

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКАЯ ОРИЕНТИРОВКА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ

Н.В. Соболев^{1,2}, Ю.В. Сереткин^{1,2}, А.М. Логвинова^{1,2}, А.Д. Павлушин³, С.С. Угайева³

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

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

³Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

Ориентация 76 минеральных включений, представленных оливином (25 включений), пиропом (13 включений) и магнезиохромитом (38 включений) измерена в 16 образцах алмазов из главных коренных месторождений алмазов Якутии, кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Интернациональная, Айхал и Юбилейная. Новизна проведенных исследований заключается в специальном целенаправленном подходе к выбору образцов, содержащих не только включения оливина, в большом количестве изученных в самые последние годы после публикации книги «Углерод Земли» в 2013 г. Настоящая коллекция составляет более 25 % всех исследованных в мире образцов и содержит наиболее типичные минеральные включения преобладающего перидотитового парагенезиса почти во всех известных кимберлитах. Как в настоящем эксперименте, так и в подобных исследованиях, проведенных зарубежными коллегами в 2014—2019 гг., не обнаружено ни одного включения, ориентировка которого отвечала бы эпитаксиальному критерию. Только отдельные включения магнезиохромита в трех алмазах демонстрируют ориентировку, близкую к закономерной. Значимая корреляция величин изотопного состава углерода и состава минеральных включений алмазов перидотитового и эколгитового парагенезисов при полном отсутствии корреляции с другими свойствами может рассматриваться в качестве одной из геохимических особенностей. В то же время, учитывая многочисленные опубликованные и собственные данные, демонстрирующие сложную ростовую историю алмазов и в ряде случаев широкие колебания состава минеральных включений в разных зонах наряду с различием их морфологии, авторы статьи придерживаются мнения о возможности сосуществования сингенетических и протогенетических включений в одном и том же алмазе. Это также подтверждается находками ксенолитов алмазоносных перидотитов и эколгитов в кимберлитах, в которых выявлены алмазы, полностью включенные в гранат либо в оливин. Отмечается постоянное наличие тяжелых углеводородов (отн. %) от пентана (C_5H_{12}) до гексадекана ($C_{16}H_{34}$), доминирующих во флюидных включениях в алмазах кимберлитов и россыпей, а также в пиропе и оливине ксенолитов алмазоносных перидотитов.

Высокие и сверхвысокие давления, эколгит, перидотит, оливин, гранат, хромит, алмаз, коэсит, взаимная ориентировка алмаза и включений, парагенезис, минеральные равновесия, геотермобарометрия, морфология включений, высокоплотные флюидные включения.

CRYSTALLOGRAPHIC ORIENTATION AND GEOCHEMICAL SPECIFICS OF MINERAL INCLUSIONS IN DIAMONDS

N.V. Sobolev, Yu.V. Seryotkin, A.M. Logvinova, A.D. Pavlushin, and S.S. Ugaeva

The orientation of 76 mineral inclusions — olivine (25), pyrope (13), and magnesiochromite (38) — was measured in 16 diamond samples from major primary diamond deposits in Yakutia, such as the Mir, Udachnaya, Internatsional'naya, Aikhal, and Yubileynaya kimberlite pipes. The novelty of the performed research is a special approach to a choice of samples containing not only olivine inclusions, plenty of which have been studied in recent years after the publication of the book «Carbon of the Earth» in 2013, but others as well. Our collection comprises 25% of the studied world's diamond samples, including the most typical diamonds of prevailing peridotite paragenesis, which were found in almost all known kimberlites. Neither our experiments nor similar studies carried out by the world's researchers in 2014–2019 revealed any inclusions with orientation meeting the epitaxial criterion in the diamonds. Only a few magnesiochromite inclusions in three diamonds have a near-regular orientation. The carbon isotope composition shows a significant correlation with the composition of mineral inclusions in the diamonds of peridotite and eclogite parageneses and no correlation with other properties of the inclusions, which can be considered the geochemical specifics of the latter. At the same time, there are numerous literature and our data on the intricate growth history of diamonds and on the wide variations in the composition of mineral inclusions in different zones of some diamonds. Taking into account this fact and the different morphology of diamonds, we assume the possible coexistence of syngenetic and protogenetic inclusions in the same diamond. This hypothesis is confirmed by finding of peridotite and eclogite xenoliths with garnet- or

olivine-enclosed diamonds in kimberlites. All the samples contain heavy hydrocarbons, from pentane (C_5H_{12}) to hexadecane ($C_{16}H_{34}$), prevailing in fluid inclusions in kimberlite and placer diamonds and in pyrope and olivine of diamond-bearing peridotite xenoliths.

High and ultrahigh pressures, eclogite, peridotite, olivine, garnet, chromite, diamond, coesite, mutual orientation of diamond and inclusions, paragenesis, mineral equilibria, geothermobarometry, morphology of inclusions, high-density fluid inclusions

ВВЕДЕНИЕ

Алмазы представляют собой наиболее глубинный материал земных недр, доступный на поверхности Земли, вынесенный кимберлитами и лампроитами, а также переотложенный в россыпях. Они являются основным источником для суждения о составе земных недр, включая литосферу и более глубокие зоны.

История открытия месторождений алмазов в пределах Сибирской платформы берет свое начало с детального исследования петрологии траппов, широко развитых на платформе, и сопоставления ее геологических особенностей с другими платформами земного шара. Одним из наиболее важных выводов такого сопоставления было утверждение, что «геологическая карта Южно-Африканской платформы весьма похожа на геологическую карту Сибирской платформы» [Соболев, 1936]. Это сопоставление послужило началом обоснования научного прогноза алмазоносности Сибирской платформы [Kjarsgaard et al., 2019], приведшего в результате многолетней работы большого коллектива геологов к открытию Якутской кимберлитовой провинции в 1954 г. Результатом этого открытия явились исключительно активные петрологические и минералогические исследования сибирских кимберлитов и слагающих их минералов, в частности, алмазов, стимулировавшие активизацию подобного изучения южно-африканских кимберлитов [Dawson, 1984; Arima et al., 2008].

Исследуя состав включений пиропов в южно-африканских [Meyer, Boyd, 1972; Meyer, 1987] и якутских [Соболев и др., 1969б] алмазах с помощью рентгеновских микроанализаторов с электронным зондом, еще в конце 60-х годов прошлого столетия удалось доказать уникальность состава таких включений из алмазов разных регионов, содержащих повышенную примесь (мас. %) Cr_2O_3 (5.85—15.9) наряду с пониженным содержанием CaO (1.22—3.10). Эти особенности отличали их от всех ранее изученных пиропов из концентратов тяжелой фракции и глубинных ксенолитов кимберлитов [Соболев и др., 1969б] и определили их принадлежность к парагенезису, не содержащему клинопироксен, т. е. к дунит-гарцбургитовому [Соболев и др., 1969а, б]. Пироп с примесью (мас. %) Cr_2O_3 = 8.20 и CaO = 1.93, ассоциирующий с магнезиохромитом, содержащим около 6.5 % Al_2O_3 и более 60 % Cr_2O_3 , был зафиксирован в одном из ксенолитов алмазоносных серпентинитов [Sobolev, 1977]. Находки ксенолитов алмазоносных серпентинитов [Соболев и др., 1969а] и алмазоносного эклогита [Бобриевич и др., 1959] в кимберлитах Якутии позволили впервые в мире определить составы гранатов образцов наиболее глубоких алмазоносных пород, несмотря на значительно более раннюю, но не изученную находку ксенолита алмазоносного эклогита в кимберлитах Южной Африки [Vonney, 1899], и обосновать наличие двух главных геохимических типов глубинного субстрата верхней мантии, в которых кристаллизуются алмазы: перидотитового и эклогитового. Впервые было установлено, что алмазы из эклогитов не отличаются по содержанию азота от алмазов вмещающего кимберлита [Соболев и др., 1966]. Эти геохимические типы полностью подтверждены последующими многолетними исследованиями и приняты в классификации глубинных алмазоносных парагенезисов в высокоцитируемом международном обзоре [Shirey et al., 2013]. Полученные результаты позволили выделить составы индикаторов алмазоносности кимберлитов: высокохромистых субкальциевых пиропов [Соболев и др., 1969б; Sobolev, 1977] и высокохромистых шпинелидов [Sobolev, 1977], магнезиохромитов [Nestola et al., 2019; Sobolev et al., 2019а], являющихся действительными спутниками алмазов и входящих в состав алмазоносных мегакристаллических дунитов и гарцбургитов, в отличие от обычных пиропов и шпинелидов, представляющих собой спутники кимберлитов, в том числе неалмазоносных. Кроме кимберлитов, шпинелиды, не сопровождаемые пиропом, встречаются в целой серии ультраосновных пород, попадая в тяжелую фракцию шлихов при их дезинтеграции [Sobolev, 1977; Николенко и др., 2018; Округин и др., 2018; Тычков и др., 2018].

Кристаллографические исследования в настоящей работе выполнялись с целью выяснения соотношения включений и вмещающих алмазов, т. е. времени попадания включения в алмаз: образовавшегося раньше алмаза и захваченного им (протогенетическое) либо росшего одновременно с самим алмазом и им захваченного (сингенетическое).

По убеждению Е.С. Федорова, кристаллография не только специфическая часть геометрии, но и проявление фундаментальных особенностей материального мира, а симметрия — его особое свойство

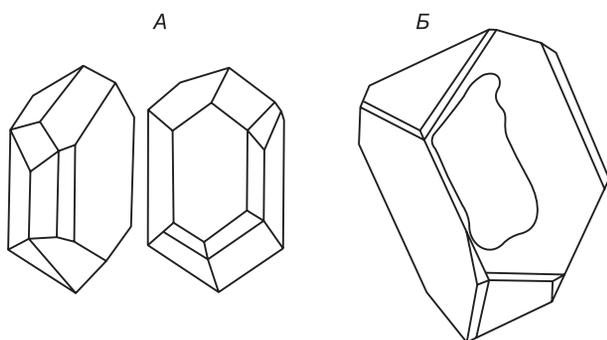


Рис. 1. Кристаллы оливина (А) и пиропы (Б), извлеченные из алмаза тр. Удачная, обр. 57/9 [Соболев и др., 1970].

из южно-африканских алмазов наблюдались порошкообразные поликристаллические включения оливина [Harris, 1968]. В одном из алмазов из тр. Мир включение пиропы имело вид тонкой пластины, весьма похожей на пластинчатые гранаты, включенные в слюдах [Зюзин, 1967]. Иногда встречаются кристаллики оливина, сильно уплотненные. Такие включения оливина впервые описаны для южно-африканского алмаза [Mitchell, Giardini, 1953]. Серия включений пиропов самой разнообразной морфологии описана З.В. Бартошинским с соавторами [1980]. Важные результаты получены при изучении взаимной ориентировки структуры алмаза и находящегося в нем оливина [Футергендлер, Франк-Каменецкий, 1961, 1964; Франк-Каменецкий, 1964]. Ю.Л. Орлов [Orlov, 1977] обобщил результаты и сделал вывод, что весь материал по исследованию включений граната, оливина и шпинелидов в алмазах, выполненному в 60-х годах прошлого столетия, свидетельствует о кристаллизации этих минералов одновременно с алмазом и позволяет рассматривать их в качестве сингенетических включений.

