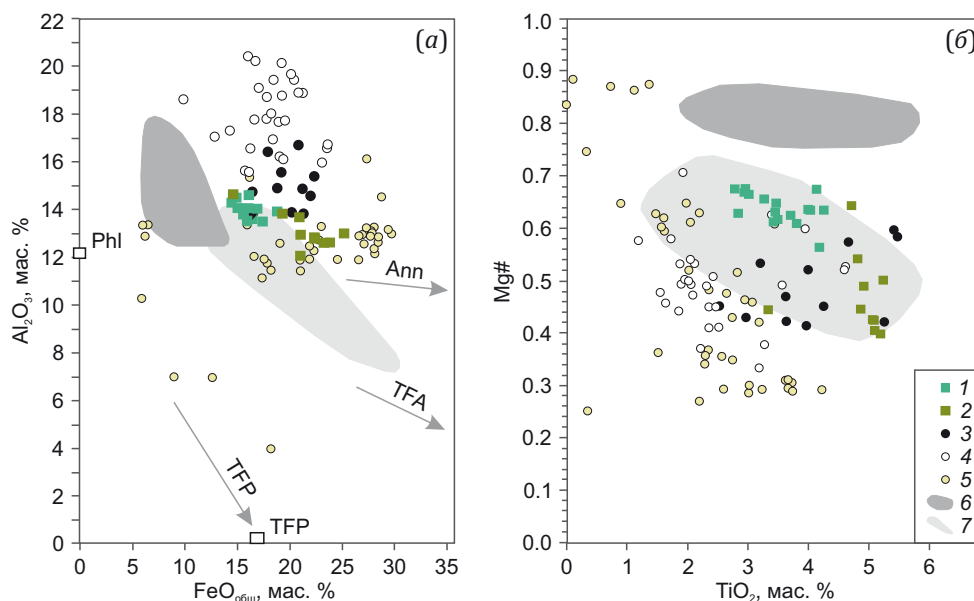


Рис. 8. Состав биотита в айликитах, породах фундамента кратона и зиминского комплекса.

Биотит: 1–2 – из ядер зональных зерен в айликитах трубки Южной (1) и Чернозиминской дайки (2), 3 – гранулитов и мигматитов Шарыжалгайского выступа фундамента [Petrova, Levitsky, 1984], 4 – метаморфических пород Бирюсинского выступа фундамента [Sizykh, 1987], 5 – ийолитов, сиенитов и карбонатитов Среднезиминского массива (авторские данные) и Бело-зиминского массива [Khromova et al., 2020]; 6–7 – поля состава слюды из мелкопорфировых айликитов (см. рис. 4): 6 – незональные зерна и центральные части зональных зерен, 7 – края зональных зерен.

Fig. 8. Composition of biotite in lamprophyres, rocks of the craton basement and Zima complex.

Бiotite: 1–2 – from cores of zoned grains in lamprophyres of the Yuzhnaya (1) and Chernozima dike (2) pipes, 3 – granulites and migmatites of the Sharyzhalgay basement protrusion [Petrova, Levitsky, 1984], 4 – metamorphic rocks of the Biryusa basement protrusion [Sizykh, 1987], 5 – ijolites, syenites and carbonatites of the Srednezima massif (author's data) and Belozima massif [Khromova et al., 2020]; 6–7 – fields of mica composition from fine porphyry aillikites (see Fig. 4): 6 – unzoned grains and central parts of zonal grains, 7 – edges of zonal grains.

