

СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ФЛОГОПИТА В АЛМАЗАХ КИМБЕРЛИТОВ: СВИДЕТЕЛЬСТВО РОЛИ ЛЕТУЧИХ В ОБРАЗОВАНИИ АЛМАЗОВ

Н.В. Соболев, А.М. Логвинова, Э.С. Ефимова

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

Рассмотрены химические составы исключительно редких включений флогопита из якутских, архангельских и венесуэльских алмазов, ассоциирующих с минералами ультраосновного (перидотитового) и эколгитового типов парагенезиса. Приведены доказательства октаэдрической морфологии, т.е. наличия негативной алмазной огранки для всей серии из 34 образцов выявленных включений флогопита, в том числе полиминеральных, в алмазах. На основании этих данных включения флогопита интерпретируются как сингенетические, равновесные с ассоциирующими минералами. В алмазах ультраосновного типа они ассоциируют с субкальциевым высокохромистым пиропом и/или хромитом, оливином и энстатитом (дунит-гарцбургитовый парагенезис) либо с клинопироксеном, энстатитом и/или оливином и пиропом (лерцолитовый парагенезис). Они высокомагнезиальны с $Mg\#$ [100Mg/(Mg + Fe)] от 92.4 до 95.2. Cr_2O_3 преобладает над TiO_2 для Н-флогопитов (1.5—2.5 и 0.1—0.4 мас.% соответственно), тогда как TiO_2 преобладает над Cr_2O_3 для Л-флогопитов (1.3—3.5 и 0.15—0.5 мас.%). Слюды эколгитового типа представлены флогопитом с $Mg\#$ от 47.4 до 85.3 с исключительно широкими колебаниями содержания TiO_2 , достигающего 12 мас.%. Дополнительным свидетельством первичного характера флогопита является корреляция его состава с особенностями состава ассоциирующих минералов. Изученные слюды характеризуются пониженным содержанием BaO (0.10—0.79 мас.%) и широкими вариациями содержания F и Cl, достигающими 1.29 и 0.49 мас.% соответственно. Последнее согласуется с повышенным содержанием Cl в некоторых неизмененных кимберлитах и флюидных наноразмерных включениях в алмазах. Присутствие сингенетического флогопита в алмазах является важным доказательством роли летучих компонентов в их образовании и возможной связи образования части алмазов с ранними стадиями становления кимберлитов.

Флогопит, алмаз, минеральные включения, оливин, пироксен, парагенезис.

SYNGENETIC PHLOGOPITE INCLUSIONS IN KIMBERLITE-HOSTED DIAMONDS: IMPLICATIONS FOR ROLE OF VOLATILES IN DIAMOND FORMATION

N.V. Sobolev, A.M. Logvinova, E.S. Efimova

We discuss the chemistry of exceptionally rare phlogopite inclusions coexisting with ultramafic (peridotitic) and eclogitic minerals in kimberlite-hosted diamonds of Yakutia, Arkhangelsk, and Venezuela provinces. Phlogopite inclusions in diamonds are octahedral negative crystals following the diamond faceting in all 34 samples (including polymineralic inclusions). On this basis phlogopite inclusions have been interpreted as syngenetic and in equilibrium with the associated minerals. In ultramafic diamonds phlogopites coexist with subcalcic high- Cr_2O_3 pyrope and/or chromite, olivine, and enstatite (dunite/harzburgite (H) paragenesis) or with clinopyroxene, enstatite, and/or olivine, and pyrope (Iherzolite (L) paragenesis). Ultramafic phlogopites have high $Mg\#$ [100 · Mg/(Mg+Fe)] from 92.4 to 95.2 and Cr_2O_3 higher than TiO_2 in H-phlogopites (1.5—2.5 wt.% versus 0.1—0.4 wt.%, respectively) but lower in L-phlogopites (0.15—0.5 wt.% versus 1.3—3.5 wt.%, respectively). Eclogitic (E) phlogopites show $Mg\#$ from 47.4 to 85.3 inclusive, and very broad ranges of TiO_2 up to 12 wt.%. The primary syngenetic origin of phlogopite is indicated, besides other factors, by its compositional consistency with the associated minerals. The analyzed phlogopites are depleted in BaO (0.10—0.79 wt.%), and their F and Cl contents are highly variable, reaching 1.29 and 0.49 wt.%, respectively. The latter is in line with high Cl enrichment in some unaltered kimberlites and in nanometric fluid inclusions from diamonds. The presence of syngenetic phlogopite in kimberlite-hosted diamonds provides important evidence that volatiles participated in diamond formation and that at least part of diamonds may have been related to early stages of kimberlites formation.

Phlogopite, diamond, mineral inclusions, olivine, pyroxene, paragenesis

ВВЕДЕНИЕ

Достоверная оценка роли летучих имеет важное значение для подходов к проблеме образования алмаза — все еще загадочного минерала. На необходимость такой оценки одним из первых обратил внимание В.С. Соболев [1960]. Алмазы в кимберлитах являются уникальными образованиями [Taylor, Anand, 2004], содержащими включения мантийной алмазообразующей среды [Соболев и др., 1969а,б; Соболев, 1974; Meyer, 1987; Harris, 1992; Navon, 1999; Sobolev et al., 2004, 2009; Stachel, Harris, 2008]. Как подтверждено экспериментальными исследованиями, суммированными в обстоятельных обобщениях [Pal'yanov et al., 2007, Safonov et al., 2007], и результатами изучения многофазных флюидных и минераль-

Таблица 1.

Исученные включения флогопита из алмазов и их парагенезисы

№ п/п	Образец	Трубка	Характеристика алмазов			Ассоциирующие минералы	Полиминеральные включения	Парагенезис
			Морфология	Цвет	$\delta^{13}\text{C}$			
1	Us-116/15	Мир	О	С	—	Ol	—	U
2	Ud-6/90	Удачная	»	»	-3.4	»	—	»
3	Ud-7/90	»	»	»	—	Her	—	»
4	Kms-201	Комсомольская	»	»	—	Ol	—	»
5	Ud-139/9	Удачная	»	»	—	Pr	—	Н
6	Ud-507	»	»	»	-4.18	»	—	»
7	Ud-30	»	»	»	—	Chr, Ol	Phl+Chr	»
8	AS-186	Айхал	»	»	-3.16	Pr, Chr, Ol	Pr+Chr+Ol	»
9	AS-147	»	»	»	—	Chr, Ol	Chr+Ol	»
10	Mr-681	Мир	»	»	—	Ol, Chr	Phl+Chr, Chr+Ol	»
11	Mr-684	»	»	»	—	Chr, Ol	—	»
12	Mr-774	»	»	»	—	»	—	»
13	Pi-52	Пионерская	»	»	—	Pr, Chr, Ol	Ol+Chr+Phl	»
14	U-55	Удачная	»	»	—	Cpx, Ol	Phl+Cpx	L
15	Mr-624	Мир	»	SIY	—	Cpx, Opх	Cpx+Opх	»
16	Mr-633	»	»	С	—	Cpx, Opх, Ol	Phl+Ol	»
17	M-1K	»	»	»	—	Cpx	—	»
18	Mr-741	»	PA	—	-6.93	Pr, Cpx, Chr	—	»
19	Mr-9	»	»	—	—	Chr, Cpx	Chr+Cpx	»
20	Mr-677	»	О	С	—	Ru, Sf, Cpx	—	Е
21	Mr-586	»	»	»	—	Cpx, Sf	—	»
22	Mr-597	»	»	»	-4.70	Ga, Cpx	Phl+Cpx+Ga	»
23	Mr-835	»	PA	—	—	Ga, Dol, Ru	—	»
24	Mr-685	»	О	С	—	Sf, Clc	—	»
25	Ud-81/32	Удачная	O-D	Y	-13.36	—	—	»
26	Ud-10/90	»	»	С	—	Ga, Cpx	Phl+Ga, Ga+Cpx	»
27	Sp-727	Спутник	»	»	-6.20	»	Phl+Cpx	»
28	Sp-729	»	D	»	-4.90	Clc	Phl+Clc	»
29	Sp-730	»	O-D	»	-5.12	Clc, Dol	Clc+Dol+Phl	»
30	Sp-719	»	О	»	-4.61	Clc	Clc+Phl	»
31	Sp-739	»	»	»	—	Sf	Центральное включение	»
32	Gm-76	Район Гуаньямо	D	SIBr	—	Cpx	Cpx+Phl	»
33	Gm-67	»	O-D	С	—	»	»	»
34	Gm-97/13	»	»	»	—	»	»	»

Примечание. Pr — пироп, Ga — Mg-Fe гранат, Cpx — клинопироксен, Opх — ортопироксен, Phl — флогопит, Ol — оливин, Chr — хромит, Ru — рутил, Sf — сульфид, Dol — доломит, Clc — сальцит. Тип парагенезиса: U — ультраосновной (неразделенный), E — эглогитовый, H — дунит-гарцбургитовый, L — лерцолитовый. Трубки Мир, Спутник, Удачная, Айхал — Якутская кимберлитовая провинция, Пионерская — Архангельская кимберлитовая провинция, район Гуаньямо — Венесуэла. PA — поликристаллические агрегаты алмазов; С — бесцветный, SIBr — светло-коричневый, Y — желтый, SIY — светло-желтый, O — октаэдр, D — додекаэдр, O-D — переходная форма. Источник данных определения изотопного углерода отдельных алмазов [Галимов и др., 1989]. Прочерк — нет данных.

ных микро- и субмикровключений во многих алмазах из разных месторождений [Guthril et al., 1991; Navon, 1999; Izraeli et al., 2001; 2004; Zedgenizov et al., 2004; Tomlinson et al., 2006; Реутский, Зедгенизов, 2007; Логвинова и др., 2007; Logvinova et al., 2008; Klein BenDavid et al., 2009], важнейшим фактором образования алмазов в верхней мантии является эволюция глубинных ультракалийевых флюидов/расплавов.

В процессе многолетних исследований минеральных включений в алмазах недостаточное внимание уделялось слюдам (контейнеры водорода, фтора и хлора). Это связано с их исключительной редкостью и неопределенностью парагенезиса в алмазах [Meyer, 1987]. Единичные находки включений слюд в алмазах [Williams, 1932; Giardini et al., 1974; Prinz et al., 1975; Gurney et al., 1979; Meyer, McCallum, 1986]

либо не привлекали должного внимания, либо были отнесены к эпигенетическим включениям [Meuer, 1987; Harris, 1992].