При исследовании представительной коллекции алмазов с включениями из кимберлитовой трубки Мир нами впервые обнаружен ранее не отмеченный ни в одной публикации [Орлов, 1959; Harris, 1968] тип минеральных включений, огранка которых имеет форму отрицательного кристалла алмаза [Соболев и др., 1970, 1972]. При макроскопическом наблюдении грани многих минеральных включений, в том числе полиминеральных, просматриваются через октаэдрические грани алмаза в виде треугольников, строго параллельных каждой алмазной грани.

Включение пиропы с доминирующими остросереберными гранями октаэдра впервые было извлечено из алмаза с последующим изучением с помощью гониометра вместе с включением оливина (рис. 1), имеющим собственную огранку с закругленными гранями, затрудняющими подобные исследования [Соболев и др., 1970].

Алмаз технического качества представлял собой почти изометрический октаэдр размером около 8 мм в поперечнике и массой 4.25 кар. Кристалл оливина (см. рис. 1, А) заметно вытянут вдоль [001], его размеры $0.25 \times 0.14 \times 0.18$ мм. Центральные части граней вертикального пояса оказались гладкими и плоскими, а периферические — закругленными.

Включение пиропы представляет собой ограненный кристалл октаэдрического габитуса с размерами $0.30 \times 0.19 \times 0.17$ мм, сильно удлинённый (см. рис. 1, Б). На месте вершин октаэдра, вследствие искажения, присутствовали довольно длинные, плавно закругленные ложные ребра. Доминирующее положение на кристалле занимали разновеликие грани октаэдра, которые давали на гониометре очень яркие и четкие сигналы. На одной из этих граней присутствовал крупный нарост, обнаруживший слоистое строение.

Серия включений монокристаллов оливина, пиропы, хромдиоксида, энстатита наряду с полиминеральными включениями указанных минералов, также имеющих октаэдрическую огранку, была зафиксирована в работе [Соболев и др., 1972]. Наиболее необычной такая огранка выглядела для оливина, широко распространенного среди включений в алмазе. Наряду с моно- и полиминеральными включениями, имеющими октаэдрическую огранку, в ряде алмазов выявлены оливины с собственной огранкой. Вслед за отмеченными публикациями появилась обстоятельная работа, описывающая аналогичные особенности включений, в том числе полиминеральных, в алмазах из месторождений Южной Африки [Prinz et al., 1975]. Аналогичные включения, в частности, пиропы, установлены в алмазах из лампроитов Австралии [Hall, Smith, 1984].

В последующих работах с коллекциями отечественных алмазов с включениями продолжено выявление включений с четкими индукционными взаимоотношениями с алмазом на примере рутила [Sobolev et al., 1999; Sobolev, Yefimova, 2000; Schmitt et al., 2019], разнообразием морфологии включений коэзита, включая остросереберные октаэдры [Sobolev et al., 1999]. Наложённая алмазом октаэдрическая огранка, параллельная его ростовой зональности, установлена у наноразмерных включений оливина в алмазах [Hwang et al., 2018], а также у многих наноразмерных высокоплотных флюидных включений [Logvinova et al., 2008; Логвинова и др., 2011], включая содержащие молекулярный азот в твердом со-

стоянии [Sobolev et al., 2019a]. В монокристаллах синтетического алмаза включения с октаэдрической морфологией получены методом температурного перепада [Пальянов и др., 1994].

ОБРАЗЦЫ

Подбор образцов для измерения ориентации включений был осуществлен с учетом возможно полного представительства главнейших минералов, включенных в алмазы наиболее типичного, перидотитового парагенезиса. Известно, что наиболее распространенным минералом включений является высокомагнезиальный оливин с содержанием форстерита Fo [100Mg/(Mg + Fe)] между 91 и 94 [Sobolev et al., 2008, 2009]. Оливин присутствует в половине из шестнадцати отобранных образцов в количестве от одного до семи включений (табл. 1). Отличием от большинства ранее проведенных исследований [Nestola et al., 2011, 2014, 2019; Нойзер и др., 2015; Bruno et al., 2016; Milani et al., 2016; Nimis et al., 2016; Сереткин и др., 2017; Hwang et al., 2018] является присутствие в отдельных образцах, кроме оливина, включений пироба (обр. 3636 и 3811 из алмазов тр. Удачная) и даже трехминеральной ассоциации, содержащей, кроме оливина и пироба, еще и магнезиохромит (обр. 3811 из алмаза тр. Удачная) (см. табл. 1). Повышенное внимание в текущих исследованиях уделено включениям магнезиохромита (Chr), наличие которых в количестве от одного до тринадцати зафиксировано в семи исследованных образцах, что составляет почти половину всей выборки и подтверждает широкую распространенность включений шпинелидов в алмазах (см. табл. 1).

МЕТОДЫ

Ориентации включений в каждом алмазе были определены методом монокристаллической рентгеновской дифрактометрии на монокристаллическом дифрактометре Stoe STADI IPDS 2T (излучение MoK_{α} , 50 кВ, 30 мА, графитовый монохроматор, коллиматор 0.3 мм). Расстояние образец—детектор составляло 100 мм. Алмазы были наклеены на стеклянную нить и установлены на дифрактометрической головке. В том случае, когда включения расположены рядом, оптическая юстировка проводилась по одному из них. Все сгруппированные включения попадают в рентгеновский пучок, их дифракционные данные накапливались в одном эксперименте. Оцененная погрешность определения ориентации кристалла при его смещении с центра рентгеновского пучка не превышает 2° [Nestola et al., 2014]. Если включения значительно разнесены друг от друга и был риск, что оно окажется вне рентгеновского пучка, каждое

Таблица 1. Образцы алмазов, в которых измерялась ориентация включений

№ п/п	Месторождение (кимберлитовая трубка)	Номер образца	Минеральные включения		
			OI	Prp	Chr
1	Удачная	3273	1	—	4
2	»	3636	5	3	—
3	Мир	Mir-616-1	—	1	—
4	»	Mir 616-2	—	1	—
5	»	MRL-38	1	—	—
6	»	MRL-39	7	—	—
7	»	MRL-40	1	—	—
8	Удачная	3811	1	5	1
9	»	UDK-1	—	—	6
10	»	UDK-2	—	—	13
11	Интернациональная	INS-1	—	—	5
12	»	INS-24	—	—	6
13	»	INS-50	—	—	3
14	Айхал	Aih-1	—	3	—
15	Юбилейная	Ubc-1-1	3	—	—
16	»	Ubc-1-2	3	—	—
Сумма		76*	22	13	38

Примечание. OI — оливин; Prp — пироп; Chr — магнезиохромит, по [Whitney, Evans, 2010]. Образцы Mir-616-1 и Mir-616-2 представляют собой обломки одного кристалла, содержащие по одному включению пироба.

* Добавлены данные по ориентации трех включений оливина из обр. 3226, см. рис. 4.

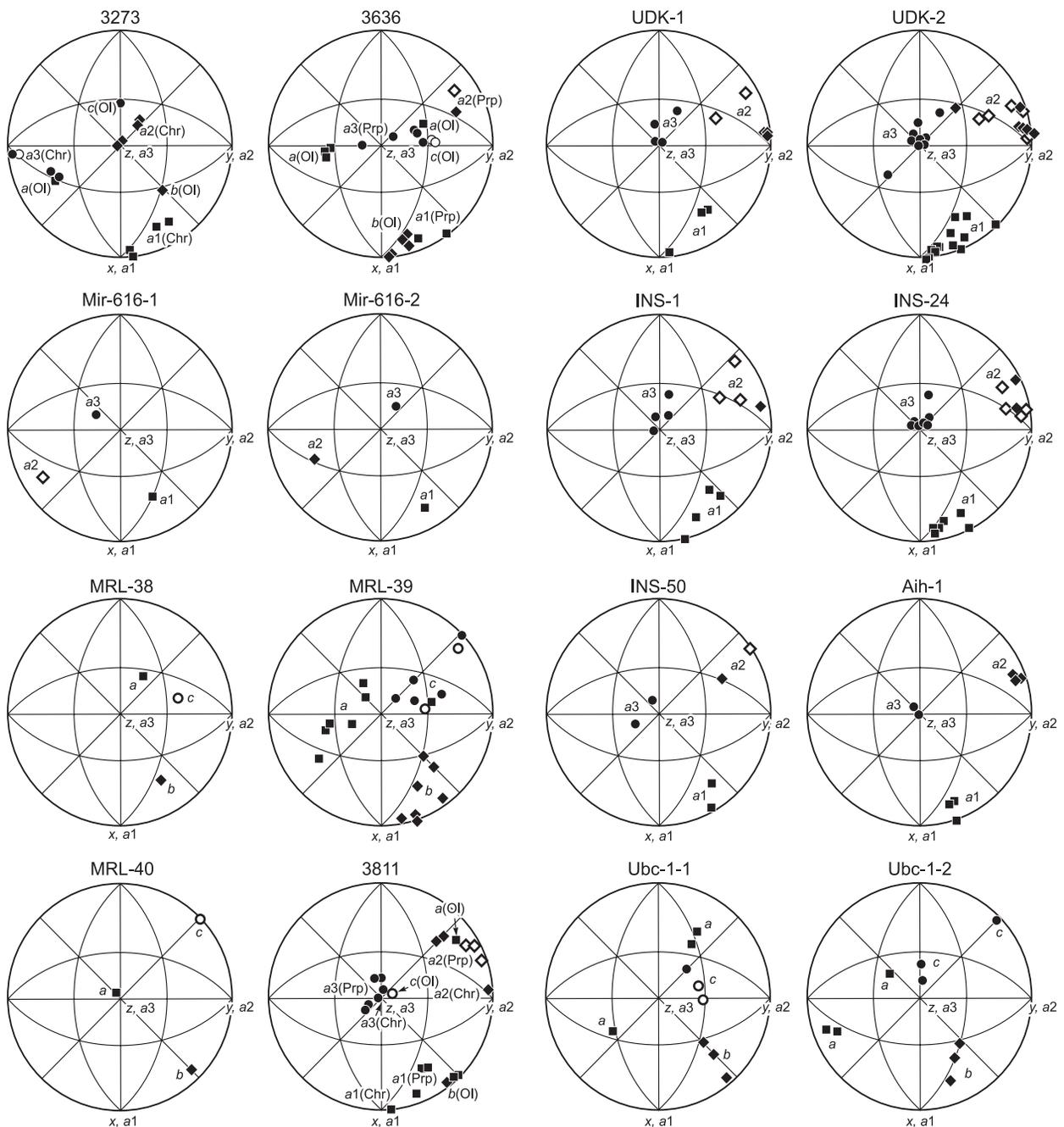


Рис. 2. Ориентировка включений оливина (Ol), пироба (Prp) и магнезиохромита (Chr) в кристаллографической системе алмаза-матрицы в изученных образцах.

