

## Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) – продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом

Приводятся результаты микрозондового анализа состава минералов кимберлитов Сербеян: оливина, пиропы, флогопита, содалита, пироксенов, шпинелидов и др. Магматический источник кимберлитов образовался в результате плавления метасоматизированных гранатовых лерзолитов при воздействии щелочно-хлоридных флюидов. По эволюции состава флогопита предполагается, что первоначальная магма могла иметь лампрофировый (лампроитовый?) состав, эволюция которой происходила по оранжевому тренду.

*Ключевые слова:* кимберлиты, Анабарский щит, Сербеян, пироп, флогопит, содалит.

N. I. GUSEV, A. V. ANTONOV (VSEGEI)

## Kimberlites of the Serbeyan Prospect (Anabar Shield): melt products enriched with sodium, chlorine, carbonate

Results of a microprobe analysis of mineral compositions of the Serbeyan kimberlite: olivine, pyrope, phlogopite, sodalite, pyroxenes, spinelids, etc. The magmatic source of the Serbeyan kimberlites was formed as a result of melting of metasomatized garnet lherzolite under the influence of alkaline chloride fluids. Based on the evolution of the phlogopite composition, it can be assumed that the initial magma could have a lamprophyric (lamproite?) composition, the evolution of which took place according to the orangeite trend.

*Keywords:* kimberlite, the Anabar Shield, Serbeyan, pyrope, phlogopite, sodalite.

*Для цитирования:* Гусев Н. И., Антонов А. В. Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) – продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 105–118.

**Введение.** Анабарский алмазоносный район [16; 29], именуемый также субпровинцией северных полей Якутской кимберлитовой провинции [14], охватывает восточную часть Анабарского щита и его восточное обрамление. Этот ареал кимберлит-карбонатитового магматизма также называется Куонамской кимберлитовой зоной [11]. Он содержит более 200 тел кимберлитов и карбонатитов интрузивной (дайки, массивы центрального типа, штоки, жилы) и эксплозивной (трубки взрыва и единичные жилы) фаций, выделяемых в качестве куонамского кимберлит-карбонатитового комплекса [7]. Куонамская зона занимает значительную территорию вдоль восточной границы Анабарского щита (I на рис. 1), прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние до 300 км и разделяется на отдельные кимберлитовые поля. В северной части Анабарского района в Орто-Ыаргинском и Старореченском полях развиты трубки взрыва карбонатитов, которые составляют около 80 % всех тел. В остальных полях карбонатиты развиты ограниченно и представлены единичными дайками и участками, с некоторыми из которых связана редкоземельно-редкометалльная минерализация, сходная с месторождением Томтор [21]. Тектоническая позиция карбонатит-кимберлитового магматического ареала определяется его

приуроченностью к северной ветви зоны глубинного Муна-Анабарского разлома [17] протяженностью около 960 км, разделяющего Анабарский (на западе) и Оленёкский (на востоке) блоки фундамента. Нижняя возрастная граница формирования кимберлитов определяется наличием в большинстве трубок ксенолитов раннетриасовых долеритов, а также ксенолитов пермских углей, аргиллитов и туфопесчаников с позднепалеозойскими – раннетриасовыми органическими остатками. С учетом многочисленных изотопных определений возраст кимберлитов большинством исследователей принимается как мезозойский: средний триас – ранняя юра, а возраст карбонатитов – позднеюрский [7; 9].

**Алмазоносность кимберлитов Анабарского района.** Традиционно различают две группы кимберлитов: породы группы I – более богатые CO<sub>2</sub>, их источники находятся в сублитосферной мантии, и группы II, называемые оранжеитами, которые обычно содержат слюду – флогопит, т. е. более богатые H<sub>2</sub>O и, как утверждается, происходящие из субконтинентальной литосферы [35]. Кимберлиты Куонамской зоны относятся к разновидности слюдяных кимберлитов (по этому признаку принадлежат группе II) и являются слабоалмазоносными. По данным С. А. Прокопьева

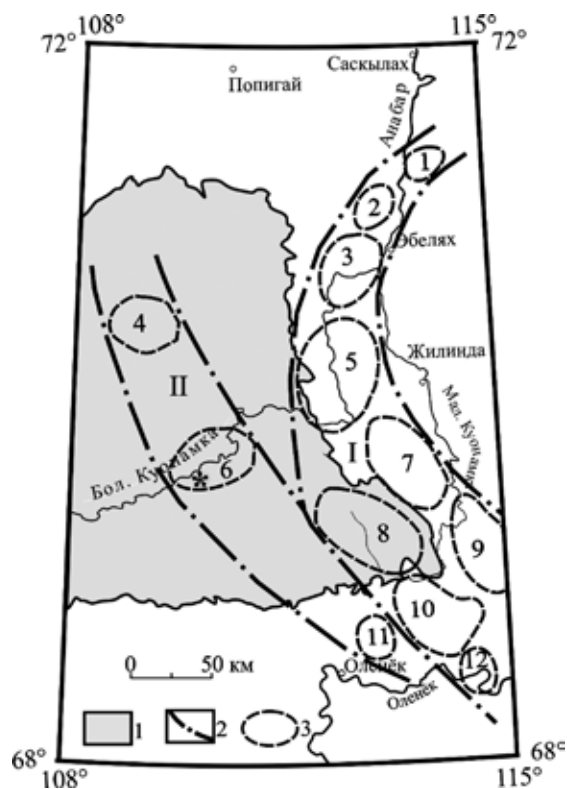


Рис. 1. Схема полей кимберлитов и конвергентных пород Анабарского алмазоносного района (по материалам [16; 28] с упрощениями)

1 – Анабарский щит; 2 – кимберлитовые зоны; 3 – поля кимберлитов и конвергентных пород: 1 – Биляхское (Анабарское, или Эбеляхское [28]), 2 – Орто-Баргинское, 3 – Старореченское (Нижнекуонамское), 4 – Рассохинское (предполагаемое), 5 – Ары-Мастахское (Среднекуонамское), 6 – Верхнекуонамское (Среднекуонамское [3; 13]), 7 – Дюкенское, 8 – Биригиндинское, 9 – Лучаканское, 10 – Куранахское, 11 – Осурское (Макаровское), 12 – Сенкю-Оленёкское (Усть-Силигирское). Звездочкой обозначен участок Сербьян

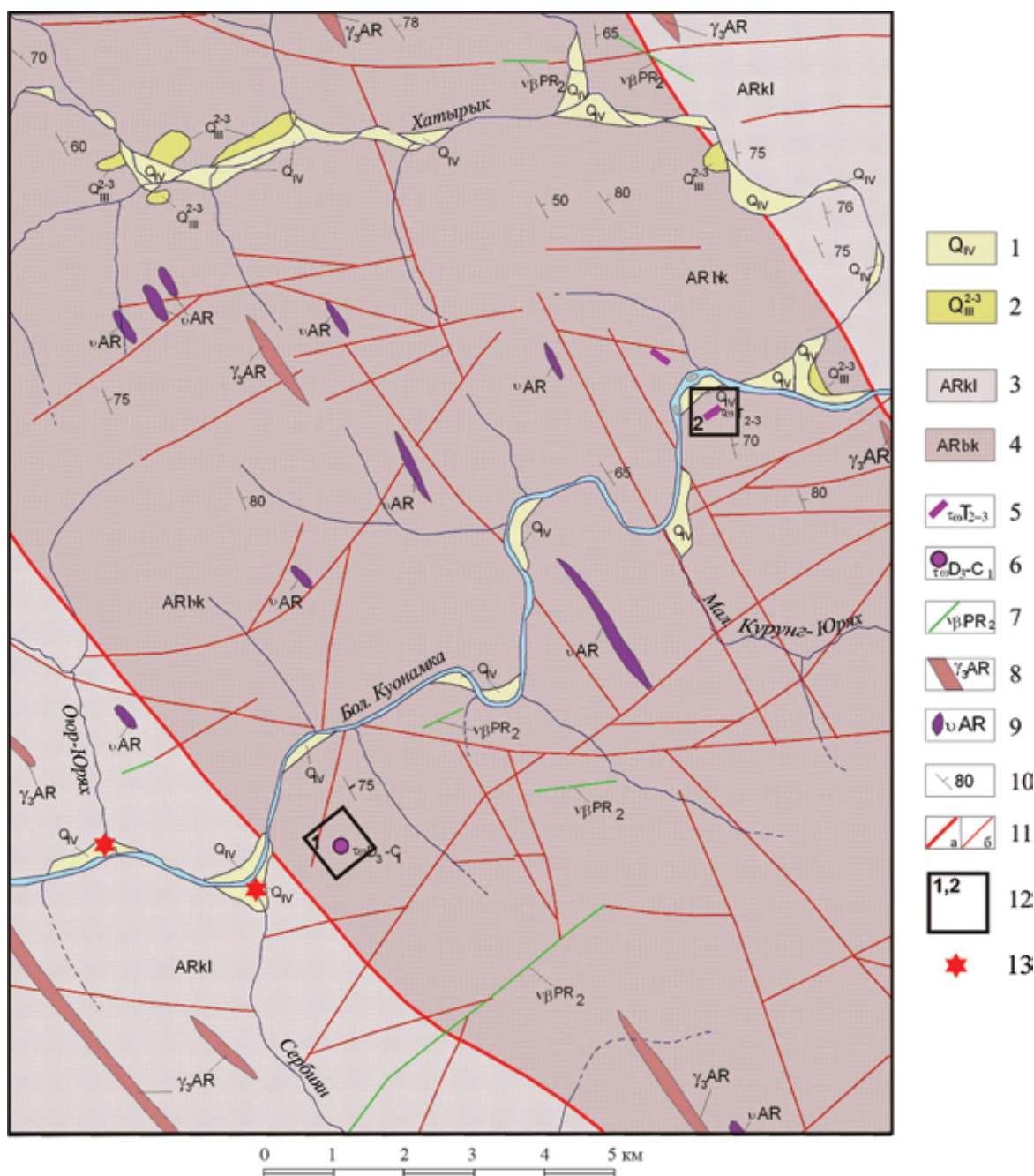
(2001 г.), из 200 выявленных тел кимберлитов 50 – убого алмазоносные и среднее содержание алмазов по ним составляет 0,008 кар/т. Близкой к промышленно-алмазоносной является только Малокуонамская трубка в Куранахском поле. Прогнозный потенциал Куонамской алмазоносной зоны по кат.  $P_3$  оценивается в 48 млн карат алмазов [7]. Считается, что перспективы обнаружения промышленно-алмазоносных кимберлитов в Восточном Прианабарье невелики. Преобладание кимпикритов и альпикритов триас-юрского возраста делает маловероятным одновременное формирование здесь же алмазоносных кимберлитов, которые могли возникнуть задолго до кимпикритов и альпикритов и только в пределах жестких стабильных блоков Анабарского щита [11]. Активно поддерживается точка зрения о вероятной приуроченности алмазоносных кимберлитов к центральной части Анабарского щита [8; 27; 28]. Основанием для этого являются сведения об эруптивных аппаратах на Анабарском щите и присутствие алмазов в аллювии. Так, субширотное тело туфолавы основного