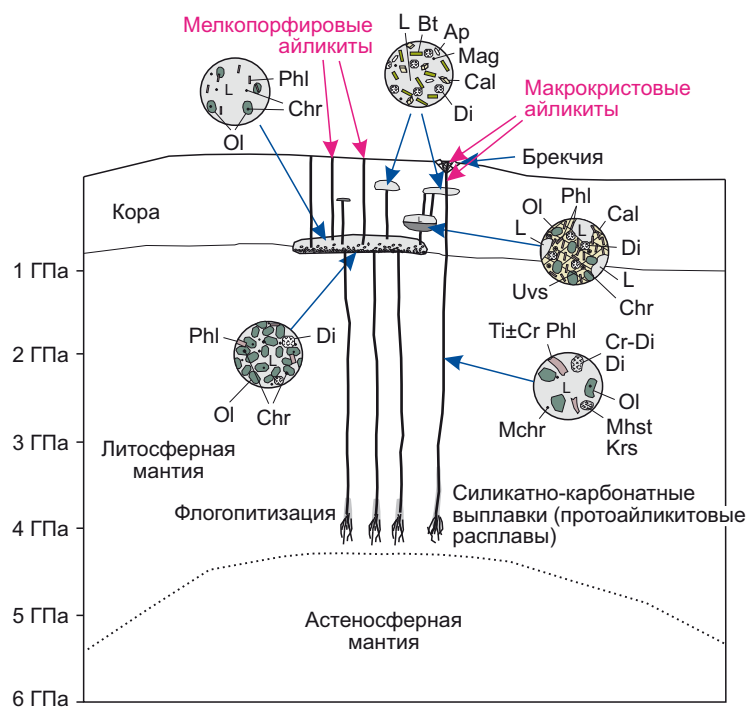


Рис. 9. Схема образования айликитов Ярминской зоны с учетом данных [Ashchepkov et al., 2020]. В кружках показаны ассоциирующиеся фазы. Символы минералов см. в примечании к табл. 1. L – расплав/жидкость.

Fig. 9. Scheme of aillikite formation in the Yarma zone taken from [Ashchepkov et al., 2020]. Circles depict associated phases. See mineral symbols in note to Table 1. L – melt/liquid.

Присутствие в макрокристовых айликитах деформированных зерен богатого Ti флогопита является свидетельством метасоматического преобразования деплетированной мантии под Сибирским кратоном, предшествующего образованию айлицитов. Согласно [Giuliani et al., 2014, 2016; Kargin et al., 2019, 2021; Tappe et al., 2006] ранние импульсы богатых щелочами и карбонатами протокимберлитовых или протоайлицитовых расплавов создают в литосферной мантии метасоматизированные каналы, по которым более поздние порции расплавов могут подниматься с минимальным взаимодействием с окружающими перидотитами. При быстром подъеме расплава захваченные им кристаллы флогопита из мантийных пород могли выноситься в верхние горизонты земной коры.

По мнению авторов, на пути движения протоайлицитовых расплавов к поверхности могли возникать промежуточные магматические очаги (вблизи поверхности Мохо или основании нижней коры [Ashchepkov et al., 2020; Nosova et al., 2021]), где при температуре выше 800–850 °C происходила глубокая дифференциация протоайлицитового расплава с отделением остаточных расплавов, близких по составу к карбонатитовым (сёвитовым) [Tappe et al., 2006; Nosova et al., 2021]. При подъеме к поверхности эти расплавы могли задерживаться в верхней коре с образованием участков, сложенных кашеобразными смесями кристаллов и расплава [Bachmann, Bergantz, 2008; Cashman et al., 2017; Putirka, 2017] с температурой ≤ 760 °C. Последующее внедрение менее эволюционированных расплавов по тем же ослабленным зонам в земной коре могло привести к захвату кристаллов из кашеобразных смесей – преимущественно кальцита и биотита и, вследствие неравновесности биотита с более магнезиальным расплавом, образованию кайм флогопита вокруг зерен биотита (рис. 9).

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В мелкопорфировых айликитах Ярминской зоны Урикско-Ийского грабена слюда представлена:

а) флогопитом с содержанием TiO_2 2.2–5.7 мас. % и магнезиальностью $\text{Mg\#}$ 0.70–0.86, кристаллизовавшимся в условиях верхней коры в диапазоне температур от 840 до 750 °C;

б) биотитом ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.65), образующим каймы вокруг флогопита и самостоятельные зерна, кристаллизовавшимся из остаточного богатого железом расплава при температуре ниже 760 °C и умеренно повышенной $f\text{O}_2$. Эволюция состава слюды отвечает тетраферрианнитовому и аннитовому тренду.