Оси алмаза направлены: a_1 — вниз, a_2 — вправо, a_3 — по правилу правой системы координат. Оси включений a (a_1), b (a_2) и c (a_3) показаны соответственно квадратами, ромбами и кружками. Закрашенные символы отмечают положительное направление вектора, пустые — отрицательное. Последовательность образцов идентична порядку, указанному в табл. 1.

такое включение юстировалось и измерялось отдельно. Накопление дифракционного массива проводилось в полной сфере отражений методом омега-сканирования с шириной сканирования $1^\circ/\text{фрейм}$. Наборы дифракционных 2D-фреймов были обработаны с помощью программного обеспечения CrystAlisPro 171.38.43 (Agilent).

Определение взаимной ориентировки включений в алмазах выполнено с использованием программы OrientXplot 4.2 [Angel et al., 2015; Энджел и др., 2015]. Для сравнения относительных ориентаций включений в различных алмазах необходимо принимать во внимание неоднозначность выбора кристал-

лографических направлений включения и алмаза, обусловленных их симметрией. Эта неопределенность устраняется пересчетом матриц ориентации каждого включения и алмаза-хозяина с применением соответствующих операций симметрии; в результате выбранное кристаллографическое направление включения оказывается в указанной кристаллографической асимметрической единице алмаза [Nestola et al., 2014]. Полученные ориентировки всех включений в координатной системе алмаза показаны на рис. 2; пересчитанные значения углов между координатными направлениями включений и кристалла-матрицы даны в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Кристаллографическая ориентировка включений

Ориентация 76 минеральных включений измерялась в общей сложности в 16 кристаллах алмазов из главных коренных месторождений (кимберлитовых трубок) Якутии. Несмотря на то, что наиболее распространенными включениями являются оливины, ориентации которых по отношению к алмазу уделялось повышенное внимание в опубликованных работах последних лет [Nestola et al., 2011, 2014; Нойзер и др., 2015; Nimis et al., 2016; Milani et al., 2016; Bruno et al., 2016; Сереткин и др., 2017; Hwang et al., 2018], исследуемая коллекция была подобрана с учетом присутствия наиболее типичных минералов в алмазах, относящихся к преобладающему перидотитовому парагенезису для подавляющего большинства кимберлитов. В число главных минералов этого парагенезиса, наряду с резко преобладающим оливином, входят пироп и магнезиохромит [Nimis et al., 2019]. Пироксены присутствуют в подчиненном количестве и отсутствовали в доступной коллекции. Кроме метода мономинеральной рентгеновской дифрактометрии применялся метод дифракции обратнорассеянных электронов [Нойзер и др., 2015].

На рисунке 2 показаны результаты изучения методом мономинеральной рентгеновской дифрактометрии 76 включений: оливина (25 включений), пироба (13 включений) и магнезиохромита (38 включений) из 16 образцов алмазов в последовательности, указанной в табл. 1. Представлены исследованные образцы алмазов, содержащие разнообразные комбинации включений оливина, пироба и магнезиохромита (хромита), одиночные и множественные включения одного из перечисленных минералов. Такой набор включений исследуется впервые. Значения углов между кристаллографическими направлениями включений и алмаза, по данным монокристалльного рентгеноструктурного анализа, в аналогичной последовательности см. в табл. 2.

Новизна примененного подхода к изучению взаимной ориентировки включений и алмаза заключается в примененном впервые специальном отборе образцов алмазов, содержащих не только оливин, но и такие типичные минералы перидотитового парагенезиса алмаза, как пироп и магнезиохромит (хромит). Основное количество (10) исследованных алмазов относится к главным месторождениям Якутии — кимберлитовым трубкам Удачная и Мир палеозойского возраста [Дэвис и др., 1980; Кинни и др., 1997; Агашев и др., 2004; Schmitt et al., 2019] (см. табл. 1).

В образце 3273 содержится одно включение оливина октаэдрической морфологии, обусловленной влиянием алмаза-хозяина и четыре включения магнезиохромита. В образце 3636 из той же тр. Удачная содержится пять включений оливина и три — пироба. Из четырех включений магнезиохромита обр. 3273 два имеют ориентировку осей параллельно осям алмаза-матрицы. Пять включений оливина в обр. 3636 ориентированы случайным образом и каких-либо закономерностей не наблюдается.

В двух обломках алмаза Mir-616 (Mir 616-1 и Mir 616-2) представлено по одному включению пурпурного пироба, ориентированных без каких-либо закономерностей (см. рис. 2). Углы между координатными направлениями включения и матрицы включений около 30°. В первом образце угол между [111] алмаза и [111] граната составил 7.7°, что, очевидно, ни о чем не свидетельствует при произвольных ориентациях координатных осей. Во втором этот угол равен 36.6°. Углы между координатными осями включения и алмаза-матрицы для обр. Mir 616-1 и Mir 616-2 представлены в табл. 2.

Два алмаза (MRL-38 и MRL-40) содержат по одному включению оливина, обр. MRL-39 — семь кристаллов оливина. В таблице 2 даны значения углов между координатными осями алмазной матрицы и включений. Ориентация оливина относительно алмазных осей показана на рис. 2. На стереограммах представлена ориентировка включений относительно кристаллографических направлений алмаза, пересчитанная с учетом симметрии кристаллов включения и матрицы.

Очевидно, что эпитаксиальный рост минерала-включения и минерала-матрицы предполагает и их определенную ориентацию друг относительно друга. Утверждается, что в случае оливина должны совпадать плоскости (010) оливина и (111) алмаза, а также направления [101] оливина и [101] алмаза [Hartman, 1954], как следствие возможного эпитаксиального соответствия, основанного на сходстве длин периодов по этим направлениям в структурах оливина и алмаза на своих контактных плоскостях.

В образцах MRL-38 и MRL-40 ориентировку кристаллов оливина относительно алмазной матрицы можно назвать произвольной (см. рис. 2). Так, в MRL-38 угол между осью *b* оливина и направлением

[111] алмаза составил 17° , между [101] оливина и [101] алмаза — 12.5° . В МРЛ-40 значения углов еще больше. Включение № 6 оливина в МРЛ-39 показывает совпадение оси b с направлением [111] алмаза: угол между ними составляет 0.3° . Однако второе направление оливина, [101], с ближайшим из [101] алмаза (а именно $[-101]$) образует угол 29.0° , что не позволяет предполагать возможность их совместного роста. Ориентировки остальных шести включений оливина также не дают основания допускать их сингенетичность.

Образец 3811 представляет собой крупный (до 1 см) сильно уплощенный по [111] кристалл; он содержит пять кристаллов граната, один кристалл оливина и один кристалл шпинелида (хромита). В таблице 2 даны значения углов между координатными осями алмазной матрицы и включений. Ориентация кристаллографических осей включений относительно алмазных осей показана на рис. 2.

Ни включения граната, ни кристалл оливина, судя по их расположению в алмазной матрице, не демонстрируют какой-либо закономерной ориентировки. В то же время кристаллографические оси шпинели ориентированы почти параллельно осям алмаза: углы между ними не превышают 6° . Следует отметить, что оцененная погрешность определения ориентации кристалла при его смещении с центра рентгеновского пучка не превышает величины в 2° [Nestola et al., 2014]. Однако надо учесть, что погрешность определения ориентировки собственно алмаза увеличивается с ростом его размера, так как он гарантированно выходит за пределы рентгеновского пучка. При этом сам алмаз, в отличие от изучаемого включения, не отцентрирован, что также снижает точность определения его и матрицы ориентации. На основании вышесказанного можно сделать вывод, что различия в направлении осей шпинели и алмаза по меньшей мере близки к ошибке определения.

В образце UDK-1 обнаружено шесть кристаллов магнезиохромитов, четыре из которых имеют ориентировку, близкую к ориентировке алмаза-матрицы. Значения углов между кристаллографическими осями алмаза и магнезиохромита находятся в интервале $3.8\text{—}7.1^\circ$, что позволяет предполагать наличие их закономерной ориентировки. Углы между направлениями [111] алмаза и магнезиохромита для четырех закономерно ориентированных включений составляют $5.8\text{—}7.4^\circ$. Оставшиеся два включения ориентированы случайным образом, углы между координатными направлениями магнезиохромита и алмаза больше 20° .

В образце UDK-2 обнаружено 13 кристаллов шпинелидов (хромитов) самой разной ориентировки (см. рис. 2). Значения углов между соответствующими координатными направлениями включения и алмаза варьируют в интервале $3\text{—}60^\circ$ (см. табл. 2). Соответственно угол между направлениями [111] включений и алмаза-матрицы составляет $4.6\text{—}43.7^\circ$. Предположительно включения № 2, 6 имеют закономерную ориентировку, остальные произвольную.

Образец INS-1 содержит пять включений шпинелидов, ориентированных произвольно (см. рис. 2). Углы между координатными осями включения и алмаза от 5 до 45° .

В образце INS-24 обнаружено шесть включений шпинелидов. Их ориентировка не может быть отнесена к закономерной (см. табл. 2). Так, даже если один из углов между соответствующими координатными осями мал, углы между другими осями близки или превышают 10° , что исключает возможность предполагать какую-либо закономерность в расположении такого включения в алмазе-матрице. Значения углов между направлениями [111] матрицы и включений варьируют в интервале $10.0\text{—}27.5^\circ$.

Образец INS-50 содержит три включения шпинелидов, два из которых ориентированы почти идентично; разница в углах составляет менее 1° . Можно предположить, что это один расщепленный кристалл. Ориентировка кристаллов относительно алмаза произвольная.

В образце Aih-1 обнаружены три пироба, произвольно ориентированные относительно алмаза-матрицы. Наконец, обр. Ubc-1 содержит три оливина. Алмаз представляет собой шпинелевый двойник. В таблице 2 и на рис. 2 даны ориентировки включений для каждого блока. Похожий кристалл будет показан ниже.

В настоящем эксперименте, включающем 16 кристаллов алмаза (см. табл. 1), не обнаружено ни одного включения, ориентировка которого отвечала бы эпитаксиальному критерию [Hartman, 1954].

Геохимические особенности включений и вмещающих алмазов

Роль изотопного состава углерода алмазов для характеристики алмазообразующей среды.

Одной из главных характеристик природных алмазов является изотопный состав углерода. После открытия алмазов на Сибирской платформе активные исследования были организованы в ГЕОХИ АН СССР [Галимов, 1984], а алмазы зарубежных месторождений, преимущественно южно-африканских, изучались в США [Deines, 1980]. Интенсивные исследования минеральных включений в алмазах (см. Введение) привели к доказательству четкой зависимости вариаций изотопного состава углерода алмазов от парагенезиса их минеральных включений, главными из которых являются перидотитовый и эклогитовый. Это доказательство было впервые получено в результате определения изотопного состава углерода в 86 образцах алмазов с четко фиксированным парагенезисом включений [Соболев и др., 1979].