состава размером 200–250 × 1500 м установлено на междуречье Бол. Куонамка и Меркю [23]. В этом же районе обнаружен кристалл алмаза размером 0,1 мм в шлихе из бассейна правого водораздела р. Котуйкан [10].

Промышленно-алмазоносная трубка Малокуонамская в Куранахском поле отстоит от Куонамской зоны к западу на 50 км и расположена на погребенной части архейского Центрально-Анабарского террейна [11]. В 50–100 км к западу от Куонамской зоны геологами НПО «Аэрогеология» и ЦПСЭ ПГО «Якутсгеология» выявлены несколько обособленных участков с кимберлитами (Сербьян, Хатырык) среднепалеозойского возраста, не относящихся ни к одному из Куонамских полей [19]. По данным М. И. Лелюх с соавторами [15], в среднем течении р. Бол. Куонамка известны тела кимберлитов, возраст одного из которых составляет 350 млн лет (данные ГНПП «Аэрогеология», 1993 г.). По комплексу данных, на территории Анабарского щита в 100 км к западу от Куонамской зоны прогнозируется несколько перспективных кимберлитовых полей: Рассохинское, Сербьянское, Осурское [28], образующих тренд северо-западного простирания (II на рис. 1).

**Геологическая позиция.** Кимберлиты на участке Сербьян (Сербен по [8]) установлены геологами объединения «Аэрогеология» в результате заверки фотоаномалий, выделенных Л. И. Шахотько в 1981 г., а затем геофизических аномалий трубчатого типа [19]. Кимберлиты представлены дайками и приурочены к зоне повышенной трещиноватости северо-восточного простирания в правом борту р. Бол. Куонамка вблизи западной тектонической границы Джелиндинской глыбы. По этой зоне проходит граница между бекелехской и килегирской толщами далдынской серии архея (рис. 2). Кимберлиты перекрыты с поверхности крупноглыбовым курумом гранулитов и вскрывались шурфами, траншеями и скважинами. Было выявлено шесть субмеридиально ориентированных жильных тел альпёитов и два тела кимберлитов северо-восточного ( $35^\circ$ ) простирания, одно из которых – Сербьян I – в отчете именуется Дюймовочкой. Мошность вскрытой дайки 4 см, возможно, достигает 10–15 см, судя по размеру обнаруженных обломков. Дайки прослеживаются в длину на 100–700 м, параллельные дайки расположены на расстоянии 25–150 м друг от друга [19].

Позже, по данным горных, буровых и опытно-методических геофизических работ, проведенных Амакинской экспедицией, был сделан вывод, что кимберлиты образуют штокообразное тело (С. А. Прокопьев, 2001 г.). Кимберлиты тяготеют к линейной зоне минимума поля силы тяжести северо-западного простирания, которая коррелируется по направлению с линейно-полосовой зоной положительных значений поля  $\Delta T_a$ . В наблюдаемом гравитационном поле штокообразное тело отражается относительным



**Рис. 2.** Схема геологического строения района Верхнекуонамского кимберлитового поля (по материалам С. А. Прокопьева с соавторами (2001 г.) с изменениями и дополнениями)

1, 2 – четвертичная система: 1 – аллювиальные отложения, 2 – водно-ледниковые отложения; 3, 4 – архей, дальдинская серия: 3 – килегирская толща (плагинейсы, пироксеновые кристаллические сланцы, кварциты), 4 – бекелехская толща (меданократовые пироксеновые сланцы, эндрбиты); 5, 6 – кимберлиты: 5 – дайкообразное тело, 6 – шток; 7 – дайки долеритов и габродолеритов; 8 – лейкограниты и гранит-пегматиты; 9 – метаперидотиты и метапироксениты; 10 – элементы залегания полосчатости метаморфических пород; 11 – тектонические нарушения (а – главные, б – второстепенные); 12 – участки с кимберлитами (1 – Сербянский, 2 – Хатырыкский); 13 – находки алмазов в аллювии

минимумом, а в магнитном – приурочено к центральной части отрицательной магнитной линейной зоны, ограниченной с севера и юга, предположительно, тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Выделенный контур штокообразного тела, по данным гравии магниторазведки, имеет склонение на восток. Сейчас на участке доступны только обломки

пород, выброшенные взрывом при проходке горных выработок, которые обычно заполнены водой (рис. 3, а).

**Методы исследований.** Содержание петрогенных и редких элементов в породах определено методами XRF и ICP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ. Погрешности определения методом



Рис. 3. Участок Сербьян

*a* – котлован после проходки горной выработки, предположительно, на месте штока Сербьян (координаты 69°36'04" с. ш., 110°11'34" в. д.); *б* – контакт кимберлитов (темная порода) и светло-серых архейских эндеритов

XRF не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0,005 до 0,1 ppm. Точность анализа в среднем 2–7 отн. %. Определения состава минералов проводились в прозрачно-полированных шлифах на электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным спектрометром Link ISIS 300.

**Петрографическая классификация даек.** На участке Сербьян дайки сложены гипабиссальными породами флогопит-мелилит-оливинового состава [19]. Текстура массивная, структура порфирировая с трахитоидной основной массой. Порфирировые выделения представлены оливином и флогопитом. Оливин (15–20 % объема) образует преимущественно идиоморфные порфирировые, иногда гломеропорфирировые, выделения размером от 0,05–0,1 до 0,7–1,0 мм, редко более. Флогопит (до 2–3 % объема) представлен выделениями призматической формы размером от долей миллиметра до 1,5–2,0 мм. В кристаллах флогопита отмечены многочисленные включения кальцита, минералов основной массы породы, а также оливина. Иногда фиксируются сростания кристаллов флогопита с оливином. По составу основной массы породы разделены на две разновидности: 1) хлорит-флогопит-серпентин-мелилитовую и 2) хлорит-флогопит-серпентин-перовскитовую [19]. В составе основной массы принимают участие лейстовидные выделения кальцита, флогопита, мелилита, мелкие кристаллы перовскита, магнетита, миллерита, шпинели, а также амфиболы (тремолит?).

С целью оценки алмазности даек участка Сербьян были изучены гранаты [19] и микрокристаллические оксиды [18; 25]. Составы гранатов из координат  $\text{Sr}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{FeO}$  попадают в область перекрытия слабо- и неалмазных ультраосновных парагенезисов с алмазными лерцолитами, несколько составов соответствуют

алмазным перидотитам [19]. В основной массе породы среди микрокристаллических оксидов из дайки альнётитов было установлено широкое развитие высокоглиноземистых хромшпинелидов, а также высокопримесных октаэдрических кристаллов перовскита, свидетельствующих о высокотемпературном характере кристаллизации этих минералов. На основании присутствия только низкохромистых разновидностей хромшпинелидов и разнообразных по составу титаномагнетитов был сделан вывод о бесперспективности пород на алмазы [25].