В макрокристовых айликитах Ярминской зоны слюда представлена следующими типами:

а) деформированными макрокристаллами богатого TiO_2 (2.5–5.7 мас. %) флогопита с варьирующимися содержанием Cr_2O_3 (от ниже предела обнаружения до 2.0 мас. %) и магнезиальностью ($\text{Mg\#}$ 0.87–0.89 в айликите трубки Южной и 0.79–0.81 в Чернозиминской дайке). По химическому составу этот флогопит отвеча-

ет вторичному флогопиту из мантийных ксенолитов, и, вероятно, был захвачен протоайлицитовым расплавом из пород литосферной мантии;

б) флогопитом основной массы. По химическому составу флогопит Чернозиминской дайки близок к флогопиту из мелкопорфировых айлицитов и кристаллизовался в интервале температур 850–760 °C, тогда как флогопит из айликита трубки Южной имеет более высокую магнезиальность ($\text{Mg\#}$ 0.85–0.90) и низкое содержание TiO_2 (0.7–2.4 мас. %) и кристаллизовался при 770–680 °C. Тетраферрианнитовый и аннитовый тренды эволюции состава слюды не проявлены (айликит трубки Южной) или проявлены слабо (Чернозиминская дайка);

в) антекристаллами биотита ($\text{Mg\#}$ 0.40–0.67), являющегося продуктом частичной кристаллизации в верхней коре существенно карбонатных расплавов, отделившихся от глубинных очагов протоайлицитовой магмы, и захваченного новыми порциями менее дифференцированных расплавов.

Эволюция состава слюды из основной массы указывает на более важную роль фракционирования оливина и клинопироксена при образовании мелкопорфировых айлицитов по сравнению с макрокристовыми айликидами. Присутствие в макрокристовых айликидах обломков богатого Ti флогопита свидетельствует о предшествующем выплавлению протоайлицитового расплава метасоматическом преобразовании мантийных перидотитов под южной окраиной Сибирского кратона. Антекристаллы биотита в айликидах позволяют предполагать существование в верхней коре участков, выполненных кашеобразными смесями кристаллов и расплава, и неоднократное внедрение мантийных расплавов по одним и тем же зонам повышенной проницаемости.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность рецензентам за высказанные ими замечания, послужившие улучшению качества статьи.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Kononkova N.N., 2007. Compositions of Magmas, Formation Conditions, and

Genesis of Carbonate-Bearing Ijolites and Carbonatites of the Belaya Zima Alkaline Carbonatite Complex, Eastern Sayan. *Petrology* 15, 551–574. <https://doi.org/10.1134/S0869591107060033>.

Arima M., Edgar A.D., 1981. Substitution Mechanisms and Solubility of Titanium in Phlogopites from Rocks of Probable Mantle Origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77, 288–295. <https://doi.org/10.1007/BF00373544>.

Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H., 2020. Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits. *Minerals* 10 (5), 404. <https://doi.org/10.3390/min10050404>.

Babushkina S.A., 2019. New Data on the Composition of Phlogopite Macrocrystals from Yubileynaya Pipe. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences* 4, 41–46 (in Russian) [Бабушкина С.А. Новые данные о составе макрокристаллов флогопита из трубки Юбилейная // Вестник Северо-Восточного федерального университета. Науки о Земле. 2019. № 4. С. 41–46]. DOI:10.25587/SVFU.2020.16.49738.

Bachmann O., Bergantz G.W., 2008. Rhyolites and Their Source Mushes across Tectonic Setting. *Journal of Petrology* 49 (12), 2277–2285. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn068>.

Birkett T.C., McCandless T.E., Hood C.T., 2004. Petrology of the Renard Igneous Bodies: Host Rocks for Diamond in the Northern Otish Mountains Region, Quebec. *Lithos* 76 (1–4), 475–490. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.054>.

Carswell D.A., 1973. Primary and Secondary Phlogopites and Clinopyroxenes in Garnet Lherzolite Xenoliths. In: L.N. Ahrens, A.R. Duncan, A.J. Erlank (Eds), *Extended Abstracts of Papers of the International Conference on Kimberlite* (September 16 – October 8, 1973, Rondebosch, South Africa), p. 59–62. <https://doi.org/10.29173/ikc846>.

Cashman K.V., Sparks R.S.J., Blundy J.D., 2017. Vertically Extensive and Unstable Magmatic Systems: A Unified View of Igneous Processes. *Science* 355 (6331), eaag3055. <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>.