Таблица 2. Значения углов (град.) между кристаллографическими направлениями включений и алмаза для изученных включений по данным монокристалльного рентгеноструктурного анализа

Включения	a1 ¹			a2			a3		
	a(a1)	b(a2)	c(a3) ²	a(a1)	b(a2)	c(a3)	a(a1)	b(a2)	c(a3)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3273									
Оливин	64.81	52.96	132.48)	144.53	54.54	89.75	66.77	56.76	42.48
Хромит 1	6.44	94.48	85.38	85.29	89.13	175.21	85.61	4.56	88.76
Хромит 2	27.98	110.94	72.31	65.87	74.42	150.72	76.70	26.56	67.46
Хромит 3	34.08	113.72	67.04	58.53	72.47	142.93	78.26	30.17	62.65
Хромит 4	5.28	91.19	84.86	84.96	94.13	173.47	88.45	4.30	94.01
3636									
Оливин 1	80.46	15.68	102.33	142.83	75.03	56.89	54.48	85.44	35.91
Оливин 2	87.50	3.58	92.55	139.85	86.44	50.07	49.96	89.65	40.05
Оливин 3	108.85	19.28	93.90	51.00	74.45	43.16	45.02	78.88	132.89
Оливин 4	84.60	15.11	104.07	145.02	77.66	57.86	55.56	81.42	35.80
Оливин 5	94.49	5.58	93.32	48.90	84.54	41.62	41.45	88.83	131.43
Пироп 1	22.65	112.64	89.83	68.77	30.07	110.25	82.49	71.30	20.26
Пироп 2	36.44	125.29	97.95	53.56	38.43	79.45	89.85	103.27	13.27
Mir-616-1									
Пироп	34.73	103.80	58.84	65.84	112.61	145.83	66.66	26.90	102.62
Mir-616-2									
Пироп	32.14	112.37	68.17	60.73	73.68	145.67	77.89	28.23	64.92
MRL-38									
Оливин	125.59	38.61	103.03	69.28	60.47	37.35	42.92	67.49	124.28
MRL-39									
Оливин 1	81.78	32.17	120.86	140.23	65.07	61.23	51.42	71.01	44.70
Оливин 2	80.74	18.54	105.92	119.88	71.47	36.23	31.57	89.61	58.43
Оливин 3	58.13	36.27	105.47	140.76	54.13	76.23	69.62	85.36	20.95
Оливин 4	106.45	49.42	134.81	106.26	49.71	44.81	23.46	66.54	90.06
Оливин 5	77.05	18.29	102.69	142.68	72.04	58.53	55.71	86.69	34.50
Оливин 6	119.54	54.52	130.39	108.20	54.75	41.01	35.71	54.94	95.93
Оливин 7	100.17	11.25	94.75	43.55	79.25	48.45	48.24	86.73	138.05
MRL-40									
Оливин	95.74	45.38	134.80	94.42	45.52	44.82	7.26	82.80	90.91
3811									
Пироп 1	43.33	132.32	82.36	46.87	46.05	103.06	86.57	75.21	15.20
Пироп 2	21.31	109.95	97.19	69.73	20.31	88.76	83.68	93.64	7.30
Пироп 3	44.97	132.22	77.37	45.13	49.21	105.95	87.60	69.59	20.56
Пироп 4	35.06	118.58	108.55	61.77	28.91	95.70	70.98	93.97	19.47
Пироп 5	37.11	121.00	108.33	57.88	32.21	92.14	73.43	97.90	18.46
Хромит	5.04	94.70	91.83	85.42	5.76	93.49	87.89	86.67	3.94
Оливин	127.79	37.98	93.20	39.41	52.23	80.38	80.45	86.60	169.85
UDK-1									
Хромит 1	6.21	84.56	87.01	95.57	6.11	87.51	92.74	92.77	3.90
Хромит 2	37.56	59.27	70.58	120.20	31.09	96.71	110.14	94.28	20.63
Хромит 3	39.85	56.36	71.22	110.02	38.79	121.64	122.79	72.99	37.99
Хромит 4	7.07	83.77	86.68	96.09	6.62	92.60	93.58	87.77	4.22
Хромит 5	6.00	84.51	87.60	95.36	6.13	92.96	92.67	87.28	3.82
Хромит 6	6.42	84.21	87.23	95.63	6.46	93.15	93.07	87.14	4.20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
UDK-2									
Хромит 1	11.45	80.61	83.51	100.11	11.97	83.67	95.32	97.35	9.09
Хромит 2	3.47	86.56	89.53	93.41	4.62	93.11	90.65	86.93	3.14
Хромит 3	8.49	82.34	86.37	97.88	8.58	86.64	93.14	93.82	4.95
Хромит 4	18.93	71.82	84.90	107.90	18.27	93.55	95.95	88.21	6.21
Хромит 5	11.90	79.85	83.86	99.44	11.53	96.55	97.18	84.60	9.00
Хромит 6	5.60	85.02	87.45	94.95	5.00	90.70	92.60	89.52	2.64
Хромит 7	43.92	46.14	88.07	122.16	58.61	48.14	63.59	119.91	41.93
Хромит 8	26.43	64.51	83.47	110.89	32.15	113.26	105.44	71.76	24.27
Хромит 9	8.13	84.01	84.52	96.01	6.01	90.01	95.45	90.56	5.48
Хромит 10	37.13	58.13	72.99	109.38	37.97	121.21	120.27	71.58	36.51
Хромит 11	19.03	71.72	84.89	108.01	18.36	93.44	95.93	88.32	6.17
Хромит 12	32.45	65.95	69.58	112.59	24.08	97.89	112.00	91.04	22.02
Хромит 13	22.55	71.35	77.78	109.79	20.09	86.65	100.37	97.22	12.68
INS-1									
Хромит 1	13.72	76.28	89.68	103.69	14.62	84.99	89.13	94.94	5.02
Хромит 2	45.39	47.72	76.54	131.99	42.65	96.16	104.08	94.61	14.85
Хромит 3	25.36	67.24	79.40	109.47	25.22	105.39	105.61	79.72	18.84
Хромит 4	45.40	52.92	67.75	115.18	38.57	117.12	124.81	80.85	36.34
INS-24									
Хромит 1	12.82	78.83	83.80	101.86	13.52	83.61	94.79	97.51	8.92
Хромит 2	27.10	62.94	88.70	116.42	28.46	99.83	95.60	81.85	9.91
Хромит 3	17.75	75.09	80.59	102.62	18.17	102.86	102.28	79.85	16.03
Хромит 4	10.38	80.58	85.69	99.37	9.43	91.02	94.42	89.69	4.43
Хромит 5	10.29	82.19	83.34	97.30	8.66	94.63	97.22	86.29	8.12
Хромит 6	28.85	63.28	79.93	117.39	27.42	88.76	98.36	95.70	10.14
INS-50									
Хромит 1	39.28	55.38	73.77	126.05	36.06	90.78	103.51	98.85	16.25
Хромит 2	39.32	55.33	73.79	126.09	36.10	90.80	103.51	98.84	16.23
Хромит 3	28.75	61.69	85.39	117.10	40.06	62.96	81.14	115.80	27.49
Aih-1									
Пироп 1	21.25	71.46	79.99	109.55	20.07	85.64	97.99	97.41	10.94
Пироп 2	19.24	70.77	89.66	109.24	19.28	88.72	89.90	91.32	1.33
Пироп 3	24.65	67.99	79.46	113.22	23.76	85.22	97.83	98.50	11.60
Ubc-1-1									
Оливин 1	62.89	130.05	52.04	40.14	50.44	84.27	117.12	64.86	38.54
Оливин 2	143.64	62.82	67.79	53.68	53.71	56.85	88.51	48.38	138.34
Оливин 3	136.72	64.14	58.07	48.92	48.39	69.10	101.28	52.61	140.36
Ubc-1-2									
Оливин 1	70.89	158.31	80.13	25.58	68.81	76.34	106.35	85.56	16.97
Оливин 2	111.04	115.76	34.31	52.63	55.69	55.92	135.16	45.38	86.48
Оливин 3	68.40	152.50	73.81	40.26	62.64	62.97	122.09	87.40	32.22
3226³									
Оливин 1	70.68	42.01	54.42	56.16	36.96	76.91	106.71	49.99	135.23
Оливин 2	90.62	51.72	141.72	122.33	56.38	129.66	114.35	54.13	45.76
Оливин 3	160.67	75.33	77.70	129.45	76.45	42.63	30.17	60.45	84.46

Примечание. В образцах 3811, UDK-1 и UDK-2 полужирным шрифтом выделены включения хромитов (магнезиохромитов) с ориентировкой, близкой к закономерной.

¹Оси алмаза.

²Оси включения.

³Дополнительно определена ориентация трех наиболее крупных включений оливина в указанном образце (см. рис. 4, Г).

Изотопный состав углерода перидотитовых алмазов оказался в интервале $\delta^{13}\text{C}$ от -2 до -8 ‰ PDB, а эклогитовых, включая алмазы с кианитом и коэситом, от $+2$ до -25 ‰ PDB. Отмеченная закономерность полностью сохранилась при дальнейшем накоплении материала до 1000 анализов [Cartigny, 2005] и 2500 анализов [Shirey et al., 2013; Cartigny et al., 2014] алмазов, содержащих минеральные включения. Такая четкая закономерность позволяет сделать вывод о значимой корреляции изотопного состава алмазов с парагенезисом содержащихся в них включений и, следовательно, о сингенетическом характере включений.