Петрографическая принадлежность даек участка Сербьян трактуется неоднозначно в связи со сложной номенклатурой семейства кимберлитов: «...кимберлиты являются гибридными породами, состав которых не отражает родоначальной магмы, и трудности диагностики собственных магматических и ксеногенных составляющих обуславливают проблематичность применения по отношению к ним традиционной для магматических пород классификации» [22]. В отличие от первоначальных определений дайковых пород участка Сербьян как кимберлитов и альнётитов (последние состоят в основном из мелилита и биотита с фенокристами оливина и относятся к семейству щелочных мелилитовых лампрофиров), геологи Амакинской экспедиции идентифицировали здесь кимпикриты (беспироксеновые оливиновые мелилититы), которые относятся к сообществу кимберлитов.

Кимпикриты и альпикриты являются переходными от группы кимберлитов и альнётитов к карбонатитам [11]. По минеральному составу кимберлиты не имеют четких естественных границ и граничат и со щелочно-ультраосновными породами, и с карбонатитами. Как показали исследования вещественного состава пород кимберлитовой формации, альнётиты и кимберлиты обладают одинаковыми структурными особенностями и связаны постепенными переходами

как по химическому составу вкрапленников, так и минеральным ассоциациям основной массы [1]. Кроме того, альнэиты, в отличие от кимберлитов, характеризуются более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , щелочных и редкоземельных элементов, но более низкими значениями летучих компонентов –  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Эволюция кимберлитовых расплавов при формировании интрузивной серии кимберлит-альнэитовых пород заключается в увеличении содержаний  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в апикальных частях интрузий, где кристаллизовались кимберлитовые породы серпентин-флогопит-карбонатного состава, корневые части которых представлены монтичеллитовыми и мелилитовыми кимберлитами [1]. Вследствие этого альнэиты в большей степени распространены на территории глубокоэродированных полей, к которым относится участок Сербьян.

Изученные нами кимберлиты участка Сербьян обладают особым петрологическим значением, поскольку внедрены в кристаллические породы фундамента Сибирской платформы и на уровне современного эрозионного среза не взаимодействовали с эвапоритами и карбонатными породами осадочного чехла, в котором размещается абсолютное большинство кимберлитов Якутской провинции. Как полнокристаллические породы, кристаллизующиеся из магмы в субвулканических условиях, они относятся к разряду гипабиссальных кимберлитов [36]. Породы свежие, в них практически отсутствуют вторичные минералы.

Возраст кимберлитов участка Сербьян определялся Rb-Sr методом [19]. Среднее значение по двум пробам из дайки составило  $362 \pm 7$  млн лет, а по другим данным – 350 млн лет [8]. U-Pb возраст (SHRIMP) по перовскитам из двух даек (Дюймовочка 2 и Хатырык 3) в северо-восточной части Верхнекуонамского поля (участок 2 на рис. 2) –  $229 \pm 3$  и  $224 \pm 2$  млн лет [13]. В целом возраст кимберлитов Верхнекуонамского поля оценивается как  $D_3-C_1$  и  $T_{2+3}$  [3].

Алмазоносность Верхнекуонамского поля подтверждается, по данным В. А. Истомина и др. (1992 г.), находками в аллювии р. Сербьян двух алмазов массой 44,9 мг и одного алмаза массой 1,3 мг в устье р. Оюр-Юрях (рис. 2) [19]. В шлихах аллювия р. Сербьян присутствует полный спектр минералов-индикаторов кимберлитов без следов механического износа на поверхности зерен. Пикроильмениты по р. Сербьян являются высокохромистыми, в отличие от низкохромистых Дюкенского и Ары-Мастахского кимберлитовых полей, расположенных ниже по течению р. Бол. Куонамка [8].

**Минералогия.** Кимберлиты участка Сербьян характеризуются порфириковой структурой и трахитоидной текстурой, обладают кайнотипным обликом и практически не претерпели вторичных изменений. Контакты с эндербитами плотные припаянные (рис. 3, б) с зоной закалки,

выражающейся в уменьшении размера порфириковых вкрапленников вблизи контакта. Порфириковые выделения составляют порядка 50 % породы и представлены оливином (30 %), флогопитом (15 %) и редкими вкрапленниками пиропса. Матрикс сложен мелкими чешуйками флогопита (40 %), заключенного в мезостазисе из желтовато-бурых в проходящем свете землистых непрозрачных минералов (10 %), содалита и вторичного томсонита (3–10 %), мелилита (10 %), клинопироксена (10 %), радиально-лучистых агрегатов волластонита (5 %), зачастую в ассоциации с пектолитом (5 %), мелкой вкрапленности апатита (2 %), титаномагнетита (1 %), перовскита (1 %), магнетита (1 %), желтовато-бурой шпинели и барита. Во вкрапленниках флогопита и в основной массе диагностирован кальцит (4–5 %), содержание которого в других образцах пород участка Сербьян, по данным С. А. Прокопьева (2001 г.), может достигать 25–40 %. По минеральному составу породы участка ближе всего к кимберлитам группы II или оранжитама [31; 35].

**Оливин.** Макрокристы оливина представлены корродированными трещиноватыми свежими кристаллами обломочного облика размером  $0,2 \times 0,2 - 2 \times 3,8$  мм и более редкими субидiomорфными кристаллами дипирамидально-призматической формы размером  $0,2 \times 0,45 - 0,4 \times 1$  мм. Иногда встречаются сростки зерен друг с другом и вкрапленниками флогопита, более мелкие обломки оливина образуют включения в флогопите. Отмечается зональность: в ядерных частях различаются относительно магнезиальные участки (Mg#\* 90–93; Fa 6,4–9,4; NiO 0,2–0,5 мас. %) и менее магнезиальные (Mg# 85; Fa 14,64; NiO 0,06 мас. %), в краевых частях состав оливина сопоставим – Mg# 90–89 (Fa 9,8–10,9; NiO до 0,2 мас. %) и Mg# 89 (Fa 10,8; NiO до 0,02 мас. %).

**Флогопит** фенокристов (2 на рис. 4) выражен отдельными крупными таблитчатыми чешуйками и гломеропорфириковыми сростками размером до 2–3 мм. Иногда внутри фенокристов флогопита содержатся округлые включения оливина. Крупные фенокристы более густо окрашены и магнезиальны в центре (Mg# 76,1,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,88 %,  $\text{TiO}_2$  3,71 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,25 %), чем на краях (Mg# 66,7,  $\text{TiO}_2$  4,87 %,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – ниже предела обнаружения, но иногда присутствует Se 0,54–0,58 мас. %), и по составу тяготеют к тренду минетт и альнэитов (см. рис. 5).

Во внешней части келифитовой короны вокруг мегакрита пиропса радиально расположенные резко удлинённые чешуйки флогопита имеют немного более магнезиальный состав (Mg# 78,6), чем центральные части фенокристов в кимберлите, и более высокое содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (3,73 мас. %), низкое  $\text{TiO}_2$  (0,75 мас. %) и почти постоянное присутствие в составе  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,31 мас. %). Большинство зерен флогопита

\* Mg# =  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  в молекулярных количествах.

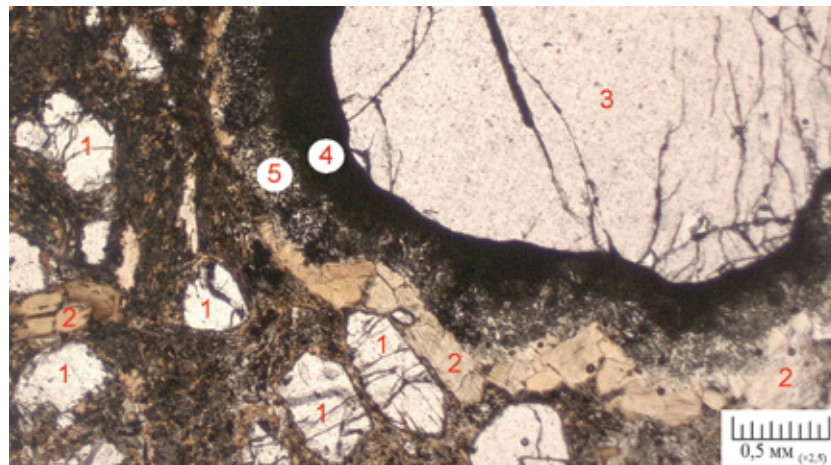


Рис. 4. Кимберлит (ник. II)

1 – оливин; 2 – флогопит; 3 – пироп; 4, 5 – части келифитовой оболочки: 4 – внутренняя, 5 – внешняя

в келифите по химизму соответствует слюдам основной массы кимберлитов (рис. 4), но отдельные чешуйки по составу близки к периферическим частям флогопитовых фенокристов.