Диагностика первичного либо вторичного характера флогопита в ксенолитах перидотитов и эклогитов в кимберлитах, включая алмазоносные образцы, всегда представляла большие сложности [Kushiro, Aoki, 1968; Beard et al., 1996; Misra et al., 2004; De Stefano et al., 2009]. Особенно наглядно это выявилось при исследовании большой серии ксенолитов шпинелевых и пироповых перидотитов из щелочных базальтов и кимберлитов [Menzies, Hawkesworth, 1987], а также при изучении ксенолитов зернистых и деформированных перидотитов из кимберлитов Якутии [Соболев и др., 1997а; Соловьева и др., 1997, 2008; Тычков и др., 2008], Южной Африки [Griffin et al., 1999] и ксенолитов алмазоносных эклогитов из кимберлитовой тр. Удачная [Sobolev et al., 1999; Misra et al., 2004]. Одной из основных причин отнесения большинства таких флогопитов к более поздним вторичным образованиям послужило отсутствие корреляции содержания главных компонентов в их составе и соответствующих компонентов ассоциирующих минералов [Menzies, Hawkesworth, 1987; Соболев и др., 1997а], а также близость их состава к составу типичных макрокристаллов флогопита из кимберлитов. Анализ представительных материалов по минералогии ксенолитов перидотитов из кимберлитов ЮАР позволил выделить только ограниченную область состава первичных флогопитов по соотношению Cr_2O_3 и TiO_2 [Erlank et al., 1987]. Флогопит относится к тем минералам кимберлитов, которые, в отличие от граната, хромита, пикроильменита и клинопироксена, не типичны для ореолов рассеивания кимберлитовых трубок [Афанасьев и др., 2008].

В результате многолетних систематических исследований химического состава и парагенезисов минералов, ассоциирующих с алмазами из отечественных и отдельных зарубежных месторождений, в очень редких случаях нами были выявлены включения флогопита, составляющие менее 0.1 % изученных образцов. Основная часть этих включений представлена либо в сростках с другими минералами, т.е. полиминеральными включениями [Соболев, 1974; Соболев и др., 1988; Sobolev et al., 1997, 1998], либо в виде отдельных изолированных включений совместно с множественными включениями других минералов [Соболев и др., 1997б]. Именно полиминеральные включения, в которых минералы находятся в контакте и в равновесии, составляют основу изученной коллекции. Указанные опубликованные и неопубликованные материалы авторов, составляющие в общей сложности 34 образца флогопитов, обнаруженных в алмазах, в основном совместно с другими минералами, положены в основу настоящей работы (табл. 1).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наряду с ранее охарактеризованными и опубликованными немногочисленными примерами выявленных нами сингенетических включений флогопита в алмазах тр. Спутник (Якутия) [Sobolev et al., 1997], Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) [Соболев и др., 1997б], кимберлитов Гуаньямо (Венесуэла) [Sobolev et al., 1998] в настоящей работе представлены новые, ранее неопубликованные данные по составам и парагенезисам флогопитов из алмазов кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Комсомольская (Якутия) и района Гуаньямо. Основной особенностью многих образцов является присутствие флогопита в составе полиминеральных включений (см. табл. 1), в частности, совместно с хромитом, тесно его прорастающим (рис. 1), а также и клинопироксеном (рис. 2, 3). Особо следует отметить ряд примеров обнаружения флогопита, включенного в клинопироксене, непосредственно в процессе подготовки извлеченных включений омфацита к анализу (см. рис. 2, 3). Основной особенностью рассматриваемых образцов флогопита является их совместное нахождение в алмазах с другими типичными минералами ультраосновного или эклогитового типов парагенезиса.

В качестве наиболее убедительного доказательства сингенетического характера всех отображенных для исследования мономинеральных и полиминеральных включений флогопита из алмазов рассматривается их октаэдрическая морфология, представляющая собой негативную огранку минеральных включений в алмазе. Элементы такой огранки для шести избранных образцов полиминеральных включений флогопита представлены на рис. 1—3. Именно негативная октаэдрическая «алмазная» огранка минеральных включений, продемонстрированная в ранний период их изучения на примере гранатов, пироксенов и оливина из якутских алмазов с гранями, параллельными октаэдрическим граням вмещающего алмаза [Соболев и др., 1970, 1972], позднее подтвержденная для африканских [Prinz et al., 1975] и синтетических алмазов [Бакуменко и др., 1984], является в настоящее время общепринятым доказательством сингенетического характера включений [Harris, 1992; Stachel, Harris, 2008].

Алмазы с включениями флогопита относятся к типичным кристаллам из месторождений Якутии, в основном представленным бесцветными и слабоокрашенными октаэдрами и переходными формами [Орлов, 1973]. Соответственно, алмазы Гуаньямо с включениями флогопита также являются типичными для этого месторождения [Sobolev et al., 1998; Kaminsky et al., 2000]. Краткая характеристика алмазов, содержащих включения флогопита, приведена в табл. 1. Следует отметить, что три изученных образца

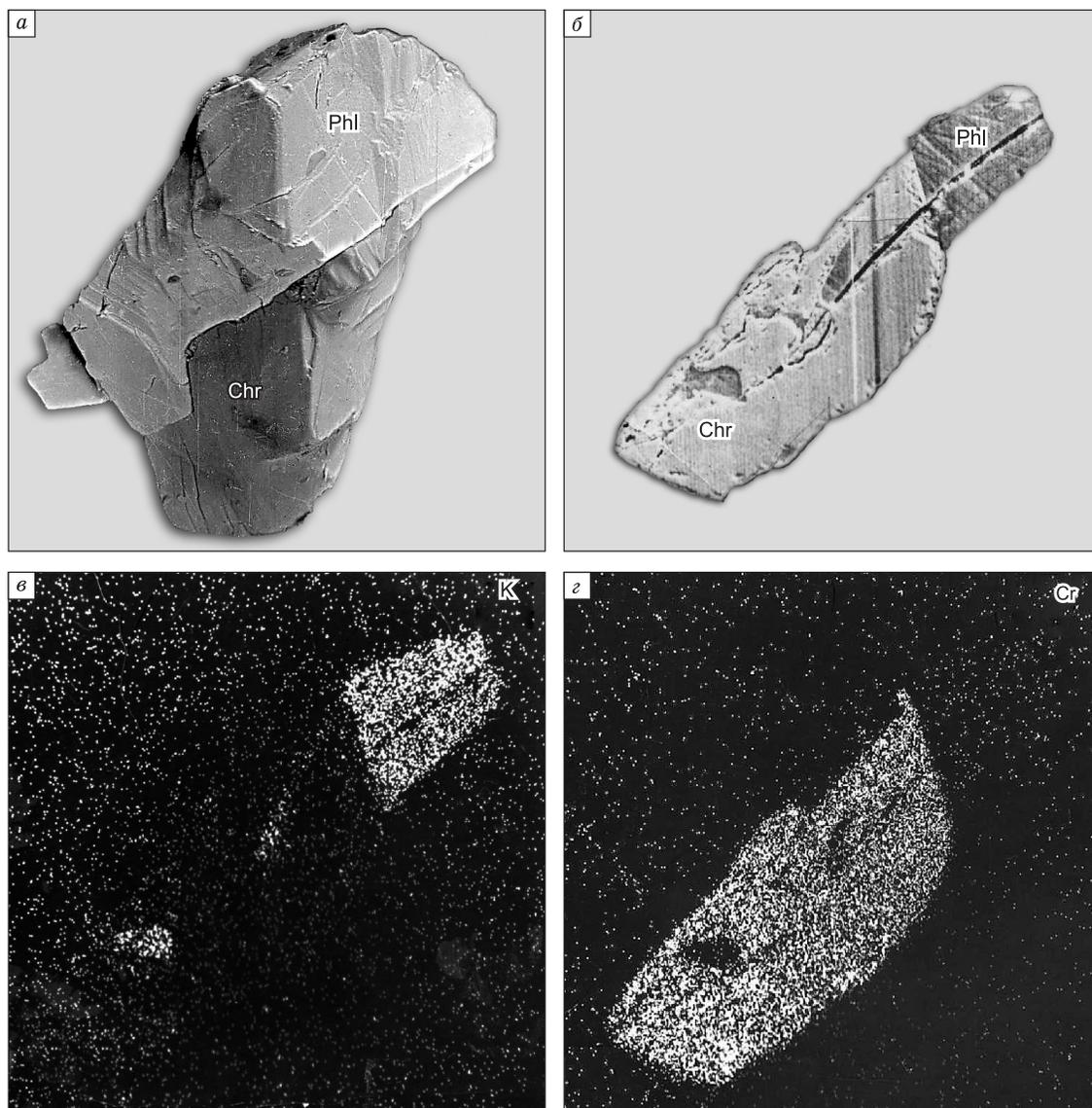


Рис. 1. Полиминеральные включения флогопита и хромита (обр. Мг-681) в обратнорассеянных электронах (*а*, *б*), элементные карты (*е*, *з*).

Видно тесное проращение хромита флогопитом (*б—з*). Ширина поля зрения 670 мкм.

относятся к типичным поликристаллическим агрегатам (фрамезитам), описанным во многих кимберлитовых трубках [Орлов, 1973; Соболев, 1974; Kirkley et al., 1994].

В отличие от изученной коллекции, представленной редкими парагенезисами флогопита в алмазах, указанный минерал относится к числу типичных наноразмерных включений, составляющих раскристаллизованную часть высокоплотных флюидов, характеризующихся наличием негативной алмазной огранки в ряде алмазов из трубок Интернациональная и Юбилейная (Якутия) [Логвинова и др., 2007; Logvinova et al., 2008]. Пример такого многокомпонентного включения, содержащего наряду с флогопитом и доломитом еще и другие проблематичные фазы из облакоподобной центральной части алмаза тр. Юбилейная [Логвинова и др., 2007], представлен на рис. 4.