Chalapathi Rao N.V., Giri R.K., Sharma A., Pandey A., 2020. Lamprophyres from the Indian Shield: A Review of Their Occurrence, Petrology, Tectonomagmatic Significance and Relationship with the Kimberlites and Related Rocks. *Episodes* 43 (1), 231–248. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020014>.

Danilova Yu.V., Savelyeva V.B., Bazarova E.P., Danilov B.S., Ponomarchuk V.A., 2022. Isotope Composition of Carbon and Oxygen in Calcites of Alkaline Ultramafic Dykes within the Urik-Iya Graben. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0653 (in Russian) [Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Пономарчук В.А. Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов щелочно-ультрамафических даек Урикско-Ийского грабена // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. 0653]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0653>.

Digonnet S., Goulet N., Bourne J., Stevenson R., Archibald D., 2000. Petrology of the Abloviak Aillikite Dykes, New Québec: Evidence for a Cambrian Diamondiferous Alkaline Province in Northeastern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (4), 517–533. <https://doi.org/10.1139/e00-008>.

Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y., 2022. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link. *Journal of Petrology* 63 (9), egac073. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V., 2016. Stable Isotope Composition of Minerals in the Belaya Zima Plutonic Complex, Russia: Implications for the Sources of the Parental Magma and Metasomatizing Fluids. *Journal of Asian Earth Sciences* 116, 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011>.

Downes P.J., Wartho J.-A., Griffin B.J., 2006. Magmatic Evolution and Ascent History of the Aries Micaceous Kimberlite, Central Kimberley Basin, Western Australia: Evidence from Zoned Phlogopite Phenocrysts, and UV Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Analysis of Phlogopite–Biotite. *Journal of Petrology* 47 (9), 1751–1783. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl026>.

Frolov A.A., Belov S.V., 1999. Complex Carbonatite Deposits of the Zima Ore Region (Eastern Sayan, Russia). *Geology of Ore Deposits* 41 (2), 109–130 (in Russian) [Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130].

Giuliani A., Pearson D.G., Soltys A., Dalton H., Phillips D., Foley S. F., Lim E., Goemann K., Griffin W.L., Mitchell R.H., 2020. Kimberlite Genesis from a Common Carbonate-Rich Primary Melt Modified by Lithospheric Mantle Assimilation. *Science Advances* 6 (17), eaaz0424. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz0424>.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Goemann K., 2016. Constraints on Kimberlite Ascent Mechanisms Revealed by Phlogopite Compositions in Kimberlites and Mantle Xenoliths. *Lithos* 240–243, 189–201. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.013>.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A., Wyatt B.A., Goemann K., Hutchinson G., 2014. Petrogenesis of Mantle Polymict Breccias: Insights into Mantle Processes Coeval with Kimberlite Magmatism. *Journal of Petrology* 55 (4), 831–858. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu008>.

Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Don-skaya T.V., Motova Z.L., Vanin V.A., 2014. Precambrian Sedimentation in the Urik-Iya Graben, Southern Siberian Craton: Main Stages and Tectonic Settings. *Geotectonics* 48, 359–370. <https://doi.org/10.1134/S0016852114050033>.

Hall D.C., Helmstaedt H., Schulze D.J., 1986. The Cross Diatreme, British Columbia, Canada: A Kimberlite in a Young Orogenic Belt. In: Extended Abstracts of the Fourth International Kimberlite Conference (August 11–15, 1986, Perth, Western Australia). Geological Society of Australia Abstracts Series 16, p. 30–32. <https://doi.org/10.29173/ikc1063>.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thompson J.A., 2005. The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanisms. *American Mineralogist* 90 (2–3), 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.

Jerram D.A., Martin V.M., 2008. Understanding Crystal Populations and Their Significance through the Magma Plumbing System. In: C. Annen, G.G. Zellmer (Eds), Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation. Geological Society of London Special Publications 304, p. 133–148. <https://doi.org/10.1144/SP304.7>.

Kargin A., Bussweiler Y., Nosova A., Sazonova L., Berndt J., Klemme S., 2021. Titanium-Rich Metasomatism in the Lithospheric Mantle beneath the Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Insights from Ilmenite-Bearing Xenoliths and HP-HT Reaction Experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 176, 101. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01863-9>.