Как и фенокристы, чешуйки флогопита в матрице обладают зональным строением с более светлой каймой. Центральные части чешуек по сравнению с фенокристами заметно обеднены титаном и глиноземом, но обогащены железом (рис. 5, Mg#58,1, MnO 0,04 мас. %). Во флогопите основной массы от центральных частей к краям чешуек снижается содержание

$Al_2O_3$  и увеличивается  $Fe_2O_3$  (рис. 5), то есть проявлен тренд, характерный для лампроитов [35]. Краевые зоны зерен флогопита на границе с волластонитом относятся к аннитовому ряду, они обеднены Al, обогащены Fe (Mg# 31) и содержат MnO до 0,2 мас. %.

Пироп образует округлые выделения диаметром до 3–4 мм. Во внутренней части вкрапленника по соотношению кальция и хрома он относится к среднекальциевым пиропам алмазоносного лерцолитового парагенезиса (рис. 6). В келифитовой оболочке он значительно обеднен Ca и Cr, а также

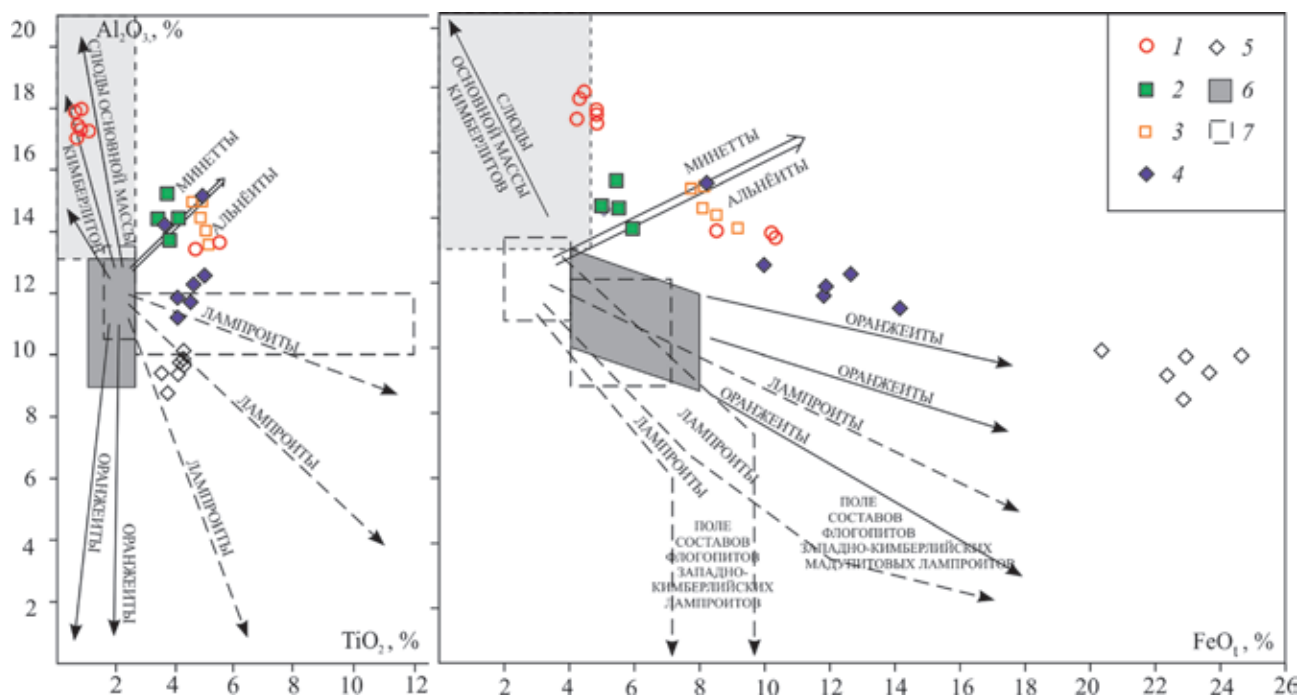


Рис. 5. Диаграммы  $Al_2O_3 - TiO_2$  и  $Al_2O_3 - FeO_1$  для флогопитов

Основа диаграмм по [35]. 1 – флогопит во внешней части келифитовой каймы вокруг пироба; 2, 3 – крупный вкрапленник флогопита: 2 – центральная и 3 – периферическая части; 4, 5 – чешуйки флогопита в матрице: 4 – центральные и 5 – периферические части; 6, 7 – поля составов фенокристовых флогопитов: 6 – оранжеиты, 7 – лампроиты

Al, Fe, Ti (табл. 1), но обогащен Si и Mg. Такой тренд возможен при воздействии силикатного метасоматического агента [30].

**Келифитовая оболочка.** Округлое выделение пироба окружено келифитовой оболочкой шириной около одного миллиметра. Основная масса внедрена внутрь зерна пироба по типу интрателлурических вкрапленников, видимо, за счет растворения мегакристов граната при подъеме магмы. Минералы в кайме представлены радиально-лучистым агрегатом, ориентированным перпендикулярно поверхности мегакристалла граната. Кайма имеет зональное строение. Внутренняя более тонкокристаллическая зона шириной 120–200 мкм сложена удлиненно призматическими зернами клинопироксена зонального строения: более густая окраска в центре зерен, светлая – по краям. Внутренняя часть зерен пироксена более магнезиальная (Mg# 75,2, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,25 мас. %), внешняя часть обеднена Mg и Si и обогащена Ca и Al (Mg# 68,6, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,66 мас. %). Внутренняя часть келифитовой короны по валовому химическому составу близка к замещаемому гранату, но отличается меньшим содержанием Si и Al и повышенным Na и K.

Переход к внешней более крупнозернистой зоне постепенный, граница неотчетливая. Состав внешней части короны более разнообразный: орто- и клинопироксен – 60 %, флогопит – 25 %, шпинель – 15 %. Вдоль внешней границы келифитовой каймы отмечается концентрация конформно ориентированных чешуек флогопита. Преобладают зерна клинопироксена, в интерстициях присутствует ортопироксен. Вблизи границы крупно- и мелкозернистых зон состав более глиноземистого клинопироксена (Mg# 71, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,25 мас. %) отличается от диопсида (Mg# 80, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,19 мас. %) в средней части крупнозернистой зоны. Плохо сохранившиеся реликты ортопироксена в ближней к контакту крупнозернистой зоне (Mg# 76,4, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,94 мас. %), видимо, содержат существенную примесь клинопироксена (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,2 мас. %, CaO 1,95 мас. %). Флогопит в келифите соответствует слюдам матрикса основной массы кимберлитов (рис. 5).

**Содалит** образует идиоморфные кристаллы с призматическим сечением (0,01–0,07 мм). Судя по его идиоморфизму относительно вкрапленников флогопита и микролитов слюды, он является наиболее ранним на этапе кристаллизации основной массы породы.

**Томсонит** определен в кристаллах, подобных по морфологии содалиту, и, видимо, замещает содалит.

**Шпинель** (пикотит) в крупнозернистой зоне по составу плавно изменяется от более глиноземистого и магнезиального в ее внутренней части (Mg# 58,5, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,67 мас. %) до более железистого и хромистого во внешней (Mg# 50,6, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 24,29 мас. %). В целом шпинель относится к низкохромистой группе (Cr/Cr + Al = 0,25–0,43), что свойственно шпинелям келифитов в ассоциации с пироксенами и флогопитом [4].

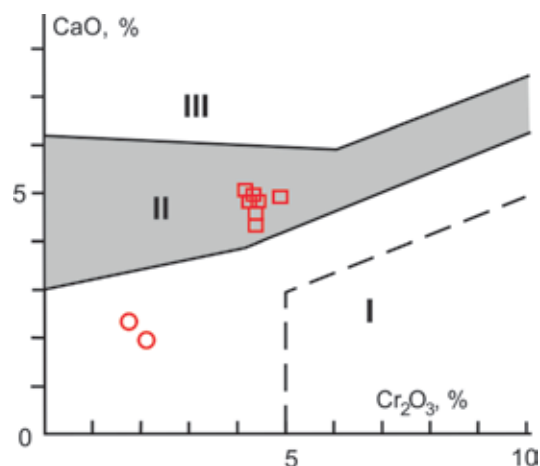


Рис. 6. Состав граната

Квадраты – внутренняя часть мегакристалла, показанного на рис. 3, кружочки – гранат из келифитовой оболочки. Поля состава граната из включений в алмазе: I – алмазоносных дунитов и гарибургитов, II – лерцолитов, III – верлитов по В. С. Соболеву [26]

Отсутствие микрокристаллических выделений высокохромистых шпинелидов, наличие только низкохромистых разностей и разнообразных по составу титаномагнетитов отмечалось ранее, что указывает на относительно малоглубинный источник расплавов. Широкое развитие высокоглиноземистых хромшпинелидов, а также высокопримесных октаэдрических кристаллов перовскита в основной массе породы свидетельствует о высокотемпературном характере кристаллизации этих минералов [25].

**Перовскит** в связующей массе по размеру кристаллов представлен двумя типами: мелким < 0,005 мм (в оранжеитах < 0,01 мм [35]) и относительно крупным – октаэдрические и кубоктаэдрические кристаллы размером 0,01–0,02 мм [25]. В отличие от перовскита, из кимберлитов наблюдается повышенное содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,88 мас. % и SrO 2,6–3,3 мас. %.