Ксенолиты алмазоносных перидотитов и эклогитов. К числу наиболее редких образцов особо глубинных пород относятся алмазоносные пироповые перидотиты. Информация и обобщения данных по этим породам, сделанные в разные годы [Соболев и др., 1969а, 1984; Илупин и др., 1982; Барашков, Зудин, 1997; Creighton et al., 2008; Логвинова и др., 2015; Sobolev et al., 2019b], свидетельствуют о редкости таких ксенолитов по сравнению с ксенолитами алмазоносных эклогитов, поскольку оливин, составляющий основную часть породы, обычно серпентинизирован, что приводит к дезинтеграции пород. Однако такие породы, аналогично алмазоносным эклогитам, имеют важное значение для комплексного рассмотрения проблемы протогенетических и сингенетических включений в алмазах. Целесообразно внимательно подойти к возможности установления таких же соотношений пироба и алмаза в алмазоносных перидотитах с учетом вероятности находок включений алмаза в оливине и пиропе, особенно для образцов из неизмененного кимберлита тр. Удачная-Восточная. Представляется, что исключительно важным является рассмотрение соотношений ассоциации минералов уникального ксенолита мегакристаллического перидотита из тр. Удачная [Илупин и др., 1982], представляющего собой мегакристалл оливина размером 2 см, в котором идентифицированы два октаэдрических кристалла алмаза. В одном из них присутствуют включения оливина с Fo 93.6, в то время, как вмещающий оливин характеризуется Fo 93.2, а также включение магнезиохромита. Во вмещающем оливине зафиксировано включение субкальциевого пироба, аналогичного по составу включениям в алмазах ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 11.6$, $\text{CaO} = 3.54$ мас. %). Исходя из различий содержания Fo во вмещающем оливине и оливине, включенном в алмаз, можно сделать вывод о более высокотемпературном характере включения и сингенетическом соотношении алмаза и включения оливина. Аналогичный вывод, касающийся сингенетического характера пироба по отношению к включенному в нем алмазу, можно сделать для образца микроксенолита алмазоносного перидотита из тр. Дайвик, Канада [Creighton et al., 2008], где алмаз полностью включен в пироп. В поликристаллических агрегатах алмаза (ПАА) из Южной Африки, алмазитах (diamondites) описан пример алмаза, шлифованного пастой Al_2O_3 , полностью изолированного в пиропе [Mikhail et al., 2019], что доказывает сингенетический характер пироба.

В алмазах и ассоциирующих гранатах и оливинах существенное значение имеют флюидные включения, в которых доминирующая роль принадлежит насыщенным углеводородам [Соболев, 1960; Соболев и др., 2018; Sobolev et al., 2019a,b]. Примесь H_2O в указанных минералах является исключительно низкой, что подтверждено анализами с помощью SIMS для оливинов, включенных в алмазы [Jean et al., 2016]. Углеводороды, полученные экспериментально при высоких давлениях [McCullom, 2013; Sephton, Hazen, 2013; Etiop, Schoell, 2014; Сокол и др., 2020; Truche et al., 2020; и др.], зафиксированы в природных образцах алмазов и ассоциирующих минералов [Sobolev et al., 2019b]. Самая ранняя диагностика легких углеводородов, предположительно C_2H_2 , осуществлена в алмазе по спектру ИК (линия 3107 cm^{-1}) [Соболев, Ленская, 1965; Соболев, 1989]. Однако возможности ИК (инфракрасной) и КР (рамановской) спектроскопии не всегда учитываются при изучении глубинных ксенолитов. Так, в специальной статье, посвященной детальному описанию мегакристаллических ксенолитов дунитов в кимберлите [Pernet-Fisher et al., 2019], указывая на обилие флюидных и расплавных включений в оливине, авторы не делают никакой попытки их характеристики. Это снижает значимость соответствующих исследований ксенолитов, тем более, что мегакристаллические дуниты и гарцбургиты могут относиться к разным фациям глубинности: графитовой и алмазной [Sobolev, 1977; Родионов, Соболев, 1985; Pearson et al., 1994; Sobolev et al., 2019b].

Как известно, в кимберлитах обнаружено значительное количество ксенолитов алмазоносных эклогитов. Во многих образцах эклогитов, особенно крупных, зафиксированы сложные отношения между первичными минералами и алмазами, часто содержащими включения гранатов и пироксенов, свидетельствующие о многостадийности образования алмазов [Соболев и др., 1972; Ireland et al., 1994; Taylor et al., 1996, 2000; Sobolev et al., 1998; Misra et al., 2004; Степанов и др., 2007; Liu et al., 2009; Howarth et al., 2015; Шацкий и др., 2016]. В некоторых образцах эклогитов, в частности из тр. Удачная [Howarth et al., 2015], в виртуальных шлифах в процессе 3D томографии четко фиксируется положение алмаза, полностью включенного в гранат, в то время как остальные алмазы оказываются в межзерновом пространстве. Такое соотношение граната и алмаза, полностью включенного в гранат, доказывает раннее образование алмаза и, следовательно, сингенетический характер граната.

минерала-хозяина. Вероятно, торцы ступеней и слои роста алмаза в процессе кристаллизации также не встречали существенного сопротивления со стороны минеральных включений, и алмаз получал возможность свободно переносить элементы своей огранки на контактирующую с ним поверхность.

В развернувшейся в последние годы активной дискуссии о взаимоотношении алмаза и его минеральных включений редко затрагивается вопрос о сложном характере роста самих алмазов, выявляемом методом катодolumинесценции (КЛ). Многостадийный рост, чередующийся с растворением, свойствен также таким типичным минералам кимберлитов, как оливин, число зон в котором, фиксируемое переменным содержанием примесных элементов, может достигать десяти и даже более [Sobolev et al., 2008, 2009]. В ряде публикаций [Bulanova, 1995; Sobolev et al., 1998; Bulanova et al., 2002, 2014; Wiggers de Vries et al., 2011, 2013; Logvinova et al., 2005; и др.] убедительно показано, что минеральные включения, в частности, магнезиохромиты и гранаты, включая Cr-пиропы и Mg-Fe-гранаты, приуроченные к разным ростовым зонам алмаза, могут иметь разный состав. Различия состава установлены не только по главным, но и по примесным элементам [Shimizu, Sobolev, 1995; Stachel et al., 2004; Logvinova et al., 2005; Stachel, Harris, 2008]. Несмотря на разнонаправленный характер изменения состава магнезиохромитов из различных зон алмазов (рис. 3), в большинстве случаев сохраняется тенденция повышения Cr# и понижения Mg#. Хромшпинелиды, включенные в алмазы, в среднем более магнезиальны, чем шпинелиды, фиксируемые на поверхности поликристаллических агрегатов (ПАА) типа борта и фраземита. Эта тенденция связана с понижением температуры кристаллизации от включений в алмазах к магнезиохромитам из поликристаллических агрегатов алмаза [Sobolev et al., 1989; Griffin et al., 1993; Bulanova, 1995], характеризующихся пониженным средним значением $\delta^{13}\text{C} = -4.5\text{‰}$ PDB, типичным для перидотитового парагенезиса [Реутский и др., 1999] и из алмазоносных перидотитов [Соболев и др., 1984; Sobolev et al., 1989]. Широкий интервал Mg# в серии изученных шпинелидов из алмазов Якутии (см. рис. 3) позволяет подтвердить оценку перепада температуры, в отдельных случаях, превышающую 400 °C, в сторону понижения при росте индивидуальных кристаллов алмаза примерно от 1300 до 850 °C по распределению Mg/Fe [O'Neill, Wall, 1987] и примеси Zn в шпинелидах [Griffin et al., 1993]. Хотя для отдельных образцов алмазов, переполненных включениями эклогитовых гранатов и пироксенов, общее количество которых достигало 40 [Sobolev et al., 1998] и более 20 с включениями магнезиохромита (новые данные) и не проводились исследования методом КЛ (см. рис. 3), широкий диапазон состава включений свидетельствует о совместном достаточно продолжительном росте и сингенетическом характере хотя бы части включений. Убедительным примером могут служить как 11 включений магнезиохромита (см. рис. 3, треугольники), извлеченных при сжигании обр. Mr-761, составы которых различаются только переменными значениями Mg# от 61.0 до 72.5 и их точки расположены практически горизонтально (см. рис. 3), так и 24 включения из обр. UD-34, также извлеченные при сжигании образца. Составы этих включений, обозначенные звездочками, в отличие от большинства включений, представленных на рис. 3, располагаются незакономерно и сгруппированы в двух частях рисунка в пределах двух площадей, отчетливо отделенных друг от друга. Основное количество точек состава шпинелидов (17) расположено в области с пониженным Cr# = 86–88 (см. рис. 3). Это, вероятно, связано с особо сложным характером роста алмаза UD-34. Извлечение такого количества включений, имеющих размеры от 10 до 200 мкм, возможно только при сжигании алмаза и представляет независимый интерес, несмотря на невозможность приурочить включения к отдельным зонам роста алмаза.

Тридцать пять точек состава, полностью извлеченных индивидуальных включений магнезиохромитов из двух образцов алмазов Mr-761 и UD-34 после их сжигания, обозначены на рис. 3 цветными символами. Они занимают около 30 % всей области состава шпинелидов, включенных в алмазах.

В статье [Agrosi et al., 2016] с применением метода рентгеновской топографии на высококачественной фотографии микрорельефа поверхности включения оливина прекрасно прослеживается поверхность ступеней роста, переданная алмазом. Высокое качество изображения показывает все подробности поверхности включения и правильную геометрию ступеней, соответствующую граням октаэдра.

В работе [Nimis et al., 2016] высказано предположение, что различная морфология включений может свидетельствовать об их сингенетическом характере (острореберные включения с четкими индукционными поверхностями), а округлые со следами растворения включения могут быть протогенетическими. Действительно, в обширной авторской коллекции фотографий встречены четко различающиеся острореберные октаэдрические включения коэсита, оливина, флогопита [Соболев и др., 2009] и пироксенов [Sobolev et al., 1999]. Особо следует отметить наличие октаэдрического острореберного пироба (см. рис. 1) и октаэдрического сростка пироба и хромдиоксида [Соболев и др., 1970], а также и октаэдрические монокристаллы и полиминеральные сростки пироба, оливина и пироксена [Соболев и др., 1972]. Характерно, что в двух последних упомянутых работах наряду с мономинеральными и полиминеральными включениями гранатов и пироксенов с октаэдрической морфологией, зафиксированы включения оливина, имеющие собственную морфологию (см. рис. 1).

Следует подчеркнуть, что ярко выраженные морфологические признаки сингенетичности включений в виде навязанной алмазом-хозяином вынужденной кристаллографической формы [Schmitt et al.,

2019; Sobolev, Yefimova, 2000], обнаруживаются исключительно в кристаллах октаэдрического габитуса. Так, стоит отдельно отметить, что в кубоидах алмаза до сих пор не было отмечено полноценной кубической и тем более октаэдрической огранки включений минералов. Прежде всего, это связано с различием механизма роста октаэдрических и кубических кристаллов. Известно, что для октаэдров алмаза типичен слоевой — тангенциальный механизм роста, а для кубоидов нормальный — волокнистый. Поэтому особенностью приобретать кристаллографическую форму обладают включения в алмазах I физического типа, имеющих октаэдрическое зонально-пластинчатое строение кристаллов. Действительно, доминирующий слоевой механизм роста кристаллов данного типа накладывает отпечаток на их внешнюю морфологию в виде обычно треугольных ступенчатых слоев, генерированных одним или несколькими центрами роста октаэдрических граней.

Согласно принципу П. Кюри, проявляется зависимость искажения симметрии внешней формы включений граната и оливина от положения в объеме октаэдрического алмаза-хозяина относительно его секторально-зонального строения. Обнаружено, что форма включения не имеет прямой связи с взаимной структурной ориентировкой включений относительно кристаллографических направлений самого алмаза [Угапьева и др., 2015]. Стоит отметить, что многие из перечисленных выше минералов, демонстрирующих алмазную огранку включений, также не имеют признаков эпитаксического срастания с алмазом, что еще раз подтверждает подобные исключения (рис. 4, 5).