В большинстве образцов ультраосновного типа (см. табл. 1) флогопит зафиксирован совместно с минералами, позволяющими четко определить дунит-гарцбургитовый либо лерцолитовый парагенезисы. Для большей наглядности такого выделения в соответствии с ранее разработанными критериями [Sobolev et al., 1973; Соболев, 1974] в настоящей работе приведены химические составы всех ассоциирующих минералов совместно с составами флогопита (табл. 2, 3). Особое значение имеют полиминеральные включения, представленные сростками флогопита с другими минералами, в частности, с хромитом (см. рис. 1), а также сростки и включения в клинопироксенах (см. рис. 2, 3), что специально подчеркивается

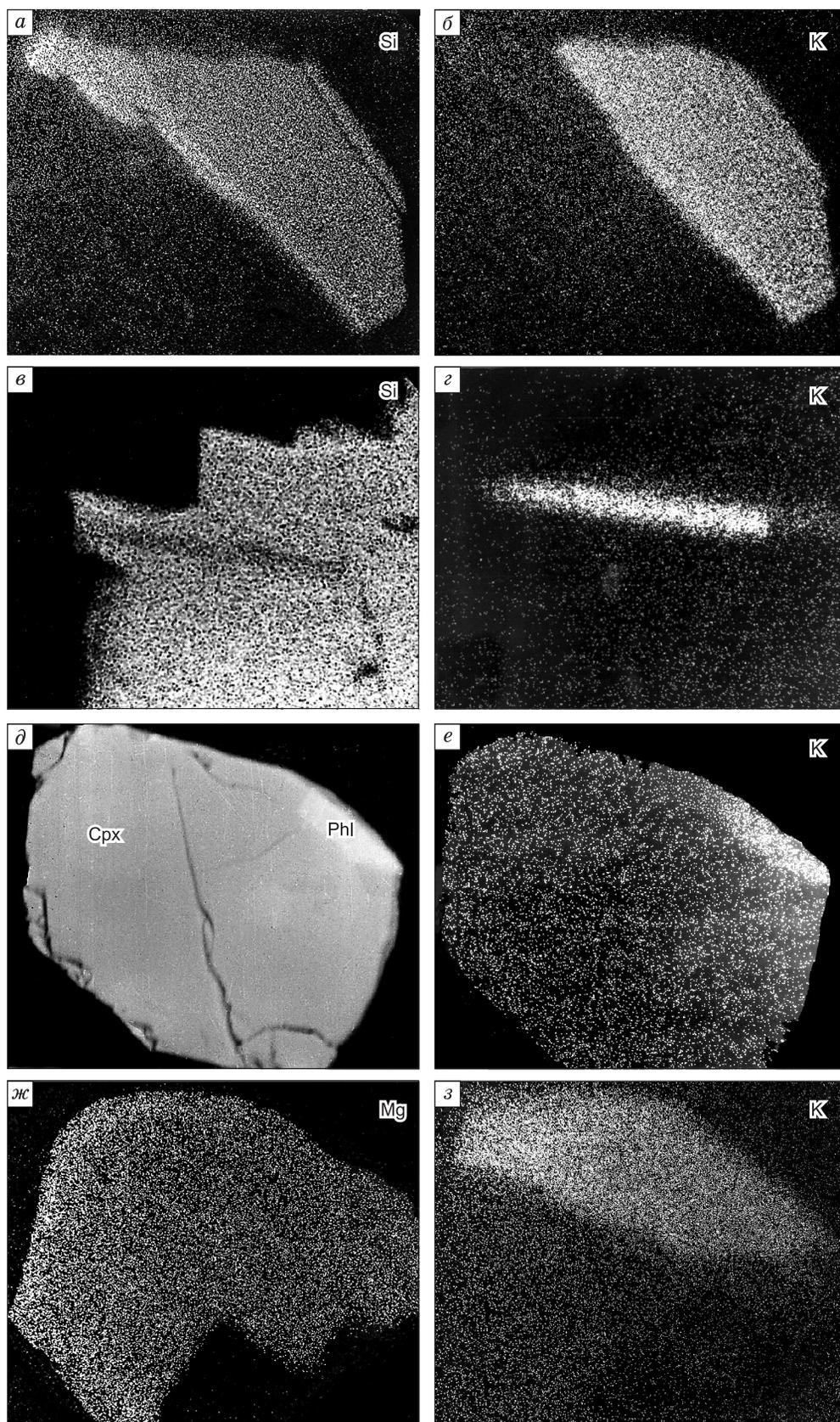
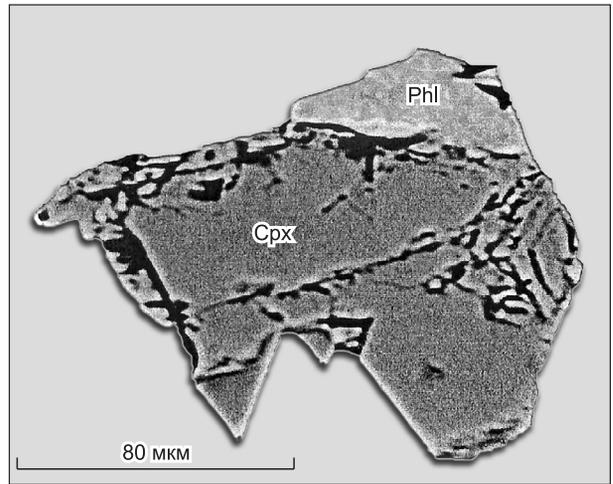


Рис. 2. Полиминеральные включения флогопита и клинопироксена: образцы Ud-55 (а, б), Mr-597 (в, з), Gm-97/13 (д, е) и Sp-727 (ж, з).

Элементные карты (а—з, е—з) и изображение в обратнорассеянных электронах (д). Ширина поля зрения 240 мкм (а, б), 160 мкм (в, з), 120 мкм (д—з).

Рис. 3. Полиминеральное включение флогопита и клинопироксена (обр. Gm-76).

Изображение в обратнорассеянных электронах. Ширина поля зрения 160 мкм.



в табл. 1. В общей сложности в настоящей работе рассматриваются флогопиты и ассоциирующие минералы из 19 образцов алмазов, отнесенных к ультраосновному типу парагенезиса, и из 15 образцов эклогитового типа (см. табл. 1).

Флогопиты совместно с ассоциирующими минералами извлекались из алмазов методом дробления последних и в ряде случаев обнаруживались только после шлифовки включений клинопироксена при подготовке их к анализу (см. рис. 2, 3). На указанных рисунках демонстрируется соотношение флогопита с ассоциирующим клинопироксеном, причем практически во всех случаях флогопит занимает подчиненное положение в сростках.

флогопита с ассоциирующим клинопироксеном, причем практически во всех случаях флогопит занимает подчиненное положение в сростках.

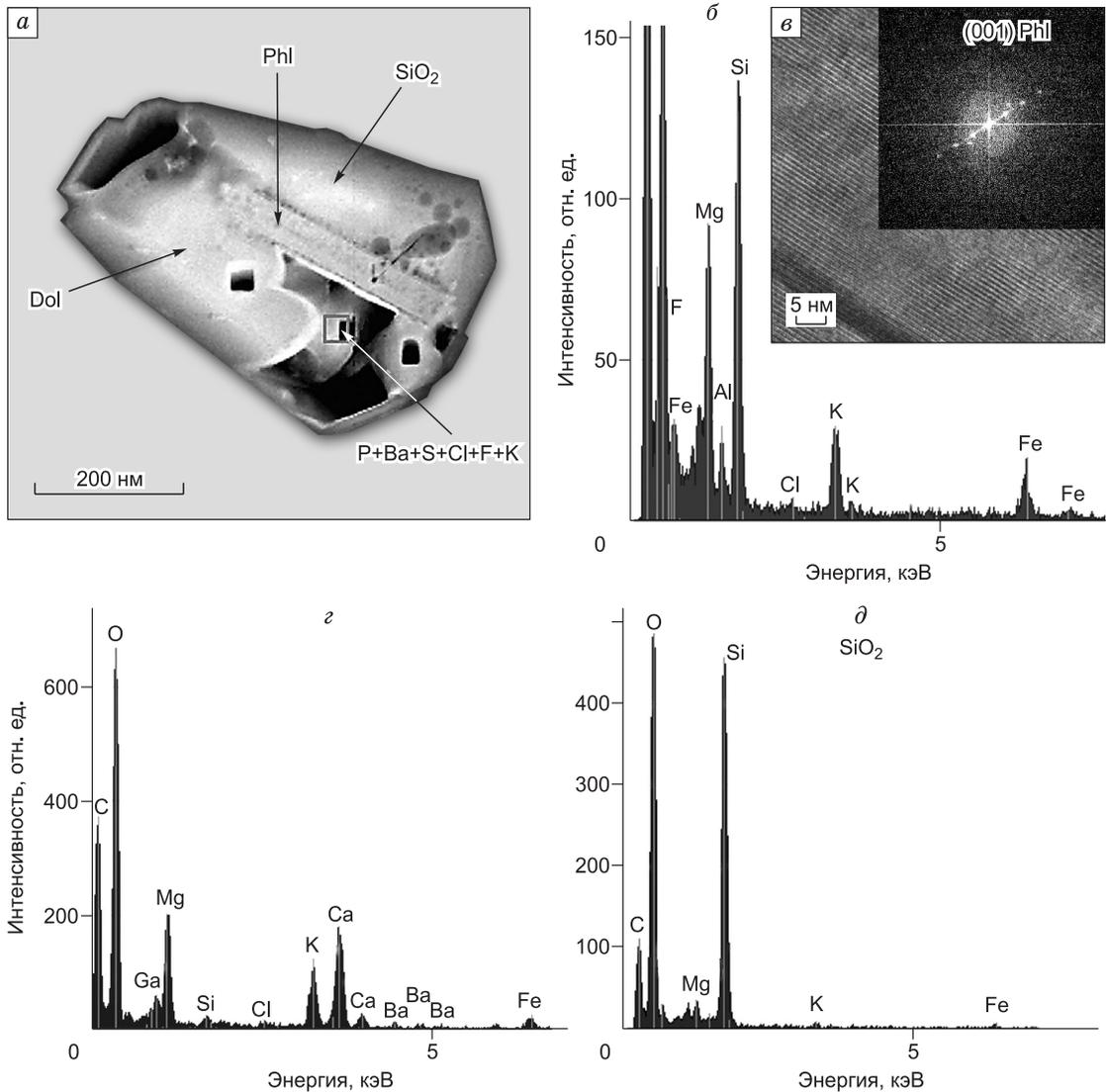


Рис. 4. Наноразмерное включение из алмаза Ub-5, тр. Юбилейная (а); энергодисперсионный спектр флогопита (б); фрагмент решетки и электронная дифрактограмма флогопита (в); энергодисперсионные спектры состава доломита, фазы, обогащенной К (з) и SiO₂ (д) [Логвинова и др., 2007].