#### Петрогеохимическая типизация кимберлитов.

Породы участка Сербейн недосыщены кремнеземом (SiO<sub>2</sub> 36,75–38,3 мас. %), калиевые (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1,9–2,8), нормально-агпайтовые (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,85), умеренно титанистые (TiO<sub>2</sub> 1,87–2,14 мас. %). По петрохимическим параметрам, они классифицированы как железотитанистый высококалиевый (K<sub>2</sub>O > TiO<sub>2</sub>) тип кимберлитов [14]. В отличие от архетипических кимберлитов, они более обогащены SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, но характеризуются низким содержанием CO<sub>2</sub>, что более характерно для пород лампроитового семейства. По мнению И. В. Серова [25], повышенные содержания глинозема и кремнезема не позволяют отнести породы участка Сербейн к клану кимберлитовых пород, и по этой причине он называет их кимберлитоподобными ультрамафическими мелилит-флогопитовыми альнэитами.

Таблица 1

## Средний химический состав минералов кимберлита (%) участка Сербьян

Минералы	Компоненты																	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	NiO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl	Сумма	Mg/ Mg+Fe	Cr/ Cr+Al
<b>Оливин</b> макрокристы (7) края мелких зерен (2)	39,08	—	—	—	10,02	0,00	50,26	—	—	—	—	0,52	—	—	—	99,87	79,56	—
	39,84	—	—	—	11,67	0,00	48,31	0,11	—	—	—	—	—	—	—	99,93	76,26	—
<b>Флогопитовые фенокристы</b> центральная часть (5) периферическая часть (6)	39,89	3,71	14,37	1,88	5,33	0,00	21,90	—	0,25	10,01	—	—	—	—	—	97,33	76,13	0,13
	37,78	4,87	14,45	—	8,31	0,02	21,53	—	0,00	9,65	—	—	—	0,19	—	96,80	66,78	—
<b>Флогопит в матрице</b> центральные части (7) периферические части (7)	38,64	4,58	12,35	0,00	11,32	0,04	20,22	—	—	9,72	—	—	—	—	—	96,88	58,09	—
	37,44	4,03	9,69	0,00	22,73	0,20	13,14	0,26	—	9,58	—	—	—	—	—	97,13	30,95	—
<b>Флогопит в келифите (6)</b>	38,65	0,75	17,43	3,73	4,56	—	21,60	—	0,31	10,13	—	—	—	—	—	97,15	78,63	0,20
<b>Гранат</b> центральная часть (7) гранат в келифите (2)	41,59	0,44	19,51	4,34	7,26	0,12	21,40	4,95	—	—	—	—	—	—	—	99,60	69,56	0,22
	50,98	0,31	8,16	1,98	7,00	0,19	29,29	2,10	—	—	—	—	—	—	—	100,03	76,45	0,24
<b>Шпинелиды в келифите</b> внутренняя часть келифита (2)	0,00	0,35	52,90	13,67	11,58	0,17	21,00	—	—	—	—	—	—	—	—	99,68	58,45	0,25
	0,00	0,00	46,61	20,98	13,40	0,00	19,56	—	—	—	—	—	—	—	—	100,55	53,09	0,37
<b>Пироксены в келифите</b> внешняя часть (4) мелкозернистая внутренняя часть келифита: ядро (1)	0,00	0,09	42,16	24,29	14,25	0,15	18,78	—	—	—	—	—	—	—	—	99,72	50,56	0,43
	48,70	0,30	8,19	3,25	7,36	0,18	28,69	2,83	0,32	—	—	—	—	—	—	99,81	75,16	0,34
мелкозернистая внутренняя часть келифита: огорожка (1) крупнозернистая внешняя часть келифита (3)	44,05	0,45	13,01	4,66	6,89	0,21	19,41	10,05	0,32	—	—	—	—	—	—	99,05	68,62	0,32
	45,86	1,04	11,53	4,20	4,50	0,09	14,24	17,21	0,56	—	—	—	—	—	—	99,23	71,07	0,32
<b>Диопсид</b> (внешняя часть келифита) (1)	52,80	0,00	3,83	1,19	3,15	0,00	16,45	19,94	0,82	—	—	—	—	—	—	98,17	80,18	0,29
<b>Матрикс</b> Содалит (2) Бронзит (1)	36,05	—	29,73	—	0,36	—	0,11	0,89	22,64	0,30	—	—	—	—	5,9	96,16	—	0,23
	50,98	0,18	8,20	1,94	7,06	0,20	29,52	1,95	—	—	—	—	—	—	—	100,03	76,43	—
<b>Титаномagnetит</b> (7) <b>Перовскит</b> (3) <b>Воластонит</b> (6)	—	12,15	4,64	0,73	74,29	0,32	6,84	—	—	—	—	—	—	—	—	98,97	6,67	0,17
	—	56,38	—	—	2,85	—	—	38,64	—	—	—	—	0,47	0,88	—	99,22	—	—
	53,74	—	—	—	1,07	—	—	44,46	—	—	—	—	—	—	—	99,28	—	—

Примечание. В столбце «Минералы» в скобках указано количество измерений, использованных при подсчете средних концентраций. Прочерк — содержание ниже предела чувствительности.



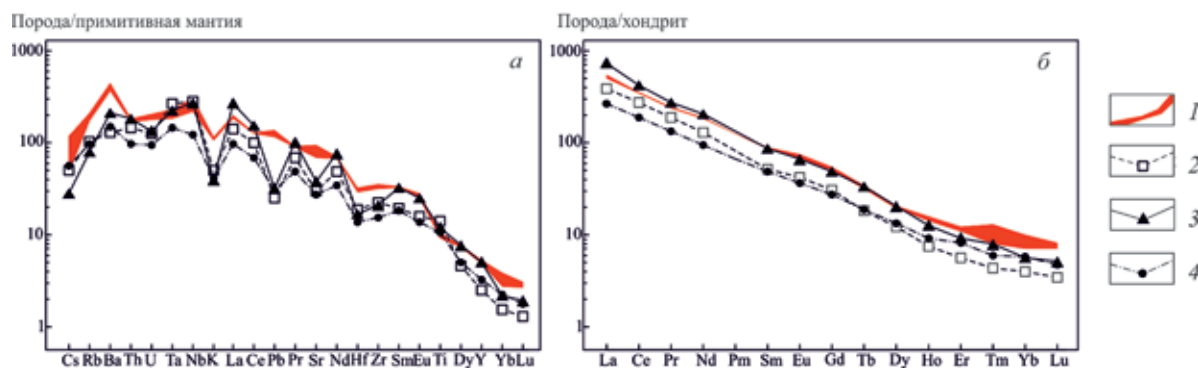


Рис. 7. Мультиэлементные диаграммы для кимберлитов куонамского комплекса

1 – кимберлиты участка Сербеян (три анализа); 2 – дайка Мачала; 3 – трубка Тылкачи; 4 – трубка Старая. Результаты анализов заимствованы из нашей работы [7]

Относительно повышенное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,15–1,66 мас. %) характерно для содалитсодержащих разновидностей кимберлитов и не мешает отнесению пород к кимберлитам [33]. Отмечается недостаточно высокая для кимберлитов магнезиальность ( $\text{Mg}\#$  78,8–79,8), в результате породы участка Сербеян размещены между полями кимберлитовой и камафугитовой серий на диаграмме  $\text{Mg}\# - \text{SiO}_2$ . На петрохимических диаграммах для разделения кимберлитов [12]  $\text{SiO}_2/\text{MgO} - \text{MgO}/\text{FeO}$ ;  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}/\text{FeO}$ ;  $\text{MgO}/\text{FeO}_t - \text{TiO}_2$ ;  $\text{MgO}/\text{FeO}_t - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  породы участка Сербеян размещаются в поле кимпикритов. Значительная часть индикаторных соотношений пород участка Сербеян (табл. 2) также ближе кимпикритам, но отношения  $\text{Ce}/\text{Y}$ ,  $\text{Ni}/\text{Co}$ ,  $\text{Nb}/\text{Ta}$  соответствуют кимберлитам,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}/\text{V}$ ,  $\text{Cr}/\text{Zr}$  – альпикритам, а  $\text{K}_2\text{O}/\text{Ti}$ ,  $\text{Ni}/\text{Ti}$  и  $\text{Ti}/\text{V}$  – породам лампроит-оранжеитового семейства. Таким образом, геохимическая типизация пород участка Сербеян неоднозначна.

В отличие от слюдяных кимберлитов Куонамской зоны, при нормализации на состав примитивной мантии (рис. 7, а) в породах участка Сербеян более резко выражена положительная аномалия Ba (2440–2910 ppm), отсутствуют отрицательные аномалии Pb (17,1–20,6 и Sr 1370–1881 ppm). Обогащенность Ba и Pb отличает лампроиты от кимберлитов [37]. Характерны высокое содержание РЗЭ ( $\Sigma\text{REE} = 476\text{--}490$  ppm) и фракционированное распределение  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 47\text{--}70$  (рис. 7, б), что указывает на присутствие граната в реститовой фазе.