Особенности морфологии включений в отдельных кристаллах алмаза

Среди изученных 16 кристаллов (см. табл. 1, и рис. 4, *Б*) особый интерес представляет наблюдение морфологии включений, обнаруженных в шпинелевых двойниках октаэдров алмаза из трубок Удач-

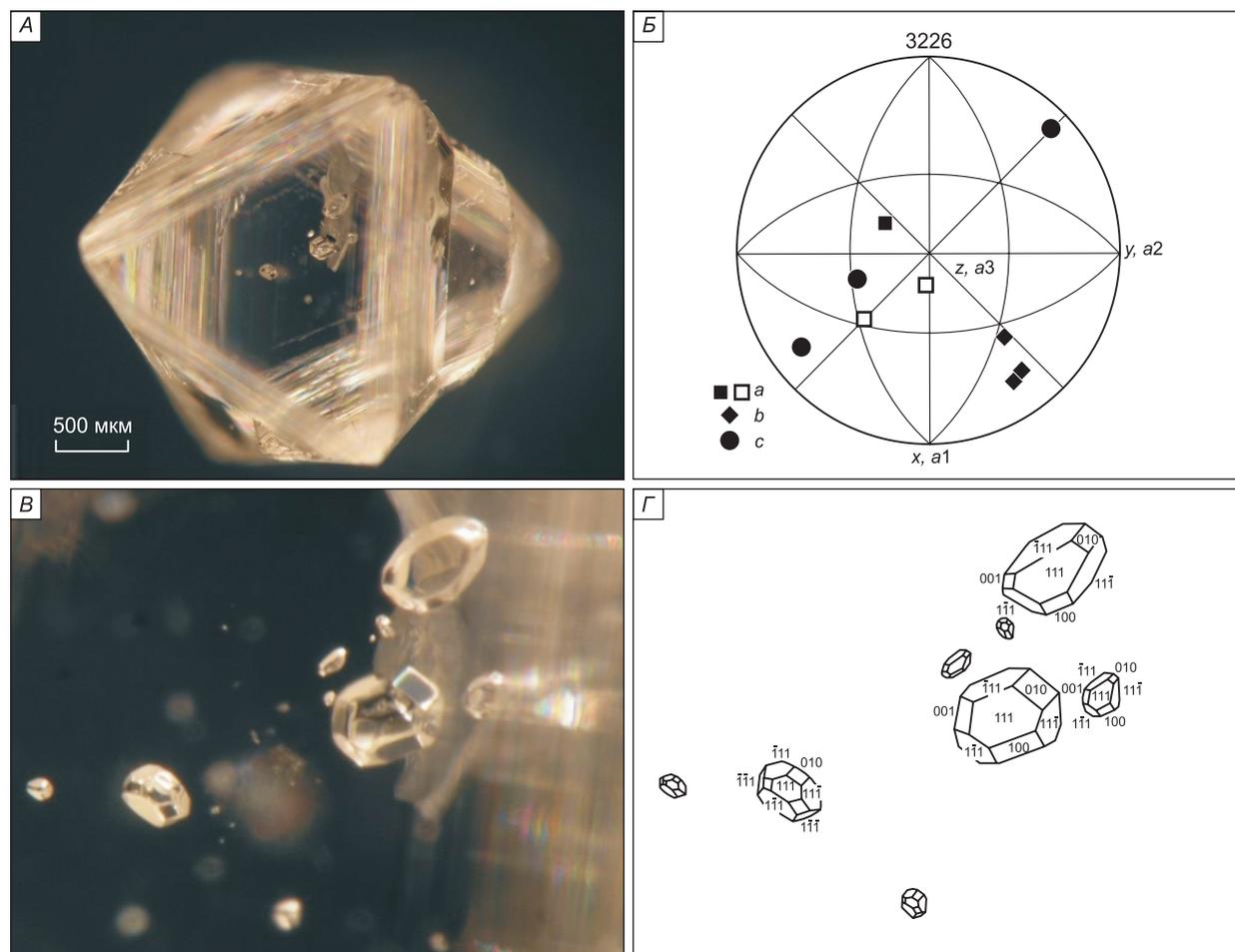


Рис. 4. Морфология включений оливина в шпинелевом двойнике алмаза, демонстрирующая связь с положением включений относительно элементов огранки вмещающего кристалла-хозяина.

А — общий вид двойникового сростка; *Б* — ориентировка включений оливина в кристаллографической системе алмаза-матрицы (см. табл. 2); *В* — увеличенный фрагмент фото на части *А* с включениями оливина; *Г* — расшифровка индексов граней октаэдра (111) и гексаэдра (100) на поверхности включений оливина.

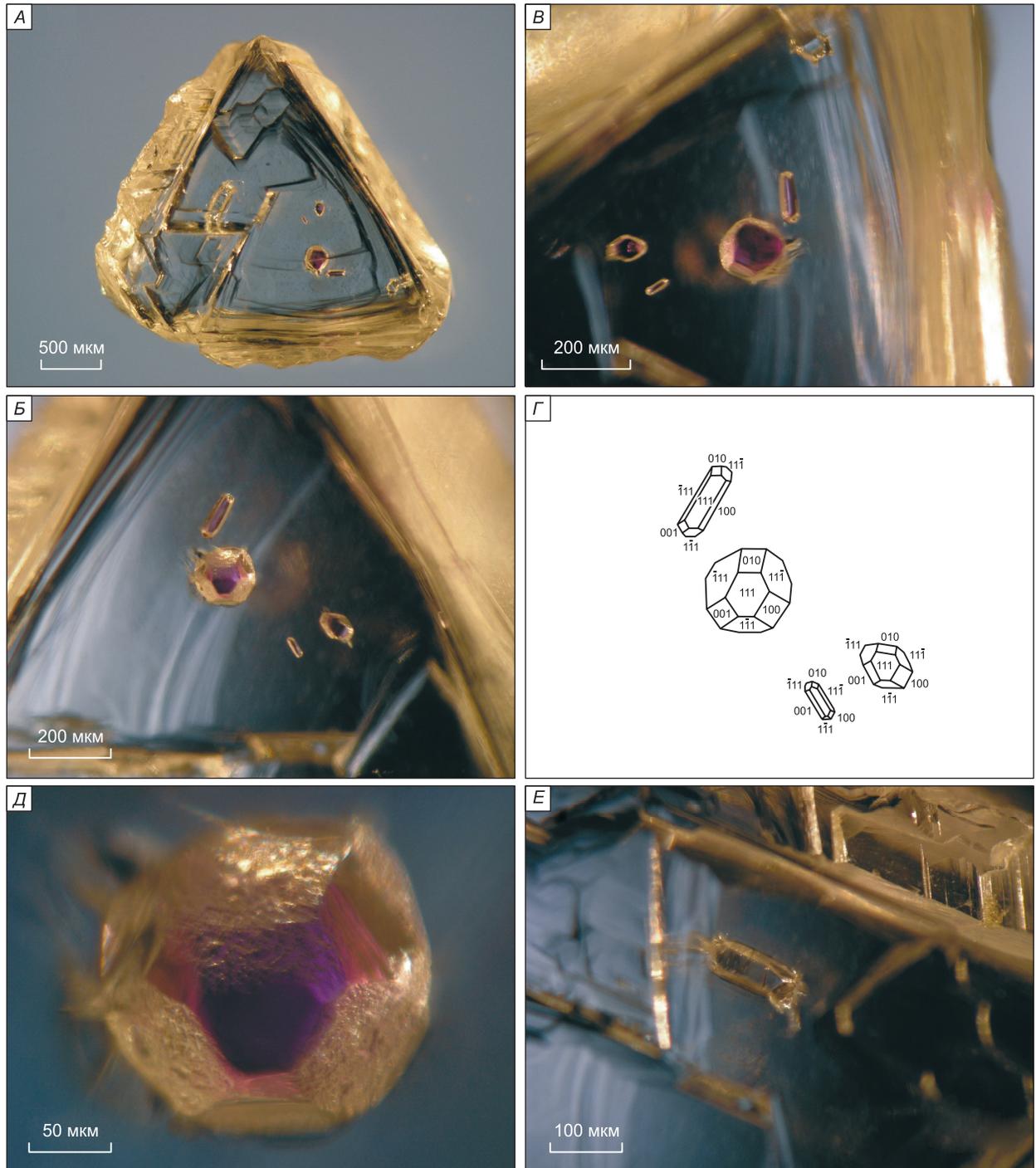


Рис. 5. Морфология включений пурпурного пиропса и оливина в алмазе, демонстрирующая связь их формы с положением включений в объеме кристалла-хозяина (обр. 616).

Шпинелевый двойник алмаза со смещенным центром роста: *A* — общий вид двойникового сростка; *B* — включения пиропса пурпурного цвета и включения оливина со стороны, обращенной к двойниковому шву алмаза; *B* — обратная сторона включений граната, изображенных на рисунке (*B*), обращенных к октаэдрической грани кристалла алмаза; *Г* — расшифровка индексов граней октаэдра (111) и гексаэдра (100) на поверхности включений граната изображенных на рис. *B*, измерена ориентировка двух удлиненных зерен (см. табл. 2); *Д* — центральное включение граната с зеркально-гладкими гранями октаэдра (111) и грубоскульптурированными гранями гексаэдра (100); *Е* — бесцветное включение оливина, вытянутое вдоль ребра октаэдра алмаза.

ная (обр. 3226, см. рис. 4) и Мир (обр. 616, см. рис. 5). Влияние двойниковой границы на форму и ориентировку включений не было подробно затронуто в исследованиях, связанных с изучением минеральных включений в алмазах.

В шпинелевом двойнике из тр. Удачная (обр. 3226) включения в алмазе представлены оливином и все они сконцентрированы лишь в одном из составляющих его кристаллических компонентов. Кристаллы алмаза, составляющие двойниковый сросток, имеют форму ламинарных октаэдров с гладкой поверхностью граней (см. рис. 4, *А*). Включения оливина также имеют зеркально-гладкие грани, а ребра между ними прямую немного сглаженную поверхность (см. рис. 4, *Б, В*). Грани включений легко индицируются по своей форме и параллельному положению с гранями октаэдра (111) кристалла алмаза (см. рис. 4, *Г*). Также на поверхности включений наблюдаются менее развитые грани гексаэдра (100). Форма включений имеет симметричные искажения. При этом грани октаэдра, обращенные своей стороной к внешней огранке вмещающего алмаза, приобретают более значительное развитие. Включения, находящиеся ближе к вершине вмещающего октаэдра, имеют вытянутую в ее сторону форму. В целом же искаженная форма включений отвечает совпадениям с элементами симметрии пирамиды роста октаэдра алмаза $3m$.