Kargin A.V., Golubeva Y.Y., Demonterova E.I., Koval'chuk E.V., 2017. Petrographic-Geochemical Types of Triassic Alkaline Ultramafic Rocks in the Northern Anabar Province, Yakutia, Russia. *Petrology* 25, 535–565. <https://doi.org/10.1134/S0869591117060030>.

Kargin A.V., Nosova A.A., Postnikov A.V., Chugaev A.V., Postnikova O.V., Popova L.P., Poshibaev V.V., Sazonova L.V., Dokuchaev A.Ya., Smirnova M.D., 2016. Devonian Ultramafic Lamprophyre in the Irkineeva–Chadobets Trough in the Southwest of the Siberian Platform: Age, Composition, and Implications for Diamond Potential Prediction. *Geology of Ore Deposits* 58, 383–403. <https://doi.org/10.1134/S1075701516050068>.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Lebedeva N.M., Kostitsyn Yu.A., Kovalchuk E.V., Tretyachenko V.V., Tikhomirova Ya.S., 2019. Phlogopite in Mantle Xenoliths and Kimberlite from the Grib Pipe, Arkhangelsk Province, Russia: Evidence for Multi-Stage Mantle Metasomatism and Origin of Phlogopite in Kimberlite. *Geoscience Frontiers* 10 (5), 1941–1959. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.006>.

Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., 2020. Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotopic Characteristics of Alkaline Rocks and Carbonatite of the Belaya Zima Massif (Eastern Sayan). *Geosphere Research* 1, 33–35 (in Russian) [Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристика щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 33–55]. <https://doi.org/10.17223/25421379/14/3>.

Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Tretyakova I.G., Dymshits A.M., Sekeirin A.P., Malkovets V.G., 2022. Diamondiferous Lamproites of Ingashi Field, Siberian Craton. In: L. Krmíček, N.V. Chalapathi Rao (Eds), Lamprophyres, Lamproites and Related

Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogensis. Geological Society of London Special Publications 513, p. 45–70. <https://doi.org/10.1144/SP513-2020-274>.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., 2014. Mantle Plumes of Central Asia (Northeast Asia) and Their Role in Forming Endogenous Deposits. *Russian Geology and Geophysics* 55 (2), 120–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.002>.

Menezes S.G., Azzone R.G., Rojas G.E.E., Ruberti E., Cagliarini R., Gomes C.B., Chmyz L., 2015. The Antecryst Compositional Influence on Cretaceous Alkaline Lamprophyre Dykes, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45 (1), 79–93. <https://doi.org/10.1590/23174889201500010006>.

Minaeva Yu.A., Egorov K.N., 2008. Mineralogical and Petrographic Features of a Kimberlite-Picrite Dike in the North-Western Part of the Urik-Iya Graben (Eastern Sayan Region). *Zapiski RMO* 137 (3), 23–39 (in Russian) [Минаева Ю.А., Егоров К.Н. Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присяянье) // Записки РМО. 2008. Т. 137. Вып. 3. С. 23–39].

Mitchell R.H., 1995. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. Springer, New York, 410 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1993-5>.

Namur O., Hatert F., Grandjean F., Long G.J., Krins N., Fransolet A.-M., Vander Auvera J., Charlier B., 2009. Ti Substitution Mechanisms in Phlogopites from the Suwalki Massif-Type Anorthosite, NE Poland. *European Journal of Mineralogy* 21 (2), 397–406. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1894>.

Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Laionova Y.O., Abersteiner A., Gareev B.I., Batalin G.A., 2020. Sr-Nd-Pb Isotopic Systematic and Geochronology of Ultramafic Alkaline Magmatism of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the Sub-Continental Lithospheric Mantle Related to Subduction and Plume Events. *Lithos* 364–365, 105509. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105509>.

Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Peresetskaya E.V., 2021. Petrology of Lamprophyre Dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe). *Lithos* 398–399, 106277. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106277>.