Низкая величина отношения  $\text{La}/\text{Nb} = 0,63\text{--}0,83$  в породах участка Сербеян характерна для магматических источников в астеносферной мантии [34]. Изотопный состав Nd и Sr кимберлитов этого участка близок к составу примитивной мантии:  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,512332$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -0,4$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704409$  [14], и в этом они подобны группе I кимберлитов, что подтверждается по индикаторным соотношениям [31]  $\text{Th}/\text{Nb} = 0,07\text{--}0,1$  и  $\text{La}/\text{Nb} = 0,63\text{--}0,83$ . Однако по соотношениям  $\text{Ba}/\text{Nb} = 12\text{--}17$  и  $\text{Ce}/\text{Pb} = 10\text{--}12$  они соответствуют кимберлитам группы II.

**Обсуждение результатов.** Кимберлиты – продукт гибридных и контаминированных магм, которые претерпели кристаллизацию в мантии до кристаллизации основной массы и мезостазиса. Поэтому гипабиссальные кимберлиты не являются представителями исходной первичной магмы [36] и обладают сложной и противоречивой классификацией [2; 5; 6; 11; 12; 20; 22; 35; 37]. В настоящее время популярна модель образования кимберлитов вследствие плавления мантийных перидотитов под воздействием глубинных флюидов легколетучих компонентов. Обычно выделяются два основных геохимических типа мантийного метасоматоза – карбонатитовый и силикатный [24]. По результатам изучения неизмененных кимберлитов трубки Удачная – одного из главных месторождений алмазов Якутии – минералогия дочерних фаз из расплавов включений в минералах основной массы кимберлитов отражает обогащение примитивных кимберлитовых расплавов карбонатным, хлоридным и натриевым компонентами [33]. Поэтому присутствие содалита в связующей массе кимберлита на участке Сербеян – важный признак обогащения расплава натрием и хлором, аналогично кимберлитам трубки Удачная.

В изученных породах макрокристы оливина и пироба являются мантийной ликвидусной фазой высокого давления. Оливин не кристаллизуется в приповерхностных расплавах и поэтому редко обогащается железом [36]. Мелкие зерна более железистого оливина, содержащего Ca, и деплетированные Ni, вероятно, кристаллизовались на глубине позже макрокристов из расплава, сформировавшего шток.

Крупные ксенокристы пироба, возможно, унаследованы из мантийных гранатовых лерцолитов. Гранат в келифитовой короне формировался при взаимодействии фенокристов пироба с кимберлитовым расплавом, в результате которого гранат обеднен Ca и Sr, но обогащен Si и Mg.

В породе отсутствует первичный флогопит гранатовых лерцолитов, который, как правило, низкоглиноземистый и содержит менее 1 мас. %  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [32]. Наиболее низкотитанистым

Таблица 2

**Химический состав и индикаторные отношения петрогенных компонентов (масс. %) и элементов примесей (г/т) в породах участка Сербьян в сравнении со средними характеристиками щелочно-ультрамафических пород кимберлит-карбонатитового и лампроитового семейств**

Компо- нент	Номера проб			Компо- нент	Номера проб			Индика- торные от- ношения	Состав пород					
	766		01-11*		766		01-11*		1	2	3	4	5	6
	613	766	01-11*		613	766	01-11*							
SiO <sub>2</sub>	37,60	38,30	36,75	Nb	143	170	200	MgO/FeO <sub>t</sub>	2,09-2,22	3,93	2,06	1,31	2,9	3,81
TiO <sub>2</sub>	2,06	1,87	2,14	Cs	1,0	1,04	1,0	SiO <sub>2</sub> /MgO	1,74-2,03	1,15	1,26	1,81	2,13	1,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,37	6,42	6,40	Ba	2440	2910	2505	K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50-0,57	0,18	0,32	0,43	1	1,04
FeOt	9,63	8,52	10,10	La	118	129	126	K <sub>2</sub> O/MgO	0,14-0,17	0,02	0,06	0,14	0,175	0,11
MnO	0,21	0,19	0,21	Ce	211	210	218	K <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	1,48-1,73	0,44	0,43	0,66	1,06	2,82
MgO	21,40	18,90	21,11	Pr	23,3	23	22,8	MgO/CaO	1,39-1,69	1,79	1,47	1,04	4,41	3,64
CaO	13,6	13,6	12,5	Nd	84,5	87,9	84,6	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,95-2,89	4,82	7,68	2,06	14,31	17,76
Na <sub>2</sub> O	1,48	1,66	1,15	Sm	13,3	13,1	13,6	MgO/TiO <sub>2</sub>	9,66-10,39	19,5	7,2	4,79	7,12	25,38
K <sub>2</sub> O	3,05	3,23	3,32	Eu	4,01	4,35	3,90	Ni/Ti	0,047-0,055	0,12	0,025	0,019	0,044	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,04	1,01	1,18	Gd	10,4	11,2	11,0	Ni/V	3,16-4,08	11,1	2,93	3	11,2	15,3
п.п.п.	2,76	4,92	2,25	Tb	1,3	1,18	1,2	Cr/Ti	0,048-0,067	0,13	0,05	0,03	0,05	0,3
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	2,15	Dy	5,27	5,09	4,9	Cr/V	3,58-4,42	11,7	5,47	4,38	12,3	20,3
Сумма	99,2	99,6	99,6	Ho	0,9	0,88	0,8	Ti/V	66-74	90,2	116	154	255	67,5
V	187	189	173	Er	2,03	2,0	1,8	Rb/Sr	0,06-0,09	0,021	0,05	0,03	0,33	0,13
Cr	826	706	620	Tm	0,33	0,23	0,2	Zr/Nb	1,6-2,6	1,45	1,28	1,72	5,1	2,4
Co	62	54,9	68	Yb	1,69	1,4	01,2	Ce/Y	9,13-9,44	9,4	15	14,3	25,8	21,3
Ni	591	602	706	Lu	0,21	0,18	0,2	Sr/Ba	0,56-0,75	1,17	0,62	0,68	0,13	0,4
Cu	142	120	126	Hf	9,22	8,34	8,1	Ni/Co	9,46-10,38	11,8	5,1	4,1	12,9	16
Rb	126	103	121	Ta	6,84	8,64	8,4	Cr/Zr	1,88-2,21	5,7	3,4	1,84	0,99	7,4
Sr	1370	1660	1881	Pb	17,1	19,8	20,6	K/Rb	200-227	299	189	399	6,9	171,6
Y	23,1	20,9	23,1	Th	14,04	13,4	13,8	Cr/Nb	3,11-5,8	8,21	4,36	3,17	5,03	16,5
Zr	373	348	329	U	3,97	3,63	4,2	Nb/Ta	21-23,8	23,4	26,5	18		14,5

Примечание. 1 – кимберлиты трубки Сербьян; 2-6 – типовые составы пород; 2 – кимберлиты; 3 – кимберлиты; 4 – альпикриты; 5 – оливиновые лампроиты; 6 – оранжеиты. Результаты анализа пробы 01-11\* заимствованы из работы [15], н.о. – не определялось. Параметры индикаторных отношений для 2-6 по [2; 13; 20].

( $\text{TiO}_2$  0,75 мас. %) является флогопит в келифитовой короне, образующийся при взаимодействии расплава с ксенокристаллами пирропа, однако при этом он наиболее высокохромистый ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  3,73 мас. %). Флогопит в центральных частях фенокристов, обогащенный Mg, Ti и Sr, первоначально имел состав, подобный флогопиту минетт и альнётитов (рис. 5). Флогопит периферических частей фенокристов, а также в связующей массе, при высокой титанистости не содержит хрома. Обрастание фенокристов и кристаллизация флогопита в матриксе происходила при слабом снижении глиноземистости и увеличении известковистости и значительном увеличении железистости, но при постоянно повышенной титанистости ( $\text{TiO}_2 = 4,03\text{--}4,87$  мас. %), подобно оранжеитовому тренду. Химический состав флогопитов подтверждает принадлежность изученных пород участка Сербьян к оранжеитам. Обрастание аннитом периферических частей вкрапленников флогопита в матриксе, вероятно, происходило в приповерхностных условиях. Интерпретация диаграмм (рис. 5) требует осторожности, поскольку, как показали исследования [6], состав слюд не может служить критерием классификации щелочно-ультраосновных пород и разграничения кимберлитов, оранжеитов и лампроитов. Надежный критерий, позволяющий разделять щелочно-ультраосновные породы на кимберлиты типа I и II, — изотопно-геохимическая характеристика пород [6].

Отличительной особенностью минерального состава изученных кимберлитов является низкое содержание карбонатов, серпентина и монтчеллита, обычных для основной массы кимберлитов, и присутствие раннего содалита и позднего волластонита в матриксе. В отличие от архетипических кимберлитов, для которых характерна дифференциация в сторону карбонатитовых расплавов, в изученных кимберлитах фракционирование карбонатов не проявлено. По причине низкого содержания воды в расплаве его эволюция идет в сторону обогащения K, Al, Si, при этом кальций связывается мелилитом, клинопироксеном, перовскитом, а его избыток — волластонитом.