В шпинелевом двойнике обр. 616 включения граната и оливина также равномерно распределены в плоскости, параллельной двойниковому шву (см. рис. 5, *А*). При этом часть включений находится по одну, а часть по другую сторону двойниковой границы, отражая симметрию двух разных компонентов сдвойникового кристалла. По-видимому, на их активное зарождение и рост оказала влияние деформация кристаллической структуры, возникшая вследствие двойникового. Вполне соответствует этому представлению и форма включений, ярко проявляющая зависимость от их положения относительно двойниковой границы и элементов огранки кристаллов, составляющих двойник (см. рис. 5). Строение, геометрия и взаимодействие тригональных слоев роста на поверхности шпинелевого двойника позволяют уверенно говорить, что центр роста смещен относительно геометрического центра в сторону одной из его вершин. На рисунке 5, *А* он тяготеет к правой нижней вершине двойника. Относительно крупное включение граната (см. рис. 5, *А-Д*) совпадает с центром роста двойникового сростка. Его форма в объеме имеет пирамидальную внешнюю симметрию $3m$ с основанием пирамиды в виде грани октаэдра, обращенной к плоскости двойникового. Остальные включения по своей форме развиты сообразно своему положению в компонентах двойника.

Показательно, что у включений кроме геометрического подобия огранки с вмещающим алмазом обнаруживается значительное сходство деталей микрорельефа поверхности. Так, грани октаэдра (111) на центральном включении (см. рис. 5, *Б, В, Д*), как и на вмещающем его кристалле алмаза, имеют зеркально-гладкую поверхность. На гранях куба (100), напротив, наблюдается грубый рельеф поверхности, состоящей из множества вершин октаэдра (см. рис. 5, *Б-Д*). Отмеченные особенности микрорельефа в данном образце алмаза наблюдаются и на других включениях граната, а также на включениях оливина. Например, бесцветное изометричное включение, расположенное у вершины октаэдра, имеет зеркально-гладкие грани (111) и грубоскульптурованные грани (100) (см. рис. 5, *Б*). Второе включение оливина вытянуто вдоль направления ребра вмещающего кристалла алмаза, имеет сообразную его поверхности форму и гладкие грани октаэдра (111) (см. рис. 5, *Е*). Перечисленные формы роста типичны для ламинарных октаэдрических кристаллов природного алмаза. Сходство микрорельефа включений с ростовой поверхностью однозначно указывает на одновременный рост алмаза и самого включения, проецирующего его формы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения кристаллографической ориентировки алмаза и 76 включений оливина, магнезиохромита и пироба в 16 алмазах из главных коренных месторождений Якутии методом монокристалльной рентгеновской дифракции не обнаружено ни одного включения, ориентировка которого отвечала бы эпитаксиальному критерию. Только отдельные включения магнезиохромита в трех алмазах демонстрируют ориентировку, близкую к закономерной.

Сложная история роста алмаза, сопровождаемая его зональностью, с широкими вариациями состава включений оливина, пироба, Mg, Fe-граната и особенно магнезиохромита в разных зонах свидетельствует о связи роста алмаза с ростом и переменным составом минеральных включений главных парагенезисов и возможности сосуществования сингенетических и протогенетических минеральных включений в одном и том же алмазе. Изолированные включения алмаза в оливине и пиропе ксенолитов алмазоносных перидотитов и гранате алмазоносных эклогитов являются доказательством сингенетического характера этих минералов по отношению к алмазу.

Значимая корреляция величины изотопного состава углерода и типа парагенезиса алмазов, перидотитового и эклогитового, при полном отсутствии корреляции с другими свойствами алмазов является одной из геохимических особенностей.

Тяжелые углеводороды (отн. %) от пентана (C_5H_{12}) до гексадекана ($C_{16}H_{34}$) доминируют во флюидных включениях в алмазах кимберлитов и россыпей, а также в пиропе и оливине ксенолитов алмазных перидотитов.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам С.В. Борису и С.З. Смирнову, чьи конструктивные замечания позволили значительно улучшить содержание статьи.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (№ 17-05-00668-а) и РНФ (№ 19-17-00128).

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН, 2004, т. 399, № 1, с. 95—99.

Барашков Ю.П., Зудин Н.Г. Состав гранатов с включениями алмаза из кимберлитовой трубки Краснопресненская (Якутия) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 353—357.

Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах // Геология и геофизика, 1980 (3), с. 12—22.

Бобрневич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. Ксенолит эклогита с алмазами // Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3, с. 637—640.

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. Федоровские группы кристаллографической симметрии — алгоритмы преобразования пространства и энергии при реализации стабильных атомных конфигураций // Кристаллография, 2020, т. 65, № 1, с. 5—10.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия, 1984, № 8, с. 1091—1117.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961, 284 с.

Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.

Зюзин Н.И. О характере ориентировки включений граната в якутских алмазах // Геология и геофизика, 1967 (6), с. 126—128.

Илупин И.П., Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Усова Л. В., Саврасов Д.И., Харьков А.Д. Включения в алмазе из алмазоносного дунита // Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 454—456.

Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 91—99.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М., Наука, 1973, 327с.

Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., Афанасьев В.П., Соболев Н.В. Особенности фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1634—1648.

Логвинова А.М., Тэйлор Л.А., Федорова Е.Н., Елисеев А.П., Вирт Р., Ховарт Дж., Реутский В.Н., Соболев Н.В. Уникальный ксенолит алмазоносного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): роль субдукции в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 397—415.

Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1680—1701.

Нойзер Р.Д., Шертл Г.-П., Логвинова А.М., Соболев Н.В. Исследование включений оливина в сибирских алмазах методом дифракции обратнорассеянных электронов: признаки сингенетического роста? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 416—425.

Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералого-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платина-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1623—1642.

Орлов Ю.Л. Сингенетические и эпигенетические включения в кристаллах алмаза // Труды Минералогического музея АН СССР, 1959, вып. 10, с. 103—120.

Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Борздов Ю.М., Дорошев А.М., Томиленко А.А., Соболев Н.В. Включения в синтетическом алмазе // ДАН, 1994, т. 338, № 1, с. 78—80.

Реутский В.Н., Логвинова А.М., Соболев Н.В. Изотопный состав углерода поликристаллических агрегатов алмаза, содержащих включения хромита, из кимберлитовой трубки Мир, Якутия // Геохимия, 1999, № 11, с. 1191—1196.

Родионов А.С., Соболев Н.В. Новая находка ксенолита графитсодержащего гарцбургита в кимберлите // Геология и геофизика, 1985 (12), с. 32—37.

Сереткин Ю.В., Скворцова В.Л., Логвинова А.М., Соболев Н.В. Результаты исследования кристаллографической ориентировки оливина и алмаза из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // ДАН, 2017, т. 476, № 4, с. 448—451.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. 1936, Л., Изд-во Главного управления Севморпути (Тр. Всесоюзного Арктического института, т. XLIII), 224 с.

Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика, 1960 (1), с. 7—23.

Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Ксенолиты алмазонасных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал», Якутия // Докл. АН СССР, 1969а, т. 188, № 5, с. 1141—1143.

Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Включения в алмазе из алмазонасного эклогита // Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 164—167.

Соболев Е.В. Тверже алмаза. Новосибирск, Наука, 1989, 190 с.

Соболев Е.В., Ленская С.В. О проявлении «газовых» примесей в спектрах природных алмазов // Геология и геофизика, 1965 (2), с. 157—159.

Соболев Е.В., Ленская С.В., Лисойван В.И., Самсоненко Н.Д., Соболев В.С. Некоторые физические свойства алмазов из якутского эклогита // Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 5, с. 1151—1153.

Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969б, т. 189, № 1, с. 162—165.

Соболев Н.В., Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Ассоциация оливин—гранат—хромдиопсид из якутского алмаза // Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6, с. 1349—1352.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 192—195.

Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1217—1220.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазонасных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 63—80.

Соболев Н.В., Тэйлор Л.А., Зуев В.М., Безбородов С.М., Снайдер Г.А., Соболев В.Н., Ефимова Э.С. Особенности эклогитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1667—1679.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Граханов С.А., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Бульбак Т.А., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Федорова Е.Н., Анастасенко Г.Ф., Николенко Е.И., Толстов А.В., Реутский В.Н. Перспективы поисков алмазонасных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1701—1719.

Сокол А.Г., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Сокол И.А., Заикин П.А., Соболев Н.В. Состав флюида восстановленной мантии по экспериментальным данным и результатам изучения флюидных включений в алмазах // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5—6), с. 810—825.

Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 974—988.

Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Малыгина Е.В., Соболев Н.В. Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1564—1586.

Угапьева С.С., Павлушин А.Д., Горайнов С.В. Типоморфные характеристики кристаллов алмаза с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазонасной провинции // Наука и образование, 2015, №2 (78), с. 28—34.

Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, 239 с.

Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Ориентированные вросстки оливина, граната и хромдиопсида в алмазах // Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 2, с. 230—236.

Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Об эпитаксической природе некоторых включений в алмазах // Рентгенография минерального сырья, 1964, № 4, с. 97—107.

Шацкий В.С., Зедгенизов А.Л., Рагозин А.Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазоносной мантии Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 143—162.

Энджел Р.Дж., Альваро М., Нестола Ф., Маццучелли М.Л. Термоупругие свойства алмаза и их значение для определения давления образования систем алмаз—включение // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 273—285.

Agrosi G., Nestola F., Tempesta G., Bruno M., Scandale E., Harris J. X-ray topographic study of a diamond from Udachnaya: implications for the genetic nature of inclusions // *Lithos*, 2016, v. 248—251, p. 153—159.

Angel R., Milani S., Alvaro M., Nestola F. OrientXplot: a program to analyse and display relative crystal orientation // *J. Appl. Crystallogr.*, 2015, v. 48, p. 1330—1334.

Arima M., Harte B., Sobolev N.V. Preface: A special issue in honour of Vladimir S. Sobolev // *Eur. J. Mineral.*, 2008, v. 20 (3), p. 303—304.

Bonney T.G. The parent rock of the diamond in South Africa // *Geol. Mag.*, 1899, v. 6, p. 309—321.

Bruno M., Rubbo M., Aquilano D., Massaro F.R., Nestola F. Diamond and its olivine inclusions: a strange relation revealed by ab initio simulations // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 435, p. 31—35.

Bulanova G.P. The formation of diamond // *J. Geochem. Explor.*, 1995, v. 53, p. 1—23.

Bulanova G.P., Pearson D.G., Hauri E.H., Griffin B.J. Carbon and nitrogen isotope systematics within a sector-growth diamond from the Mir kimberlite, Yakutia // *Chem. Geol.*, 2002, v. 188 (1—2), p. 105—123.

Bulanova G.P., Wiggers de Vries D.F., Pearson D.G., Beard A., Mikhail S., Smelov A.P., Davies G.R. An eclogitic diamond from Mir pipe (Yakutia), recording two growth events from different isotopic sources // *Chem. Geol.*, 2014, v. 381, p. 40—54.