Таблица 2. Состав сингенетических включений флогопита и ассоциирующих минералов из алмазов ультраосновного типа парагенизиса (мас.%)

Компонент	Us-116/15		Ud-6/90		Ud-7/90		Kms-201		Ud-139/9		Ud-507		
	Phl	Oi	Phl	Oi	Phl	Oi ₁	Oi ₂	Phl	Oi ₁	Phl	Pr	Phl	Pr
SiO ₂	42.6	40.70	41.50	41.60	41.8	41.10	40.90	41.10	41.10	41.70	42.60	40.30	41.60
TiO ₂	0.50	He opr.	<0.02	He opr.	0.08	0.01	0.01	0.61	0.01	0.38	0.07	0.29	0.04
Al ₂ O ₃	11.30	»	12.30	»	11.7	0.01	0.01	12.30	0.01	11.90	16.70	11.80	14.40
Cr ₂ O ₃	2.35	0.04	1.66	0.02	1.98	0.02	0.05	3.23	0.02	2.20	8.34	2.43	11.70
FeO	2.97	7.22	2.90	7.16	2.80	7.43	7.24	3.06	7.43	3.06	6.73	2.95	6.47
MnO	0.03	0.12	He opr.	0.06	0.04	0.09	0.09	0.02	0.09	0.07	0.24	0.02	0.35
MgO	23.10	51.2	25.90	50.90	25.70	50.7	50.4	23.40	50.7	24.40	23.4	23.30	23.1
CaO	He opr.	0.04	He opr.	0.01	He opr.	0.02	0.01	He opr.	0.02	He opr.	0.74	He opr.	2.20
Na ₂ O	0.10	He opr.	»	»	»	He opr.	He opr.	»	He opr.	0.05	He opr.	0.07	0.04
K ₂ O	9.68	»	10.30	»	11.0	0.39	0.37	10.80	0.39	9.89	»	10.10	He opr.
NiO	0.22	0.35	He opr.	0.36	He opr.	He opr.	He opr.	He opr.	He opr.	0.22	»	0.24	»
Сумма	92.85	99.67	94.56	100.11	95.10	99.77	99.08	96.16*	99.77	95.04*	98.82	92.17*	99.9
Mg#	93.30	92.70	94.10	92.70	94.20	92.40	92.50	93.20	92.40	93.40	86.10	93.40	86.40
AS-186													
Компонент	Phl	Chr	Oi	Phl	Pr	Chr	Oi	Phl	Pr	Chr	Phl	Chr	Oi
SiO ₂	42.20	0.07	41.70	41.1	42.10	0.16	40.60	0.16	41.80	0.06	41.1	0.12	41.40
TiO ₂	0.16	0.07	He opr.	0.32	0.08	0.19	He opr.	0.19	0.03	0.21	0.46	0.24	He opr.
Al ₂ O ₃	12.10	4.41	»	11.60	17.40	8.54	»	8.54	17.30	5.23	11.80	5.47	»
Cr ₂ O ₃	2.10	66.30	0.14	1.88	8.11	61.7	0.04	61.7	8.39	64.30	2.51	64.60	0.03
FeO	2.29	13.7	6.56	2.78	6.96	13.2	6.56	13.2	6.81	16.90	2.39	16.00	5.97
MnO	He opr.	0.28	0.08	0.04	0.24	0.25	0.11	0.25	0.56	0.27	0.07	0.31	0.08
MgO	25.10	13.40	52.8	24.60	24.30	14.8	52.70	14.8	24.10	12.20	24.30	12.80	51.70
CaO	He opr.	He opr.	0.09	He opr.	0.72	He opr.	0.01	He opr.	0.77	He opr.	He opr.	He opr.	0.01
Na ₂ O	0.31	»	He opr.	0.06	He opr.	»	He opr.	»	0.01	»	0.07	»	He opr.
K ₂ O	9.68	»	»	10.50	»	»	»	»	He opr.	»	10.40	»	»
NiO	He opr.	0.08	0.38	0.22	»	»	0.36	»	»	»	0.25	0.09	0.38
Сумма	93.94	98.31	101.75	93.10	99.91	98.84	100.38	98.84	99.77	99.17	93.35	99.63	99.57
Mg#	95.10	63.50	93.50	94.00	86.20	66.60	93.50	66.60	86.30	56.30	94.80	58.80	93.90
AS-147													
Mr-681													
Компонент	Phl	Chr	Chr	Chr	Oi	Phl	Oi	Phl	Chr	Oi	Phl	Chr	Oi
SiO ₂	41.30	0.05	0.05	0.05	41.80	40.70	41.40	40.70	0.07	41.40	40.40	0.08	41.70
TiO ₂	0.25	0.06	0.06	0.08	He opr.	0.12	He opr.	0.12	0.05	He opr.	0.14	0.07	He opr.
Al ₂ O ₃	12.00	6.86	6.86	6.82	»	11.90	»	11.90	7.26	»	11.50	7.05	»
Cr ₂ O ₃	1.50	63.60	63.60	63.30	0.01	2.13	0.02	2.13	62.90	0.02	1.90	63.00	0.02
FeO	2.30	15.60	14.00	14.00	6.23	2.53	6.98	2.53	15.70	6.98	3.36	15.50	7.14
MnO	0.02	0.27	0.34	0.34	0.07	0.04	0.07	0.04	0.20	0.07	0.03	0.23	0.10
MgO	25.5	13.00	13.50	13.50	51.90	24.60	50.9	24.60	12.80	50.9	25.10	13.10	51.10
Mr-684													
Mr-774													

CaO	He опр.	He опр.	He опр.	0.01	He опр.	He опр.	0.01	He опр.	He опр.	0.01	He опр.	
Na ₂ O	0.02	»	0.16	He опр.	»	»	He опр.	»	»	He опр.	»	
K ₂ O	10.30	»	9.84	»	»	»	»	»	»	»	»	
NiO	0.25	0.18	0.22	0.39	0.08	0.04	0.37	0.03	0.03	0.36	0.36	
Сумма	93.44	99.62	92.24	100.41	98.17	99.02	99.75	99.06	99.06	100.43	100.43	
Mg#	95.20	59.80	94.50	93.70	63.20	59.20	92.90	60.10	60.10	92.70	92.70	
Компонент	Pr-52			U-55			Mr-624					
SiO ₂	Phl	Pr	Chr	Ol**	Phl	Cpx	Ol	Phl	Cpx	Phl	Opx	
TiO ₂	41.5	40.3	0.25	41.40	40.60	55.80	41.60	40.20	55.00	40.20	57.7	
Al ₂ O ₃	0.41	0.08	0.18	0.00003	1.98	0.21	He опр.	3.49	0.26	3.49	0.08	
Cr ₂ O ₃	12.8	11.4	6.66	He опр.	11.60	5.83	»	11.00	3.03	11.00	0.33	
FeO	2.00	14.7	64.2	0.076	0.29	1.11	He опр.	0.15	0.57	0.15	0.06	
MnO	2.68	6.31	13.7	6.75	2.54	1.68	7.11	3.44	1.96	3.44	4.26	
MgO	0.03	0.38	0.23	0.097	0.04	1.10	He опр.	0.04	0.10	0.04	0.14	
CaO	24.8	19.5	13.9	51.65	24.90	12.8	51.50	23.6	16.20	23.6	36.2	
Na ₂ O	0.06	4.20	0.10	0.020	He опр.	19.0	He опр.	He опр.	19.40	He опр.	0.39	
K ₂ O	He опр.	0.05	He опр.	He опр.	0.11	3.20	»	0.06	2.35	0.06	0.10	
NiO	9.98	He опр.	»	Co = 0.016	10.10	0.32	He опр.	9.76	0.07	9.76	He опр.	
Сумма	He опр.	»	99.22	100.35	92.37	101.05	100.50	91.98	98.94	91.98	99.26	
Mg#	94.30	84.6	64.40	93.20	94.60	93.10	92.80	92.40	93.60	92.40	93.8	
Компонент	Mr-633			M-1K			Mr-741			Mr-9		
SiO ₂	Phl	Ol	Cpx	Phl	Cpx	Phl	Pr	Cpx	Phl	Chr	Cpx	
TiO ₂	41.4	41.0	55.6	42.5	54.5	41.7	41.4	55.1	43	0.10	54.7	
Al ₂ O ₃	1.49	He опр.	0.12	1.52	0.24	1.27	0.11	0.18	2.38	0.15	0.17	
Cr ₂ O ₃	11.8	»	2.91	11.8	3.21	10.9	17.8	5.50	11.9	1.98	4.56	
FeO	0.42	0.02	1.63	0.49	1.37	1.55	7.49	10.3	2.54	67.0	15.6	
MnO	3.39	8.69	2.25	2.91	1.88	3.00	8.06	1.82	3.10	19.3	1.73	
MgO	0.04	0.11	0.08	0.03	0.08	0.04	0.59	0.18	He опр.	0.27	0.09	
CaO	24.9	50.0	161	25.1	15.3	23.6	21.3	9.47	24.2	897	625	
Na ₂ O	He опр.	0.02	19.0	He опр.	18.3	He опр.	2.20	8.42	He опр.	He опр.	6.21	
K ₂ O	0.05	He опр.	2.63	0.08	2.31	0.12	0.11	8.09	0.17	»	10.1	
NiO	10.2	»	0.05	9.65	0.02	10.1	He опр.	0.02	7.91	He опр.	He опр.	
Сумма	0.23	0.34	He опр.	0.23	He опр.	He опр.	»	He опр.	He опр.	»	»	
Mg#	93.92	100.18	100.37	94.31	97.21	92.28	99.06	99.08	95.2	97.77	99.41	
	92.9	91.1	92.7	93.9	93.5	93.3	82.5	90.3	93.3	45.3	86.6	

Примечание. Номера образцов и символы минералов см. табл. 1. He опр. — не определялось.

* Здесь и в табл. 3 сумма анализа приведена с учетом содержания примесей BaO, F и Cl (см. табл. 4).