Odintsov M.M., Tverdokhlebov V.A., Vladimirov B.M., Ilyukhina A.V., Kolesnikova T.P., Konev A.A., 1962. Structure, Volcanism and Diamond Content of the Irkutsk Amphitheater. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, 180 p. (in Russian) [Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М., Ильюхина А.В., Колесникова Т.П., Конев А.А. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 180 с.].

Ogungbuyi P.I., Janney P.E., Harris C., 2022. Carbonatite, Aillikite and Olivine Melilitite from Zandkopsdrift, Namaqualand, South Africa: Constraints on the Origin of an Unusual Lamprophyre-Dominated Carbonatite Complex and the Nature of Its Mantle Source. *Lithos* 418–419, 106678. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106678>.

Petrova Z.I., Levitskiy V.I., 1984. Petrology and Geochemistry of Granulite Complexes in the Baikal Region. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.].

Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A., Nugumanova Y., Potapov V., 2020. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition. *Minerals* 10 (5), 419. <https://doi.org/10.3390/min10050419>.

Putirka K.D., 2017. Down the Crater: Where Magmas Are Stored and Why They Erupt. *Elements* 13 (1), 11–16. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.11>.

Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V., 2019. Calcic Garnets as a Geochronological and Petrogenetic Tool Applicable to a Wide Variety of Rocks. *Lithos* 338–339, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032>.

Savel'eva V.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S., 2020. Kimberlite-like Rocks of the Urik-Iya Graben, Eastern Sayan Region: Mineral Composition, Geochemistry and Formation Conditions. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 678–696 (in Russian) [Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 678–696]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>.

Savelieva V.B., Bazarova E.P., Danilova Yu.V., Danilov B.S., 2022a. Geochemical Features of Dike Aillikites and Alkaline Rocks of the Bolshetagninsky Massif (Urik-Iya Graben, East Sayan Region). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0614 (in Russian) [Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айликитов и щелочных пород Большетагинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2с. 0614]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614>.

Savelyeva V.B., Danilova Yu.V., Letnikov F.A., Demonterova E.I., Yudin D.S., Bazarova E.P., Danilov B.S., Sharygin I.S., 2022b. Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton). *Doklady Earth Sciences* 505, 452–458. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22070169>.

Sharma A., Pandey R., Chalapathi Rao N.V., Sahoo S., Be-lyatsky B.V., Dhote P., 2023. Mineralogy and Petrology of Lamprophyre and Dolerite Dykes from the End-Cretaceous (~66 Ma) Phenaimata Alkaline Igneous Complex, North-Western India: Evidence for Open Magma Chamber Fractionation, Mafic Recharge, and Disaggregation of Crystal Mush Zone in a Large Igneous Province. *Mineralogy and Petrology* 117, 415–445. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00770-y>.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Kostrovitsky S.I., Pokhilenko N.P., 2015. Metasomatic Processes in the Lithospheric Mantle beneath the V. Grib Kimberlite Pipe (Arkhangelsk

Diamondiferous Province, Russia). *Russian Geology and Geophysics* 56 (12), 1701–1716. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.004>.

Sizykh A.I., 1987. Precambrian Period of the Biryusa Metamorphic Belt. ISU Publishing House, Irkutsk, 240 p. (in Russian) [Сизых А.И. Докембрий Бирюсинского метаморфического пояса. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1987. 240 с.].

Smith J.V., Brennesholtz R., Dawson J.B., 1978. Chemistry of Micas from Kimberlites and Xenoliths—I. Micaceous Kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42 (7), 959–971. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90285-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90285-5).

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Efimova E.S., 2010. Syn-genetic Phlogopite Inclusions in Kimberlite-Hosted Diamonds: Implications for Role of Volatiles in Diamond Formation. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1234–1248. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.021>.

Sokol A.G., Kruk A.N., 2021. Role of CO₂ in the Evolution of Kimberlite Magma: Experimental Constraints at 5.5 GPa and 1200–1450 °C. *Lithos* 386–387, 106042. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106042>.

Solov'eva L.V., Egorov K.N., Markova M.E., Kharkiv A.D., Popolitov K.E., Barankevich V.G., 1997. Mantle Metasomatism and Melting in Deep-Seated Xenoliths from the Udachnaya Pipe, Their Possible Relationship with Diamond and Kimberlite Formation. *Russian Geology and Geophysics* 38 (1), 172–193 (in Russian) [Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172–193].