Cartigny P. Stable isotopes and the origin of diamond // *Elements*, 2005, v. 1, p. 79—84.

Cartigny P., Palot M., Tomassot E., Harris J.W. Diamond formation a stable isotope perspective // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2014, v. 42, p. 699—732.

Creighton S., Stachel T., McLean H., Muehlenbach S., Simonetti A., Eichenberg D., Luth R. Diamondiferous peridotite microxenoliths from the Dravik diamond mine, NT // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 541—554.

Etioppe G., Schoell M. Abiotic gas: atypical, but not rare // *Elements*, 2014, v. 10, p. 291—296.

Dawson J.B. Academician Vladimir Stepanovich Sobolev (1908—1982). Dedication // *Kimberlites. Proc. Third Int. Kimberlite Conf. Clermont Ferrand, 1982. Series Developments in petrology. Amsterdam, Elsevier*, 1984, v. 1.

Deines P. The carbon isotopic composition of diamonds — relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, p. 943—961.

Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., Sobolev N.V., Win T.T. Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites; geochemistry and origin // *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Brazil*, 1991, v. 1, p. 366—387.

Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., Pokhilenko N.P., Win T.T., Yefimova E.S. Trace elements in garnets and chromite: diamond formation in the Siberian lithosphere // *Lithos*, 1993, v. 29, p. 235—256.

Hall A.E., Smith C.B. Lamproite diamonds — are they different? / J.E. Glover, P.G. Harris // *Kimberlite occurrence and origin. University of Western Australia, Department Geology*, 1984, Publ. 8, p. 167—212.

Harris J.W. The recognition of diamond inclusions. Part I: Syngenetic inclusions // *Ind. Diamond Rev.*, 1968, v. 28, p. 402—410.

Hartman H. A discussion on «Oriented olivine inclusions in diamond» // *Am. Mineral.*, 1954, v. 39, p. 674—675.

Howarth G.H., Sobolev N.V., Pernet-Fisher J.F., Ketcham R.A., Maisano J.A., Pokhilenko L.N., Taylor D., Taylor L.A. 3-D X-ray tomography of diamondiferous mantle eclogite xenoliths, Siberia: A review // *J. Asian Earth Sci.*, 2015, v. 101, p. 39—67.

Hwang S.L., Shen P., Yui T.F., Chu H.T., Logvinova A.M., Sobolev N.V. Low-energy phase boundary pairs and preferred crystallographic orientations of olivines in nanometer-sized ultrapotassic fluid inclusions of Aykhal diamond // *Lithos*, 2018, v. 322, p. 392—404.

Ireland T.R., Rudnick R.L., Spetsius Z.V. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 199—213.

Jean M.M., Taylor L.A., Howarth G.H., Peslier A.H., Fedele L., Bodnar R.J., Guan Y., Doucet L.S., Ionov D.A., Logvinova A.M., Golovin A.V., Sobolev N.V. Olivine inclusions in Siberian diamonds and mantle xenoliths: Contrasting water and trace-element contents // *Lithos*, 2016, v. 265, p. 31—41.

- Kjarsgaard B.A., Januszczak N., Stiefenhofer J.** Diamond exploration and resource evaluation of kimberlites // *Elements*, 2019, v. 15, p. 411—416.
- Liu Y., Taylor L.A., Sarbadhikari A.B., Valley J.W., Ushikubo T., Spicuzza M.J., Kita N., Ketcham R.A., Carlson W., Shatsky V., Sobolev N.V.** Metasomatic origin of diamonds in the world's largest diamondiferous eclogite // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 1014—1024.
- Logvinova A.M., Taylor L.A., Floss C., Sobolev N.V.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in-situ // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47 (12), p. 1223—1233.
- Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V.** Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // *Eur. J. Mineral.*, 2008, v. 20 (3), p. 317—331.
- McCullom T.M.** Laboratory simulation of abiogenic hydrocarbon formation in Earth's deep subsurface // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2013, v. 75, p. 467—494.
- Meyer H.O.A.** Inclusions in diamond // *Mantle xenoliths* / Ed. P.Y. Nixon. London, Wiley, 1987, p. 501—523.
- Meyer H.O.A., Boyd F.R.** Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36, p. 1255—1273.
- Mikhail S., McCubbin F.M., Jenner F.E., Shirey S.B., Rumble D., Bowden R.** Diamondites: evidence for a distinct tectono-thermal diamond-forming event beneath the Kaapvaal craton // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2019, v. 174, p. 1—15.
- Milani S., Nestola F., Angel R.J., Nimis P., Harris J.W.** Crystallographic orientations of olivine inclusions in diamonds // *Lithos*, 2016, v. 265, p. 312—316.
- Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V.** Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004, v. 146 (6), p. 696—714.
- Mitchell R.S., Giardini A.A.** Oriented olivine inclusions in diamond // *Am. Mineral.*, 1953, v. 38, p. 136—138.
- Nestola F., Nimis P., Ziberna L., Longo M., Marzoli A., Harris J.W., Manghnani M.H., Fedortchouk Y.** First crystal-structure determination of olivine in diamond; composition and implications for provenance in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 305, p. 249—255.
- Nestola F., Nimis P., Angel R.J., Milani S., Bruno M., Prencipe M., Harris J.W.** Olivine with diamond-imposed morphology included in diamonds. Syngeneses or protogeneses? // *Int. Geol. Rev.*, 2014, v. 56 (13), p. 1658—1667.
- Nestola F., Zaffiro G., Mazzucchelli M.L., Nimis P., Andreozzi G.B., Periotto B., Princivalle F., Lenaz D., Secco L., Pasqualetto L., Logvinova A.M., Sobolev N.V., Lorenzetti A., Harris J.W.** Diamond-inclusion system recording old deep lithosphere conditions at Udachnaya (Siberia) // *Sci. Rep.*, 2019, v. 9, 12586, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-48778-x>
- Nimis P., Alvaro M., Nestola F., Angel R.J., Marquardt K., Rustioni G., Harris J.W., Marone F.** First evidence of hydrous silicic fluid films around solid inclusions in gem-quality diamonds // *Lithos*, 2016, v. 260, p. 384—389.
- Nimis P., Angel R.J., Alvaro M., Nestola F., Harris J.W., Casati N., Marone F.** Crystallographic orientations of magnesiochromite inclusions in diamonds: what do they tell us? // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2019, v. 174 (29), <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1559-5>.
- O'Neill H.St.C., Wall V.J.** The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 1169—1192.
- Orlov Y.L.** The mineralogy of the diamond. New York, John Wiley and Sons, 1977, 248 p.
- Pearson D.G., Boyd F.R., Haggerty S.E., Pasteris J.D., Field S.W., Nixon P.H., Pokhilenko N.P.** The characterization and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopy study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, v. 115, p. 449—466.
- Pernet-Fisher J.F., Barry P.H., Day J.M.D., Pearson D.G., Woodland S., Agashev A.M., Pokhilenko L.N., Pokhilenko N.P.** Heterogeneous kimberlite metasomatism revealed from a combined He-Os isotope study of Siberian megacrystalline dunite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019, v. 266, p. 220—236.
- Prinz M., Manson D.V., Hlava P.F., Keil K.** Inclusions in diamonds. Garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Phys. Chem. Earth*, 1975, v. 9, p. 797—815.
- Schmitt A.K., Zack T., Kooijman E., Logvinova A.M., Sobolev N.V.** U-Pb ages of rare rutile inclusions in diamond indicate entrapment synchronous with kimberlite formation // *Lithos*, 2019, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.10525>.
- Sephton M.A., Hazen R.M.** On the origins of deep hydrocarbons // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2013, v. 75, p. 449—465.

- Shimizu N., Sobolev N.V.** Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // *Nature*, 1995, v. 375, № 6530, p. 394—397.
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J.** Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rev. Mineral. Geochem.* 2013, v. 75, p. 355—421.
- Sobolev N.V.** Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Washington D.C., AGU, 1977, 279 p.
- Sobolev N.V., Yefimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 2000, 42, № 8, p. 758—767.
- Sobolev N.V., Sobolev A.V., Pokhilenko N.P., Yefimova E.S.** Chrome spinels coexisting with Yakutian diamonds // Workshop on diamonds, 28th Int. Geol. Congr. / Eds. Boyd F.R., Meyer H.O.A., Sobolev N.V. Washington D.C., 1989, p. 105—108.
- Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.F.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39 (3/4), p. 135—157.
- Sobolev N.V., Snyder G.A., Taylor L.A., Keller R.A., Yefimova E.S., Sobolev V.N., Shimizu N.** Extreme chemical diversity in the mantle during eclogitic diamond formation: evidence from 35 garnet and 5 pyroxene inclusions in a single diamond // *Int. Geol. Rev.*, 1998, v. 40 (7), p. 567—578.
- Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A.** Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 1999, v. 41 (2), p. 129—140.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // *Eur. J. Mineral.*, 2008, v. 20 (3), p. 305—315.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 701—713.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Tomilenko A.A., Wirth R., Bul'bak T.A., Luk'yanova L.I., Fedorova E.N., Reutsky V.N., Efimova E.S.** Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N₂ and hydrocarbons in fluid inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019a, v. 266, p. 197—219.
- Sobolev N.V., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Logvinova A.M.** Composition of hydrocarbons in diamonds, garnet, and olivine from diamondiferous peridotites from the Udachnaya Pipe in Yakutia, Russia // *Engineering*, 2019b, v. 5 (3), p. 471—478.
- Stachel T., Harris J.W.** The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34, p. 5—32.
- Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S.** The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: A review // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 1—19.
- Taylor L.A., Snyder G.A., Crozaz G., Sobolev V.N., Yefimova E.S., Sobolev N.V.** Eclogitic inclusions in diamonds: Evidence of complex mantle processes over time // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 142 (3—4), p. 535—551.
- Taylor L.A., Keller R.A., Snyder G.A., Wang W.Y., Carlson W.D., Hauri E.H., McCandless T., Kim K.R., Sobolev N.V., Bezborodov S.M.** Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: A detailed «pull-apart» of a diamondiferous eclogite // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42 (11), p. 959—983.
- Truche L., McCollom T.M., Martinez I.** Hydrogen and abiotic hydrocarbons: molecules that change the world // *Elements*, 2020, v. 16, p. 13—18.
- Wiggers de Vries D.F., Drury M.R., de Winter D.A.M., Bulanova G.P., Pearson D.G., Davies G.R.** Three-dimensional cathodoluminescence imaging and electron backscatter diffraction: tools for studying the genetic nature of diamond inclusions // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 565—579.
- Wiggers de Vries D.F., Bulanova G.P., De Corte K., Pearson D.G., Craven J.A., Davies G.R.** Micron-scale coupled isotope and nitrogen abundance variations in diamonds: Evidence for episodic diamond formation beneath the Siberian Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013, v. 100, p. 176—199.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

*Поступила в редакцию
13 января 2020 г.*