** Прецизионный анализ [Sobolev et al., 2009].

Таблица 3. Состав сингенетических включений флогопита и ассоциирующих минералов из алмазов эклогитового типа парагенезиса (мас.%)

Компонент	Mr-835			Mr-685			Mr-597			Mr-586			Mr-677		
	Phl	Dol	Ga	Phl	Clc	Phl	Cpx	Ga	Phl	Cpx	Phl	Cpx	Phl	Cpx	
SiO ₂	39.9	0.08	39.8	39.3	0.77	40.8	56.0	41.2	38.7	56.2	38.2	55.1	38.2	55.1	
TiO ₂	4.97	0.06	0.33	4.65	He опр.	7.24	0.30	0.19	4.52	0.23	0.96	0.33	0.96	0.33	
Al ₂ O ₃	11.3	He опр.	21.4	9.74	0.36	12.0	7.82	22.5	11.3	12.8	16.5	9.92	16.5	9.92	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.10	0.04	He опр.	0.32	0.23	0.19	0.02	0.08	0.04	0.02	0.04	0.02	
FeO	9.07	2.55	22.3	9.31	0.47	8.52	3.83	17.4	10.6	3.89	6.63	7.01	6.63	7.01	
MnO	0.03	1.64	0.50	0.06	0.33	0.02	0.07	0.30	0.05	0.05	0.031	0.10	0.031	0.10	
MgO	18.4	22.4	10.4	19.6	0.89	15.2	11.4	12.6	18.9	8.35	21.6	8.62	21.6	8.62	
CaO	He опр.	31.4	5.18	He опр.	50.8	He опр.	15.8	6.91	He опр.	10.4	He опр.	12.1	He опр.	12.1	
Na ₂ O	0.31	0.02	0.06	0.14	0.02	1.12	4.74	He опр.	0.13	7.27	0.09	6.25	0.09	6.25	
K ₂ O	9.91	0.02	He опр.	10.2	0.07	7.93	0.18	»	9.67	0.14	9.94	0.27	9.94	0.27	
NiO	He опр.	He опр.	»	He опр.	He опр.	0.25	He опр.	»	He опр.						
Сумма	94.53*	58.21	100.07	93.04	53.71	93.15	100.37	101.29	93.89	99.41	94.27	99.72	94.27	99.72	
Mg#	78.3	—	45.4	79.0	—	76.1	84.1	56.3	76.1	79.3	85.3	68.7	85.3	68.7	
Компонент	Gm-97/13			Ud-10/90			Sp-719			Sp-729					
	Phl	Cpx	Phl	Phl	Ga	Ga ₂	Cpx ₁	Cpx ₂	Phl	Clc	Phl	Clc	Phl	Clc	
SiO ₂	47.4	55.7	387	38.1	40.0	39.2	53.8	53.5	39.3	1.70	41.0	<0.02	41.0	<0.02	
TiO ₂	10.4	0.26	4.31	4.23	1.07	0.33	0.19	0.17	3.84	0.05	4.69	<0.02	4.69	<0.02	
Al ₂ O ₃	14.3	12.9	11.0	12.0	20.5	21.4	3.81	4.71	12.2	1.79	10.2	<0.02	10.2	<0.02	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.03	0.23	0.12	0.10	0.07	0.08	0.02	0.01	0.01	<0.02	0.01	<0.02	
FeO	11.1	5.21	8.96	10.8	20.5	22.3	829	9.56	9.36	6.56	13.6	0.02	13.6	0.02	
MnO	0.06	0.05	0.12	0.04	0.47	0.49	0.09	0.13	0.06	0.40	0.05	0.02	0.05	0.02	
MgO	5.61	7.02	23.1	18.5	9.64	10.4	12.9	12.0	20.1	0.73	16.3	0.02	16.3	0.02	
CaO	0.63	11.9	He опр.	0.03	7.46	5.08	17.3	16.2	He опр.	54.5	He опр.	55.7	He опр.	55.7	
Na ₂ O	2.01	6.29	0.61	0.36	0.1	0.06	3.22	3.18	0.49	He опр.	0.24	He опр.	0.24	He опр.	
K ₂ O	7.26	0.57	8.09	10.1	He опр.	He опр.	0.36	0.39	9.00	»	9.46	»	9.46	»	
NiO	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	»	He опр.	He опр.	He опр.	»	»	»	»	»	
Сумма	98.83	99.96	94.92	94.39	99.86	99.36	100.03	99.92	94.37*	65.74	95.55*	55.76	95.55*	55.76	
Mg#	47.4	70.6	82.1	75.3	45.6	45.4	73.5	69.1	79.3	—	68.1	—	68.1	—	

Компонент	Sp-727			Sp-739		Sp-730			Gm-76		Gm-67	
	Phl	Cpx	Ga	Phl	Ga	Phl	Clc	Dol	Phl	Cpx	Phl	Cpx
SiO ₂	43.8	55.4	40.7	38.0	41.3	<0.02	0.35	0.35	40.9	55.3	43.1	55.6
TiO ₂	11.5	0.34	0.42	6.00	7.12	<0.02	<0.02	<0.02	10.0	0.33	12.0	0.15
Al ₂ O ₃	10.5	7.41	22.1	10.9	10.2	<0.02	<0.02	<0.02	9.88	7.01	10.6	7.40
Cr ₂ O ₃	0.06	0.11	0.08	0.08	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.09	0.20	0.17
FeO	12.2	6.83	16.4	12.5	9.01	0.1	5.69	5.69	12.3	7.6	12.0	5.68
MnO	0.02	0.07	0.36	0.13	0.04	0.11	0.34	0.34	0.02	0.09	0.37	0.07
MgO	8.69	10.7	15.7	16.7	183	<0.02	18.4	18.4	9.68	10.8	9.43	10.8
CaO	He опр.	14.2	3.36	He опр.	He опр.	59.4	30.2	30.2	<0.02	13.1	He опр.	15.5
Na ₂ O	0.89	4.46	0.12	0.17	0.17	He опр.	<0.02	<0.02	1.05	5.08	0.35	3.98
K ₂ O	7.84	0.34	He опр.	9.27	9.38	»	He опр.	He опр.	9.37	0.34	8.31	0.94
NiO	0.07	He опр.	»	0.06	0.07	»	»	»	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	95.50*	99.86	99.51	93.75*	95.54	59.61	54.98	54.98	93.23*	99.74	96.36*	100.29
Mg#	55.9	73.6	63.0	70.4	78.4	—	—	—	58.4	71.7	58.3	77.2

Химический состав минеральных включений определялся с помощью микроанализаторов с электронным зондом Camebax-Micro фирмы Cameca и JXA-8100 фирмы JEOL с применением стандартной методики [Лаврентьев и др., 1987; Королук и др., 2008]. Особое внимание уделялось определению микропримесей, таких как Na₂O в ассоциирующих гранатах, K₂O — в клинопироксенах и Cr₂O₃ — в оливинах [Соболев, 1974]. Примеси во флогопитах, в частности, Ва, F, Cl, определялись только в отдельных образцах (см. табл. 1, 2, 4). Каждое включение флогопита анализировалось в 5—10 точках, в зависимости от размеров.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты определения состава включений флогопита и ассоциирующих минералов из серии алмазов представлены в табл. 2 и 3. Парагенезисы включений определены на основании общепринятых признаков ассоциаций минералов и их состава [Sobolev et al., 1973; Соболев, 1974; Meyer, 1987]. Полученные результаты рассмотрены отдельно для разных типов парагенезисов.

Флогопиты ультраосновного (перидотитового) типа парагенезиса. К неразделенному ультраосновному типу, без детализации парагенезиса, отнесены те образцы (см. табл. 1, обр. 1—4), для которых совместно с флогопитом установлен либо только оливин, либо (см. табл. 1, обр. 3) ассоциирующие минералы для высокомагнезиального флогопита ($Mg\# [100Mg/(Mg + Fe)] = 95.2$) не обнаружены. Для образцов 5—19 (см. табл. 1) дополнительно к флогопиту установлены ассоциирующие минералы, частично, в качестве полиминеральных включений совместно с флогопитом, частично, в виде изолированных включений. К ним относятся пироп, хромит, оливин, хромдиопсид и энстатит. Особенности их состава (см. табл. 2) позволяют достоверно выделить дунит-гарцбургитовый и лерцолитовый парагенезисы включений (см. табл. 1).

Соотношение примесей TiO₂ и Cr₂O₃ во флогопитах ультраосновного типа парагенезиса показано на рис. 5. Здесь четко видно, что область состава флогопитов дунит-гарцбургитового парагенезиса занимает совершенно обособленное положение и все точки составов (см. табл. 2), включая неразделенный ультраосновной тип, демонстрируют закономерную связь содержания Cr₂O₃ и TiO₂ со значимым положительным коэффициентом корреляции ($K_k = 0.68$). Флогопиты дунит-гарцбургитового парагенезиса алмазов (см. рис. 5, б) четко отличаются не только от первичных флогопитов из перидотитов южно-африканских кимберлитов [Erlank et al., 1987], но также и от флогопитов лерцолитового парагенезиса алмазов. Последние, хотя и образовались в равновесии с ассоциирующими клинопироксенами (рис. 7, б) и в отдельных случаях оливинами (см. рис. 7, а), их составы практически не отличимы от составов мегакристаллов флогопита из кимберлитов [Dawson, 1980; Mitchell, 1986; Бабушки-

Таблица 4. Содержание примесей Ва, F и Cl (мас. %) в отдельных включениях флогопита из алмазов*

Компонент	Ud-139/9	Ud-507	Kms-201	Sp-719	Sp-727	Sp-729	Sp-730	Sp-739	Mr-835	Gm-76	Gm-67
Ba	0.24	0.32	He опр.	0.28	0.26	0.11	0.17	0.79	0.14	0.10	0.31
F	0.35	0.10	1.29	0.33	0.09	0.58	0.51	0.32	0.46	0.40	0.60
Cl	0.49	0.25	0.35	0.02	0.02	0.08	0.08	0.06	0.03	0.02	0.04

* Типы парагенезиса см. табл. 1, химический состав см. табл. 2, 3.

на, Маршинцев, 1997; Reguir et al., 2009]. Дополнительным доказательством их равновесных отношений с пироксенами является не только ассоциация в полиминеральных включениях, но и корреляция их магнезиальности (Mg#).

Флогопиты ультраосновного типа парагенезиса алмазов характеризуются высокой магнезиальностью с очень узкими пределами колебания Mg# от 92.4 до 95.2. В то же время для них отмечаются широкие колебания содержания TiO_2 (0.08—3.49 мас.%) и Cr_2O_3 (0.15—2.54 мас.%). Указанные примеси, несмотря на их значительные вариации, коррелируют с особенностями состава ассоциирующих минералов (рис. 6), что было отмечено нами ранее для обр. Pi-52 из алмаза тр. Пионерская [Соболев и др., 1997]. Примеры такой корреляции представлены на рис. 7, где для ультраосновного (см. рис. 7, а) и эклогитового (см. рис. 7, б) типов парагенезиса показано соотношение Mg# флогопита и ассоциирующего оливина, а также флогопита и ассоциирующего клинопироксена. В последнем случае указанные соотношения представлены для обоих типов парагенезиса так же, как и для оливина со значимой положительной корреляцией сравниваемых величин.