Шпинель в келифитовой короне от центра к периферии обедняется Al и Mg, но обогащается Fe и Sr. Данные по составу шпинели указывают на восстановительные условия и обогащение остаточного расплава железом и титаном, накопление которых происходило в результате кристаллизации магнезиальных и алюмокальциевых силикатов в условиях низкого парциального давления [1]. Роль карбонатов определяется фугитивностью кислорода, которая, судя по составу шпинели, была низкая, вследствие чего не проявлена тенденция к накоплению карбонатов.

В качестве источника магмы участка Сербьян могут быть приняты метасоматизированные гранатовые лерцолиты (судя по составу пирропа на рис. 6) при очень низкой степени частичного плавления [31] в условиях воздействия метасоматического агента, богатого щелочными металлами, Cl,  $\text{CO}_2$ . Формирование низководного

кимберлитового расплава при участии карбонатно-хлоридных флюидов позволяет предполагать присутствие субдукционного компонента в виде карбонатных пород и эвапоритов в мантии под центральной частью Анабарского щита.

По эволюции состава флогопита вкрапленников можно предполагать, что родоначальная магма участка Сербьян могла иметь лампроитовый состав, эволюция которой происходила по оранжеитовому тренду. В такой эволюции нет противоречия, поскольку существует точка зрения об отказе от использования термина «оранжеиты» с заменой его карбонатистыми оливиновыми лампроитами, а для бескарбонатных разностей — лампроитами [37].

**Выводы.** Изученные кимберлиты поля Сербьян содержат оливин, не подвергшийся серпентинизации, что указывает на низкое содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве. В основной массе породы в небольшом количестве присутствует карбонат, а в составе наиболее ранней фазы кристаллизации установлен содалит — хлорсодержащий алюмосиликат натрия. Кимберлиты участка Сербьян прорывают гранулиты фундамента Сибирского кратона, что исключает взаимодействие с эвапоритами и карбонатными породами осадочного чехла. Поэтому в качестве метасоматического агента, вызывающего плавление мантии, есть основание рассматривать щелочно-карбонатно-хлоридный флюид. В качестве источника расплава кимберлитов Сербьян может быть принято плавление метасоматизированных гранатовых лерцолитов при воздействии метасоматического агента, обогащенного щелочами, хлором и  $\text{CO}_2$ . По эволюции состава флогопита можно полагать, что первоначальная магма участка Сербьян могла иметь лампроитовый (лампроитовый?) состав, эволюция которой происходила по оранжеитовому тренду. В районе участка Сербьян, кроме изученного тела, могут присутствовать другие типы кимберлитов. В частности, об этом свидетельствует находка алмаза в устье р. Оюр-Юрях — левого притока р. Бол. Куонамка. Кроме того, в изученных породах участка Сербьян отсутствует высокохромистый пикроильменит, установленный в аллювии р. Сербьян, что указывает на возможность обнаружения в Верхнекуонамском кимберлитовом поле других алмазоносных щелочно-ультрамафитовых тел с пикроильменитом. В любом случае следует иметь в виду, что карбонатно-хлоридные флюиды и расплавы, отщепленные в результате жидкостной несмесимости, являются решающим фактором образования алмазов [33].

Авторы выражают благодарность М. Н. Голубурдиной за проведение микрозондовых анализов и плодотворное обсуждение проблемных вопросов, позволившее значительно улучшить статью.

Работа выполнена по материалам составления Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листа R-49 — Оленёк.

1. Алтухова З. А., Зайцев А. И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. — 2006. — № 2. — С. 34–64.
2. Белов С. В. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. — 537 с.
3. Брахфогель Ф. Ф., Зайцев А. И., Шамшина Э. А. Возраст магматитов — основа прогнозирования алмазности территорий // Отечественная геология. — 1997. — № 9. — С. 20–24.
4. Вишневецкий А. А., Колесник Ю. Н., Харькив А. Д. О генезисе келифитовых кайм на пиробазах из кимберлитов // Минералогический журнал. — 1984. — Т. 6, № 4. — С. 55–66.
5. Голобурдина М. Н. К вопросу о номенклатуре и классификации кимберлитов и лампроитов // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 72. — С. 55–64.
6. Голубева Ю. Ю., Цепин А. И. Уточнение критериев диагностики кимберлитов Якутии: петрохимия, минералогия // Доклады РАН. — 2004. — Т. 397, № 3. — С. 385–390.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 — Оленёк. Объясн. записка / Н. И. Гусев, М. Г. Пушкин, А. А. Круглова, Л. Ю. Сергеева и др. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 448 с.
8. Граханов С. А. Перспективы коренной алмазности Анабарского кристаллического массива // Вестник Госкомгеологии: материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). — 2001. — № 1. — С. 65–74.
9. Граханов С. А., Смелов А. П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. — 2011. — № 5. — С. 56–63.
10. Злобин В. Л., Ильин М. И., Тислов Ю. С. Платиноносные минералы и алмазы из золотоносных россыпей Анабарского щита // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тезисы докладов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. — Т. II. — С. 297–259.
11. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). — М.: НИИ-Природа, 2005. — 540 с.
12. Кимберлиты и некимберлитовая алмазность изверженных и метаморфических пород: Методич. руководство. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. — 448 с.
13. Кинни П. Д. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом / П. Д. Кинни, Б. Дж. Гриффин, Л. М. Хеамэн, Ф. Ф. Брахфогель, З. В. Специус // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38, № 1. — С. 91–99.
14. Костровицкий С. И. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы / С. И. Костровицкий, Т. Морикио, И. В. Серов, Д. А. Яковлев, А. А. Амиржанов // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48, № 3. — С. 350–371.
15. Лелюх М. И., Стаднюк В. Д., Минченко Г. В. К вопросу о поисках коренных источников в северной части Якутской алмазносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. — С. 264–266.
16. Машак М. С., Сотникова Г. Г. Минерагеническое районирование и полезные ископаемые Анабарского щита и его склонов // Региональная геология и металлогения. — 2004. — № 22. — С. 89–103.
17. Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. — 1979. — № 6. — С. 86–97.
18. Микрорезистивные оксиды из кимберлитов России / Гаранин В. К., Бовкун А. В., Гаранин К. В., Ротман А. Я., Серов И. В. — М.: ГЕОС, 2009. — 498 с.
19. Мингазов Д. Т., Голота Л. Е., Истомин В. А. Первые находки палеозойских кимберлитов в центральной части Анабарского щита // Докл. РАН. — 1996. — Т. 347, № 1. — С. 72–76.
20. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Л.: Недра, 1991. — 204 с.
21. Молчанов А. В. Рудоносность Мальджарганского карбонатитового массива (Анабарский щит, Республика Саха — Якутия) / Д. К. Ходжаев, А. В. Молчанов, Н. Е. Морозова, И. В. Рыбаков, А. С. Ивановский // Региональная геология и металлогения. — 2007. — № 32. — С. 103–107.
22. Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
23. Пономаренко А. И., Потуроев А. А. О включениях осадочных пород в брекчиях и туфолавах эруптивных аппаратов Анабарского щита // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1970. — С. 64–67.
24. Похиленко Н. П. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом / Н. П. Похиленко, А. М. Агашев, К. Д. Литасов, Л. Н. Похиленко // Геология и геофизика. — 2015. — Т. 56, № 1–2. — С. 361–383.
25. Серов И. В. Минералогические и петролого-геохимические характеристики кимберлитовых и родственных им пород Якутской алмазносной провинции: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 2002. — 32 с.
26. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974. — 263 с.
27. Толстов А. В., Граханов С. А. Прогнозно-минерагеническая оценка Анабарского поднятия // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тезисы докладов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. — Т. II. — С. 204–206.
28. Толстов А. В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. — М.: ИМГРЭ, 2006. — 212 с.
29. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998. — 555 с.
30. Agashev A. M. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya / A. M. Agashev, D. A. Ionov, N. P. Pokhilenko, A. V. Golovin, Yu. Cherepanova, I. S. Sharygin // Lithos. — 2013. — Vol. 160. — Pp. 201–215. — doi: 10.1016/j.lithos.2012.11.014.
31. Becker M., Le Roex A. P. Geochemistry of South African on- and off-craton group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution // Journal of petrology. — 2006. — Vol. 47. — Pp. 673–703. — doi: 10.1093/petrology/egi089.
32. Carswell D. A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // Physics and Chemistry of the Earth. — 1975. — Vol. 9. — Pp. 417–429. — doi: 10.1016/0079-1946(75)90031-2.
33. Kamenetsky V. S. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals / V. S. Kamenetsky, A. V. Golovin, R. Maas, A. Giuliani, M. B. Kamenetsky, Y. Weiss // Earth-Science Reviews. — 2014. — Vol. 139. — Pp. 145–167.
34. Kay R. W., Mahlburg-Kay S. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics. — 1993. — Vol. 219. — Pp. 177–189.
35. Mitchel R. H. Kimberlites, orangites and related Rocks. — New York: Plenum Pres. 1995. — 410 p.
36. Mitchel R. H. Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2008. — Vol. 174. — Pp. 1–8.