Solov'eva L.V., Yasnygina T.A., Egorov K.N., 2012. Metasomatic Parageneses in Deep-Seated Xenoliths from Pipes Udachnaya and Komsomol'skaya-Magnitnaya as Indicators of Fluid Transfer through the Mantle Lithosphere of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 53 (12), 1304–1323. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.10.004>.

Srivastava R.K., 2013. Petrological and Geochemical Characteristics of Paleoproterozoic Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites from the Chitrangi Region, Mahakoshal Supracrustal Belt, Central India. *Journal of Earth System Science* 122, 759–776. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0311-1>.

Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B., Kotov A.B., Danilova Y.V., Bazarova E.P., Danilov B.S., 2023. Timing of Carbonatite Ultramafic Complexes of the Eastern Sayan Alkaline Province, Siberia: U-Pb (ID-TIMS) Geochronology of Ca-Fe Garnets. *Minerals* 13 (8), 1086. <https://doi.org/10.3390/min13081086>.

Sudholz Z.J., Reddicliffe T.H., Jaques A.L., Yaxley G.M., Haynes M., Gorbatov A., Czarnota K., Frigo C., Maas R., Knowles B., 2023. Petrology, Age, and Rift Origin of Ultramafic Lamprophyres (Aillikites) at Mount Webb, a New Alkaline Province in Central Australia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 24 (10), e2023GC011120. <https://doi.org/10.1029/2023GC011120>.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J., 2006.

Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology* 47 (7), 1261–1315 <https://doi.org/10.1093/petrology/egl008>.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B., 2005. Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology* 46 (9), 1893–1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>.

Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A., 2008. Between Carbonatite and Lamproite-Diamondiferous Torngat Ultramafic Lamprophyres Formed By carbonate-Fluxed Melting of Cratonic MARID-Type Metasomes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (13), 3258–3286. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.008>.

Tappe S., Jenner G.A., Foley S.F., Heaman L., Besserer D., Kjarsgaard B.A., Ryan B., 2004. Torngat Ultramafic Lamprophyres and Their Relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos* 76 (1–2), 491–518. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>.

Ubide T., Galé C., Larrea P., Arranz E., Lago M., 2014. Antecrysts and Their Effect on Rock Compositions: The Cretaceous Lamprophyre Suite in the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Lithos* 206–207, 214–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.07.029>.

Upton B.G.J., Craven J.A., Kirstein L.A., 2006. Crystallisation of Mela-Aillikites of the Narsaq Region, Gardar Alkaline Province, South Greenland and Relationships to Other Aillikitic–Carbonatitic Associations in the Province. *Lithos* 92 (1–2), 300–319. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.046>.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Rytsk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2006. Early Stages of the Paleoasian Ocean Formation: Results of Geochronological, Isotopic, and Geochemical Investigations of Late Riphean and Vendian–Cambrian Complexes in the Central Asian Foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 411, 1184–1189. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06080046>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladyskin N.V., 2005. Late Riphean Rifting and Breakup of Laurasia: Data on Geochronological Studies of Ultramafic Alkaline Complexes in the Southern Framing of the Siberian Craton. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1031–1036.

Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Belyanin D.K., Ayriyants E.V., Kiseleva O.N., Ponomarchuk V.A., 2022. Sequence of Aillikite and Calcite Carbonatite Formation within the Belaya Zima Massif, East Siberia, Russia. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0654 (in Russian) [Жмодик С.М., Ащепков И.В., Белянин Д.К., Айриянец Е.В., Киселева О.Н., Пономарчук В.А. Последовательность формирования айликитов и кальцитовых карбонатитов массива Белая Зима (Восточная Сибирь, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. 0654]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0654>.

Zozulya D.R., Kullerud K., Ribacki E., Altenberger U., Sudo M., Savchenko Y.E., 2020. The Newly Discovered Neoproterozoic Aillikite Occurrence in Vinoren (Southern Norway): Age, Geodynamic Position and Mineralogical Evidence of Diamond-Bearing Mantle Source. *Minerals* 10 (11), 1029. <https://doi.org/10.3390/min10111029>.