Особо важно отметить, что для представительной серии исследованных образцов (см. табл. 1, обр. 5—14) в качестве ассоциирующих минералов установлены либо высокохромистые субкальциевые пиропы, содержащие 8.11—14.7 мас.% Cr_2O_3 и 0.72—4.20 мас.% CaO, либо высокохромистые шпинелиды ($Cr_2O_3 > 62\%$), что позволяет отнести их к дунит-гарцбургитовому парагенезису. Почти для всех образцов этого парагенезиса установлен оливин с Mg# от 92.4 до 93.9. Для обр. Pi-52 в табл. 2 приведены результаты прецизионного определения состава оливина [Sobolev et al., 2009]. Соответствующие аналитические данные представлены в табл. 2, а результаты сопоставления величин Mg# для ассоциирующих флогопитов и оливинов приведены на рис. 7, а. Здесь обращает на себя внимание отчетливая значимая положительная корреляция этих величин, что является дополнительным подтверждением равновесных отношений этих минералов.

Необычный состав ассоциирующих минералов характерен для двух образцов поликристаллических агрегатов алмаза из тр. Мир (см. табл. 2, обр. Mr-741, Mr-9). Соотношение содержания Cr_2O_3 и TiO_2

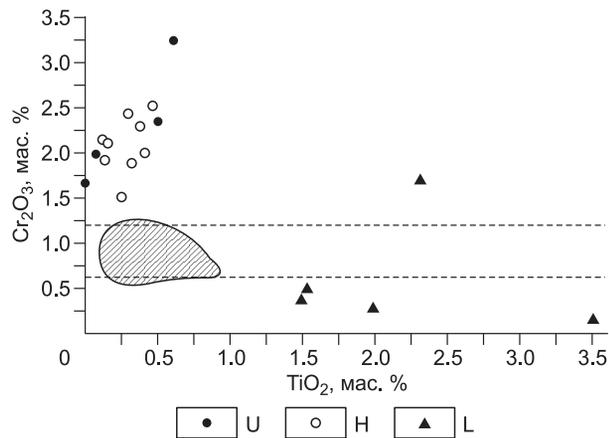


Рис. 5. Соотношение содержания примеси Cr_2O_3 и TiO_2 в флогопитах неразделенного ультраосновного (U), дунит-гарцбургитового (H) и лерцолитового (L) типов парагенезиса включений в алмазах.

Область состава первичных флогопитов ксенолитов пироповых перидотитов в кимберлитах ЮАР заштрихована. Горизонтальные штриховые линии приблизительно ограничивают область состава большинства из перидотитов с содержанием от 0.6 до 1.2 мас.% Cr_2O_3 соответственно. Анализы флогопитов представлены в табл. 2, остальные данные, по [Erlank et al., 1987].

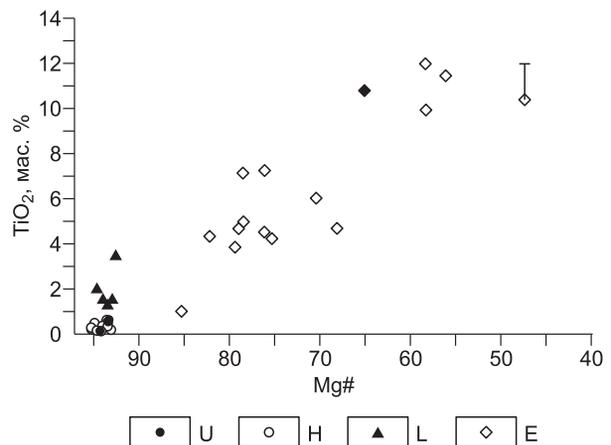


Рис. 6. Соотношение магнезиальности (Mg#) и содержания TiO_2 флогопитов, включенных в алмазы неразделенного ультраосновного (U), дунит-гарцбургитового (H), лерцолитового (L) и эклогитового (E) типов парагенезиса.

Черным ромбом показан состав флогопита из полиминерального включения в алмазе Западной Африки [Prinz et al., 1975].

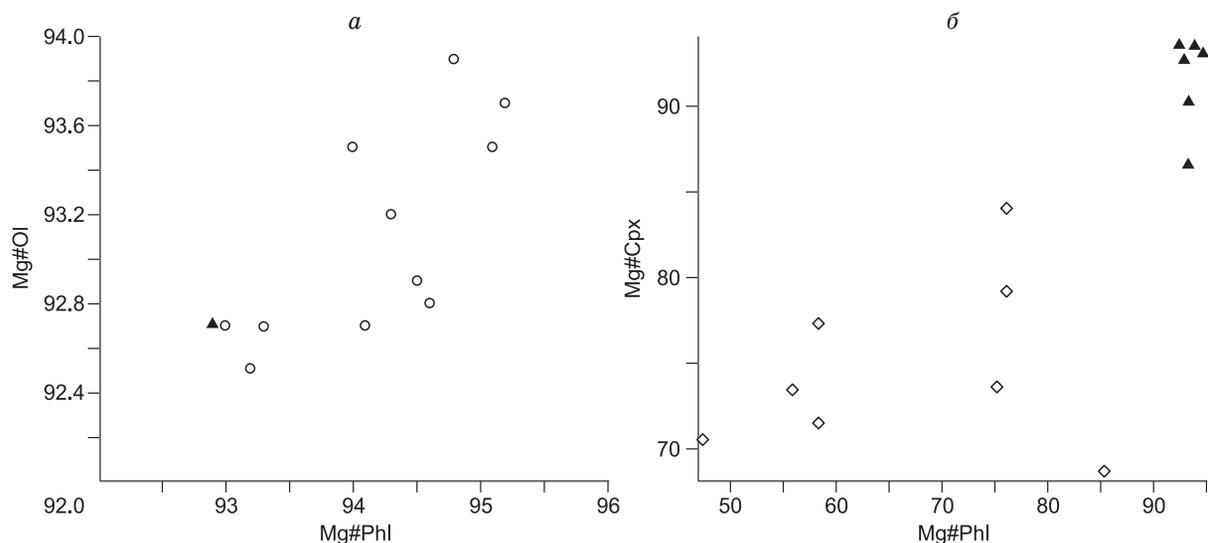


Рис. 7. Соотношение магнезиальности (Mg#) ассоциирующих включений флогопита и оливина (а) и флогопита и клинопироксена (б) в изученных алмазах.

Парагенезисы и анализы см. табл. 1—3. Усл. обозн. см. на рис. 5, 6.

во флогопитах аналогично остальным изученным образцам, относимым к лерцолитовому парагенезису (см. табл. 1). Основным отличием здесь является высокохромистый состав клинопироксенов, что было отмечено ранее при описании обр. Мг-9 [Соболев, 1974]. Исключительно высокое содержание NaCr-компонента в пироксенах, достигающее 40 мол.% в виде конечного члена космохлора в парагенезисе с хромитом и пиропом, не имеет аналогов среди изученных минералов, ассоциирующих с алмазами. Причиной пониженной примеси CaO в пиропе обр. Мг-741 является высокая примесь Na₂O в пироксене и пиропе [Соболев, 1974].

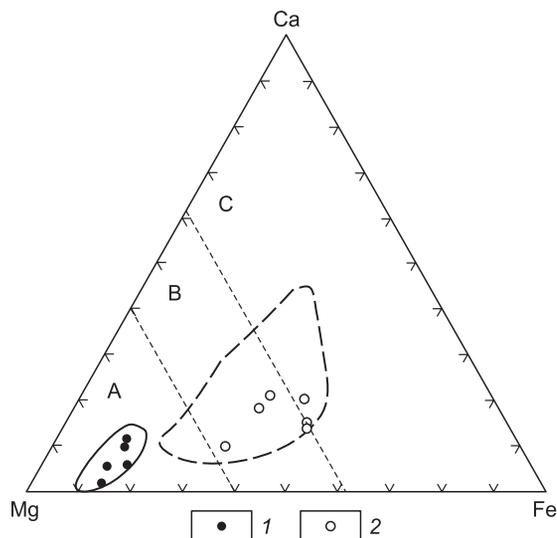
Флогопиты эклогитового парагенезиса. К последнему отнесены флогопиты, ассоциирующие с гранатами и/или клинопироксенами (омфацитами). В отдельных образцах зафиксированы карбонаты и сульфиды (см. табл. 1, обр. 20-34). Характерной особенностью этих флогопитов является переменная (вплоть до 12 мас.%), примесь TiO₂ и широкие вариации Mg# (47.4—85.3), демонстрирующие отчетливую положительную корреляцию. Эти особенности состава, наряду с однородностью самих образцов, являются характерным отличием изученных флогопитов от макрокристаллов флогопита из кимберлитов.

Ассоциирующие гранаты представлены типичными составами для эклогитового парагенезиса алмазов (рис. 8), относящимися к группе В [Coleman et al., 1965], а омфациты, содержащие 3.18—7.27 мас.% Na₂O, также типичны для рассматриваемого парагенезиса (рис. 9) и принадлежат группе В [Taylor, Neal, 1989]. Большинство пироксенов (4 образца) содержат почти постоянную примесь K₂O (0.27—0.36 мас.%), хотя в четырех остальных образцах зафиксирована как пониженная (0.14, 0.18 мас.%), так и повышенная примесь K₂O: 0.57, 0.94 мас.% (см. табл. 3).

Значения изотопного состава углерода отдельных изученных алмазов δ¹³C эклогитового парагенезиса колеблются в пределах 4.61—6.20 ‰ и лишь в одном случае (обр. Ud-81/32) выходят за эти пределы, составляя 13.36 ‰ [Галимов и др., 1989]. Для конкретных изученных алмазов Венесуэлы (см. табл. 1, обр. 32-34) δ¹³C не

Рис. 8. Особенности состава гранатов, ассоциирующих с флогопитом в алмазах.

1 — из алмазов ультраосновного, 2 — из алмазов эклогитового типов парагенезиса. Группы составов А, В, С в соответствии с классификацией [Coleman et al., 1965].



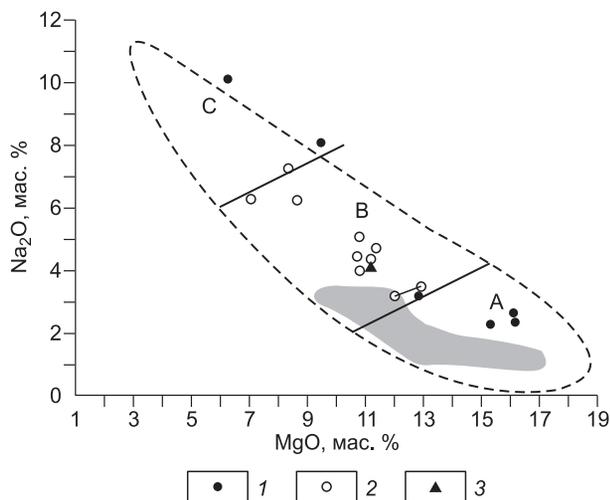


Рис. 9. Особенности состава клинопироксенов, ассоциирующих с флогопитом в алмазах.