37. Pearson D. G., Woodhead J., Janney P. E. Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle // *Elements*. — 2019. — Vol. 15. — Pp. 387–392.

1. Altuhova Z. A., Zajcev A. I. Features of the material composition and age of kimberlite rocks of the Dyukensky, Luchakansky and Ary-Mastakhsky fields of the Yakutsk province. *Litosfera*. 2006. No. 2, pp. 34–64. (In Russian).

2. Belov S. V. Mineragenija platformennogo magmatizma (trappy, karbonatity, kimberlity) [Minerageny of platform magmatism (traps, carbonatites, kimberlites)]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 2008. 537 p.

3. Brahfogel' F. F., Zajcev A. I., Shamshina Je. A. Age of magmatites — the basis for predicting the diamond content of territories. *Otechestvennaja geologija*. 1997. No. 9, pp. 20–24. (In Russian).

4. Vishnevskij A. A., Kolesnik Ju. N., Har'kiv A. D. On the genesis of kelpite rims on kimberlite pyropes. *Mineralogicheskij zhurnal*. 1984. Vol. 6. No. 4, pp. 55–66. (In Russian).

5. Goloburdina M. N. On the nomenclature and classification of kimberlites and lamproites. *Regional'naja geologija i metallogenija*. 2017. No. 72, pp. 55–64. (In Russian).

6. Golubeva Ju. Ju., Cepin A. I. Specification of diagnostic criteria for kimberlites of Yakutia: petrochemistry, mineralogy. *Doklady PAN*. 2004. Vol. 397. No. 3, pp. 385–390. (In Russian).

7. Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federacii. Mashtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List R-49 — Olenjok. Objasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet R-49 — Olenok. Explained note]. Eds.: N. I. Gusev, M. G. Pushkin, A. A. Kruglova, L. Ju. Sergeeva et al. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 448 p.

8. Grahanov S. A. Prospects for the primary diamond content of the Anabar crystalline massif. *Bulletin of the State Committee for Geology: materials on geology and minerals of the Republic of Sakha (Yakutia)*. 2001. No. 1, pp. 65–74. (In Russian).

9. Grahanov S. A., Smelov A. P. Vozrast prognoziruemyh korennyh istochnikov almazov na severe Jakutii. *Otechestvennaja geologija*. 2011. No. 5, pp. 56–63. (In Russian).

10. Zlobin V. L., Il'in M. I., Tislov Ju. S. Platinum-bearing minerals and diamonds from gold placers of the Anabar shield. *Geological survey and mineral resources base of Russia on the threshold of the 21st century*. St. Petersburg: VSEGEI. 2001. Vol. II, pp. 297–259. (In Russian).

11. Karbonatity i kimberlity (vzaimootnoshenija, mineragenija, prognoz) [Carbonatites and kimberlites (relationships, mineralogy, prognosis)]. Moscow: NIA-Priroda. 2005. 540 p.

12. Kimberlity i nekimberlitovaja alamazonosnost' izverzhenykh i metamorficheskikh porod: Metodicheskoe rukovodstvo [Kimberlites and non-kimberlite diamondiferous igneous and metamorphic rocks: a Methodological guide]. Moscow: GEOKART; GEOS. 2010. 448 p.

13. Kinni P. D., Griffin B. Dzh., Heamjen L. M. et al. Determination of U-Pb ages of perovskites from Yakut kimberlites by the ion-ion mass spectrometric (SHRIMP) method. *Geologija i geofizika*. 1997. Vol. 38, No. 1, pp. 91–99. (In Russian).

14. Kostrovickij S. I., Morikio T., Serov I. V. et al. Isotope-geochemical systematics of kimberlites of the Siberian platform. *Geologija i geofizika*. 2007. Vol. 48. No. 3, pp. 350–371. (In Russian).

15. Leljuh M. I., Stadjuk V. D., Minchenko G. V. On the question of the search for indigenous sources in the northern part of the Yakutsk diamondiferous province. *Geology, patterns of distribution, methods for forecasting and searches for diamond deposits*. Mirnyj. 1998. Pp. 264–266. (In Russian).

16. Mashhak M. S., Sotnikova G. G. Mineralization zoning and minerals of the Anabar Shield and its slopes. *Regional'naja geologija i metallogenija*. 2004. No. 22, pp. 89–103. (In Russian).

17. Mezhvilk A. A. Muna-Anabar deep fault on the Siberian platform. *Geotektonika*. 1979. No. 6, pp. 86–97. (In Russian).

18. Garanin V. K., Bovkun A. V., Rotman A. Ja., Serov I. V. Mikrokrystallicheskie oksidy iz kimberlitov Rossii [Microcrystalline oxides from kimberlites of Russia]. Moscow: GEOS. 2009. 498 p.

19. Mingazov D. T., Golota L. E., Istomin V. A. The first finds of Paleozoic kimberlites in the central part of the Anabar Shield. *Doklady RAN*. 1996. Vol. 347, No. 1, pp. 72–76. (In Russian).

20. Milashev V. A. Petrohimija kimberlitov Jakutii i faktory ih alamazonosti [Petrochemistry of kimberlites of Yakutia and factors of their diamond content]. Leningrad: Nedra. 1991. 204 p.

21. Molchanov A. V., Hodzhaev D. K., Morozova N. E., Rybakov I. V., Ivanovskij A. S. Ore bearing of the Maljangan carbonatite massif (Anabar Shield, Republic of Sakha — Yakutia). *Regional'naja geologija i metallogenija*. 2007. No. 32, pp. 103–107. (In Russian).

22. Petrograficheskij kodeks Rossii: Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovanija. 2-e izd. [The Petrographic Code of Russia: Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. 2nd ed.]. St. Petersburg: VSEGEI. 2008. 200 p.

23. Ponomarenko A. I., Poturoev A. A. On inclusions of sedimentary rocks in breccias and tuffolavas of eruptive apparatuses of the Anabar Shield. *Geology, petrography and mineralogy of magmatic formations of the northeastern part of the Siberian Platform*. Moscow: Nauka. 1970. Pp. 64–67. (In Russian).

24. Pohilenko N. P., Agashev A. M., Litasov K. D., Pohilenko L. N. Relations between carbonatite metasomatism of depleted peridotites of the lithospheric mantle with diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism. *Geologija i geofizika*. 2015. Vol. 56. No. 1–2, pp. 361–383. (In Russian).

25. Serov I. V. Mineralogical and petrological and geochemical characteristics of kimberlite and related rocks of the Yakut diamondiferous province: Abstract. diss. ... cand. geol.-mineral. sciences. Moscow. 2002. 32 p. (In Russian).

26. Sobolev N. V. Glubinnye vkljuchenija v kimberlitah i problema sostava verhnej mantii [Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle]. Novosibirsk: Nauka. 1974. 263 p.

27. Tolstov A. V., Grahanov S. A. Forecast-mineralogenetic assessment of the Anabar Uplift. *Geological Survey and Mineral Resources Base of Russia on the Threshold of the 21st Century: Abstracts*. St. Petersburg: VSEGEI. 2001. Vol. II, pp. 204–206. (In Russian).

28. Tolstov A. V. Glavnye rudnye formacii severa Sibiroj platformy [The main ore formations of the north of the Siberian Platform]. Moscow: IMGRE. 2006. 212 p.

29. Har'kiv A. D., Zinchuk N. N., Krjuchkov A. I. Korennye mestorozhdenija almazov mira [Root deposits of world diamonds]. Moscow: Nedra. 1998. 555 p.

30. Agashev, A. M., Ionov, D. A., Pokhilenko, N. P. et al. 2013: Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya. *Lithos*. 160. 201–215. (In Russian).

31. Becker, M., Le Roex, A. P. 2006: Geochemistry of South African on- and off-craton group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *Journal of petrology*. 47. 673–703.

32. Carswell, D. A. 1975: Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. *Physics and Chemistry of the Earth*. 9. 417–429.

33. Kamenetsky, V. S., Golovin, A. V., Maas, R., Giuliani, A., Kamenetsky, M. B., Weiss, Y. 2014: Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals. *Earth-Science Reviews*. 139. 145–167.

34. Kay, R. W., Kay, S. M. 1993: Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*. 219. 177–189.

35. Mitchel, R. H. 1995: *Kimberlites, orangites and related Rocks*. New York: Plenum Pres. 410.

36. Mitchel, R. H. 2008: Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 174. 1–8.

37. Pearson, D. G., Woodhead, J., Janney, P. E. 2019: Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle. *Elements*. 15. 387–392.

---

*Гусев Николай Иванович* – зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

*Антонов Антон Владимирович* – зав. сектором, ЦИИ ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Anton\_Antonov@vsegei.ru>

*Gusev Nikolay Ivanovich* – Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

*Antonov Anton Vladimirovich* – Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <Anton\_Antonov@vsegei.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.