1 — Cr-клинопироксены лерцолитового парагенезиса; 2 — омфациты эклогитового парагенезиса; 3 — омфациит из алмаза неизвестного месторождения [Prinz et al., 1975].

Группы составов А, В и С в соответствии с классификацией [Taylor, Neal, 1989]. Штриховой линией околтурена область состава пироксенов, ассоциирующих с алмазами во включениях и эклогитах [Соболев, 2006]. Заштрихованная область — состав пироксенов известково-силикатного парагенезиса.

определялось, но, сопоставляя с результатами исследования представительной коллекции алмазов Венесуэлы [Галимов и др., 1999], следует полагать, что они тоже характеризуются облегченным изотопным составом углерода. Данные по алмазам ультраосновного парагенезиса ($\delta^{13}\text{C} - 3.16 - 6.93$, см. табл. 1) соответствуют значениям, полученным для поликристаллических агрегатов алмаза с включениями хромита из тр. Мир [Реутский и др., 1999].

Особого внимания заслуживает обр. Gm-97/13 (см. рис. 2, *d, e*). Это — полиминеральное включение клинопироксена и флогопита. Подчиненное положение и незначительные размеры флогопита не позволили выполнить полноценный анализ и получить необходимую информацию о его составе. Избыток SiO_2 , Na_2O и дефицит K_2O в представленном анализе флогопита (см. табл. 3) свидетельствуют о существенной контаминации ассоциирующего пироксена в процессе анализа, составляющую, судя по избытку SiO_2 , примеси Na_2O и дефициту K_2O , примерно 20—25 %. В то же время совершенно очевидно, что содержания FeO и MgO включения флогопита очень незначительно отличаются от реальных значений, так как не могли быть заимствованы из пироксена, причем содержание TiO_2 должно быть выше и составлять около 12 мас.%. Еще раз следует подчеркнуть, что именно уникальность образца и парагенезиса побудили нас привести данный анализ, который, судя по реальному соотношению Mg/Fe, следует отнести к биотиту.

Доломит принадлежит к числу редких и необычных включений в природных алмазах. В качестве изолированного включения доломит с примесью FeO (1.26 мас.%) и MnO (0.74 мас.%) был ранее описан только в алмазе из тр. Мвадуи (Танзания) [Stachel et al., 1998]. В изученной нами коллекции включений, содержащих флогопит, доломит встречен в двух образцах: Mг-835 (тр. Мир) и Sp-730 (тр. Спутник) (см. табл. 1, 3). В алмазе Sp-730 ранее было исследовано полиминеральное включение флогопита и кальцита [Sobolev et al., 1997]. Последующая ревизия и повторный анализ позволили выявить в кальците реликты доломита подобно алмазосным известково-силикатным метаморфическим породам [Sobolev et al., 2007], содержащего повышенную примесь FeO (5.69 мас.%) и MnO (0.34 мас.%). В поликристаллическом агрегате алмаза Mг-835 доломит присутствует изолированно от включений флогопита и граната и содержит FeO (2.55 мас.%) и MnO (1.64 мас.%). В отличие от единственной ранее известной находки включения доломита [Stachel et al., 1998] в изученной нами коллекции доломит ассоциирует с Mg-Fe гранатом в обр. Mг-835 и в обоих образцах — с флогопитом, что позволяет по особенностям состава флогопита (пониженное значение Mg# и повышенная примесь TiO_2) отнести оба образца к эклогитовому парагенезису.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Высокомгнезиальные флогопиты из алмазов ультраосновного типа парагенезиса близки по особенностям состава, включающим переменную Cr_2O_3 и TiO_2 , к флогопитам, типичным в качестве мегакристаллов и макрокристаллов в кимберлитах [Mitchell, 1986; Бабушкина, Маршинцев, 1997; Reguir et al., 2009], отличаясь, однако, от них однородностью состава. При этом колебания в содержании указанных примесей во флогопите из кимберлитов (Cr_2O_3 от 0.03 до 1.68 мас.% и TiO_2 от 0.07 до 5.09 мас.%) фактически перекрывают соответствующие значения для лерцолитового парагенезиса. Однозначное исключение здесь представляют обсуждаемые в настоящей работе флогопиты дунит-гарцбургитового парагенезиса с отчетливо проявленной значимой положительной корреляцией Mg# и содержания Cr_2O_3 . Последнее в этих флогопитах наряду с низкой примесью TiO_2 существенно более высокое по сравнению с первичными флогопитами из ксенолитов перидотитов в кимберлитах Южной Африки [Erlank et al., 1987].

В связи с выявлением равновесного парагенезиса флогопита и оливина, а также флогопита, клинопироксена и граната в алмазах, в том числе и в полиминеральных включениях (см. табл. 1, рис. 5, *a*),

особую актуальность приобретает проблема дальнейших исследований роли гидроксидов (воды) в номинально безводных мантийных минералах [Smyth et al., 1991, 2006; Bell, Rossman, 1992; Mosenfelder et al., 2006; Литасов и др., 2009; Litasov, Ohtani, 2009] в особенности в оливине и пироксене. Предыдущие исследования, выполненные с применением ИК-спектроскопии, продемонстрировали разнообразие в содержании H_2O для различных оливинов из кимберлитов. В частности, для оливина различного генезиса из кимберлитов преимущественно из тр. Удачная были получены значения от 10 до 320 г/т [Bell et al., 2003; Matsyuk, Langer, 2004, Zhao et al., 2004; Koch-Müller et al., 2006; Kamenetsky et al., 2008]. В то же время экспериментально показано, что предельная растворимость H_2O в оливине при давлении до 12 ГПа достигает 8900 г/т, т.е. 0.89 мас.% H_2O [Smyth et al., 2006; Hushur et al., 2009].

Результаты сопоставления особенностей содержания элементов-примесей представительной серии оливинов из ксенолитов различных перидотитов, из алмазов и из неизменных кимберлитов тр. Удачная [Sobolev et al., 2009] свидетельствуют о вероятном участии раздробленного оливина из еще не обнаруженных типов перидотитов в качестве затравок при кристаллизации центральных зон фенокристаллов оливина.

Интересно отметить, что в нескольких ксенолитах шпинелевых и пироповых перидотитов соответственно из базальтов и кимберлитов с помощью ИК-спектроскопии при одинаковом содержании H_2O в породах выявлено последовательное понижение H_2O от клинопироксенов (342—413 г/т) к ортопироксенам (169—201 г/т) и оливинам (3—54 г/т) при отсутствии H_2O в гранатах [Grant et al., 2007]. Возможно, в случае присутствия равновесного водосодержащего минерала (флогопита) абсолютное содержание и распределение H_2O между минералами может существенно измениться.

Выявленные парагенезисы флогопита в алмазах относятся только к нескольким месторождениям Якутской, Архангельской алмазоносных провинций и Венесуэлы (см. табл. 1). Из единичных опубликованных данных о включении слюд в алмазах из других месторождений к достоверно сингенетическим включениям, по нашему мнению, можно отнести только полиминеральное включение флогопита и омфацита в алмазе предположительно, из месторождений Западной Африки [Prinz et al., 1975]. В остальных известных работах [Giardini et al., 1974; Gurney et al., 1979; Meyer, McCallum, 1986] изученные включения слюд в алмазах очень близки по составу к слюдам из соответствующих кимберлитов. Отсутствие даже упоминания о мономинеральных либо полиминеральных включениях флогопита в обобщениях, охватывающих многие тысячи изученных алмазов с включениями [Harris, 1992; Stachel, Harris, 2008], может свидетельствовать о локальных различиях в составах C-O-H флюида/расплава природной алмазообразующей среды в глубинных зонах литосферы в различных регионах земного шара.

Закономерный характер повышения примеси TiO_2 вплоть до 12 мас.% в серии изученных включений флогопита в алмазах эцлогитового парагенезиса носит необычный характер для этого минерала (см. рис. 6). Опубликованные данные по составам биотита и флогопита из метаморфических пород подтверждают значение титана как одного из важных второстепенных элементов, используемых для оценки температуры кристаллизации [Henry et al., 2005]. Содержание TiO_2 в биотитах не больше 6.0 мас.% [Dyrek, 1983] и повышается в ассоциации с Ti-содержащими оксидами [Montel, Vielzeuf, 1997], расширяя поле их устойчивости при высоких температурах [Dyrek, 1983; Auzanneau et al., 2009]. Воспроизводимый характер высокой примеси TiO_2 в изученных флогопитах из алмазов и их преобладающая ассоциация с рутилом [Sobolev, Yefima, 2000], впервые отмеченная для полиминерального включения (Phl + Ga + Ru) из алмаза неизвестного источника [Prinz et al., 1975], может иметь значение в сочетании с соответствующими экспериментальными исследованиями для уточнения температуры равновесия эцлогитового парагенезиса алмазов.

Изученные редкие парагенезисы сингенетических включений в алмазах с постоянным присутствием флогопита и существенной ролью доломита впервые выявлены для серии типичных монокристаллов и частично поликристаллических агрегатов алмаза (фрамезитов) преимущественно из якутских и архангельских месторождений. Они оказались довольно обычными для ряда алмазов в оболочке, изученных ранее [Walmsley, Lang, 1992, 1998]. Совместно с пикроильменитом флогопит и доломит отмечены также в раскристаллизованной части высокоплотных флюидов среди облакоподобных включений в центральных зонах алмазов из трубок Интернациональная и Юбилейная [Логвинова и др., 2007; Logvinova et al., 2008]. В этих алмазах они являются частью нового типа высокомагнезиальных высокоплотных флюидов [Klein BenDavid et al., 2009]. Вероятность присутствия флогопита в парагенезисе с доломитом в области устойчивости алмаза при давлении 5—6 ГПа, обоснованного термобарометрическими оценками равновесия парагенезисов полиминеральных включений в алмазах и прямым измерением остаточного давления в алмазе с включением коэсита [Sobolev et al., 2000], подтверждена прямыми экспериментальными исследованиями [Luth, 1997; Vuob et al., 2006]. Экспериментальными исследованиями продемонстрирована возможность кристаллизации алмаза при карбонат-силикатном взаимодействии [Pal'yanov et al., 2002, 2005].

Результаты настоящей работы вносят вклад в дискуссию о роли хлора в образовании кимберлитов и алмазов. Выявление рассолов в качестве включений в алмазе [Izraeli et al., 2001], а также существенной его роли в неизмененных кимберлитах тр. Удачная [Kamenetsky et al., 2004, 2008, 2009] и изотопных доказательств его глубинного, мантийного происхождения [Maas et al., 2005; Kamenetsky et al., 2009], по сравнению с рассолами, распространенными среди осадочного чехла Сибирской платформы [Алексеев и др., 2007] подтверждают его роль в образовании алмазов. Дополнительным подтверждением является повышенное содержание Cl во флогопитах, включенных в алмазы тр. Удачная — 0.25 и 0.49 мас.%. (см. табл. 4.). Такие повышенные содержания хлора не типичны для флогопита из кимберлитов, в котором обычная его примесь составляет 0.01 – 0.11 мас.% [Reguir et al., 2009]. Можно полагать, что максимальная активность хлора приурочена к самым ранним стадиям становления кимберлитов, где он участвует в образовании высокоплотных флюидных включений в алмазах [Логвинова и др., 2007; Зедгенизов и др., 2007; Степанов и др., 2007; Logvinova et al., 2008; Klein BenDavid et al., 2009], и входит на примере алмазов из тр. Удачная в виде примеси во флогопит.

Несмотря на то, что рассмотрено уже достаточно много примеров выявления сосуществующих минеральных и флюидных включений в алмазах с оболочкой и алмазах с облакоподобными субмикроскопическими включениями, указанные разновидности алмазов в подавляющем большинстве месторождений занимают подчиненное положение. Обнаружение флогопитсодержащих парагенезисов включений в алмазах, охватывающих практически все возможные примеры состава алмазообразующей среды [Соболев, 1974; Meyer, 1987], за исключением эклогитов, содержащих избыток SiO₂ [Соболев и др., 1976; Соболев, 2006] в наиболее типичных алмазах ряда крупнейших месторождений (см. табл. 1), позволяет сопоставлять составы алмазообразующей среды в пределах отдельных месторождений и кимберлитовых полей.

Судя по сходству состава включений и их парагенезисов в поликристаллических агрегатах (фрамезитах) и монокристаллах алмаза [Соболев, 1974; Jacob et al., 2000], а также многочисленным свидетельствам образования алмазов во временном интервале, сопоставимом со временем внедрения кимберлитов [Шимизу и др., 1977; Shimizu, Sobolev, 1995; Jacob et al., 2000; Rege et al., 2008; Foley, 2008] и результатам настоящего исследования можно предположить, что значительная часть алмазов наиболее типичных разновидностей [Орлов, 1973] образуется в непосредственной связи с ранними стадиями становления кимберлитов.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н., Шоуакар-Сташ О., Фрейн Ш., Шабо Ф., Кононов А.М. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 291—304.

Афанасьев В.П., Николенко Е.И., Тычков Н.С., Титов А.Т., Толстов А.В., Корнилова В.П., Соболев Н.В. Механический износ индикаторных минералов кимберлитов: экспериментальные исследования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 120—127.

Бабушкина С.А., Маршинцев В.К. Состав включений шпинели, ильменита, граната и диопсида в макрокристаллах флогопита из кимберлитов тр. Мир // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 440—450.

Бакуменко И.Т., Соболев Н.В., Хохряков А.Ф., Чепуров А.И. Ограниченные включения в кристаллах алмаза // Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 6, с. 1461—1465.

Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Мальцев К.А., Соболев Н.В., Боткунов А.И. Связь изотопного состава углерода с парагенезисом минеральных включений алмазов в парных кимберлитовых трубках // Геохимия, 1989, с. 754—758.

Галимов Э.М., Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Ширяев А.А. Изотопный состав алмазов Венесуэлы // Докл. РАН, 1999, т. 364, № 1, с. 101—106.

Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 6, с. 800—803.

Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 221—225.

Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Кузнецова А.И., Летов С.В. Рентгеноспектральный квантометрический микроанализ важнейших минералов кимберлитов // Геология и геофизика, 1987 (5), с. 75—81.

Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Кацура Т., Отани Э. Вхождение водорода в форстерит в системах Mg₂SiO₄—K₂Mg(CO₃)₂—H₂O и Mg₂SiO₄—H₂O—C при давлении 7.5—14.0 ГПа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1456—1469.

Логвинова А.М., Вирт Р., Федорова Е.Н., Соболев Н.В. «Облакоподобные» наноразмерные включения в алмазах Якутии: особенности состава и парагенезиса // Зап. РМО, Кристаллогенезис и минералогия, 2007, с. 173—187.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М., Наука, 1973, 223 с.

Реутский В.Н., Зедгенизов Д.А. Некоторые особенности генезиса микроалмазов октаэдрического и кубического габитуса из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) по данным изотопии углерода и основных примесных дефектов // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 382—387.

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.

Соболев В.Н., Тэйлор Л.А., Снайдер Г.А., Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Харьков А.Д. Уникальный метасоматизированный перидотит из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) // Геология и геофизика, 1997а, т. 38 (1), с. 206—215.

Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика, 1960 (1), с. 7—22.

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 Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В. Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 95—104.

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 а алмазах // Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 192—195.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфациита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита // Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1442—1444.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Каминский Ф.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Титанат сложного состава и флогопит в области устойчивости алмаза // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы (Тезисы докладов Междунар. симпозиума). Новосибирск, 1988, с. 79—81.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В. Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика, 1997б, т. 38 (2), с. 358—370.

Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 172—193.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.

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., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В. Особенности состава и происхождения пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 302—318.

Шимизу Н., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. Химическая гетерогенность гранатовых включений и ювенильность перидотитовых алмазов из Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 337—352.

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D. Titanium in phengite: geobarometer for high temperature eclogites // Contr. Miner. Petrol., 2009, DOI.10.1007/s 00410-009-0412-7.

Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.A., Mayeda T.K., Sobolev N.V. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 125, p. 293—310.

Bell D.R., Rossman G.R. Water in the Earth's upper mantle, the role of nominally anhydrous minerals // *Science*, 1992, v. 255, p. 1391—1397.

Bell D.R., Rossman G.R., Maldener J., Endisch D., Rauch F. Hydroxide in olivine: a quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B2, p. 2105—2113.

Buob A., Luth R.W., Schmidt M.W., Ulmer P. Experiments on CaCO₃—MgCO₃ solid solutions at high pressure and temperature // *Amer. Miner.*, 2006, v. 91, p. 435—440.

Coleman R.G., Lee E.D., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, p. 483—508.

Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980.

De Stefano A.D., Kopylova M.G., Cartigny P., Afanasiev V. Diamonds and eclogites of the Jericho kimberlite (Northern Canada) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 158, p. 295—315.

Dymek R.F. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland // *Amer. Mineral.*, 1983, v. 68, p. 880—889.

Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J., Haggerty S.F., Allsopp H.L., Rickard R.S., Menzies M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Mantle metasomatism* / Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth. London, NY, Academic Press, 1987, p. 221—290.

Foley S.F. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere // *Nature Geoscience*, 2008, v. 1, p. 503—510.

Giardini A.A., Hurts V.J., Melton C.E., Stormer J.C. (Jr.) Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance // *Amer. Miner.*, 1974, v. 59, p. 783—789.

Grant K., Ingrin J., Lorand J.P., Dumas P. Water partitioning between mantle minerals from peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 15—34.

Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 232—250.

Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe // *Kimberlites, diatremes and diamond: their geology, petrology and geochemistry* / Eds. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer. American Geophysical Union, Washington DC, 1979, p. 1—15.

Guthrie G.D., Veblen D.R., Navon O., Rossman G.R. Submicrometer fluid inclusions in turbid-diamond coats // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 105, p. 1—12.

Harris J.W. Diamond geology // *Properties of natural and synthetic diamonds* / Ed. J. Field. London, Academic Press, 1992, p. 345—392.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 316—328.

Hushur A., Manghnani M.H., Smyth J.R., Nestola F., Frost D. Crystal chemistry of hydrous forsterite and its vibrational properties up to 41 GPa // *Amer. Miner.*, 2009, v. 94, p. 751—750.

Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O. Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 187, № 3—4, p. 323—332.

Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O. Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Kofffontein, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, № 11, p. 2561—2575.

Jacob D.E., Viljoen K.S., Grassineau N., Jagoutz E. Remobilization in the cratonic lithosphere recorded in polycrystalline diamond // *Science*, 2000, v. 289, p. 1182—1185.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*, 2004, v. 32, p. 845—848.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 823—839.

Kamenetsky V.S., Maas R., Kamenetsky M.B., Paton C., Phillips D., Golovin A.V., Gornova M.A. Chlorine from the mantle: magmatic halides in the Udachnaya-East kimberlite, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 285, p. 96—104.

Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Griffin W.L., Channer D.M. DeR., Khachatryan-Blinova G.K. Diamond from the Guaniamo area, Venezuela // *Canad. Miner.*, 2000, v. 38, p. 1347—1370.

Kirkley M.B., Gurney J.J., Rickard R.S. Jwaneng framesites: carbon isotopes and intergrowth compositions // *Diamonds: characterization genesis and exploration* / Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonards. CPRM Special Publ., 1994, v. 1/B, p. 127—135.

- Klein BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder M., Spetsius Z.V., Weiss Y., Hauri E., Kaminsky F. V., Sobolev N.V., Navon O.** High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds — a new type of diamond-forming fluid // *Lithos*, 2009, doi: 10.1016/j.lithos. 2009. 03.015.
- Koch-Müller M., Matsyuk S.S., Rhede D., Wirth R., Khisina N.** Hydroxyl in mantle olivine xenocrysts from the Udachnaya kimberlite pipe // *Phys. Chem. Miner.*, 2006, v. 33, p. 276—287.
- Kushiro I., Aoki K.** Origin of some eclogite inclusions in kimberlite // *Amer. Miner.*, 1968, v. 53, p. 1347—1367.
- Litasov K.D., Ohtani E.** Phase relations in peridotite-carbonate-chloride system at 7.0—16.5 GPa and the role of chlorides in the origin of kimberlite and diamond // *Chem. Geol.*, 2009, v. 262, p. 29—41.
- 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. Miner.*, 2008, v. 20, p. 317—331.
- Luth R.W.** Experimental study of the system phlogopite—diopside from 3.5 to 17 GPa // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 1198—1209.
- Maas R., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Sobolev N.V.** Sr, Nd and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Geology*, 2005, v. 33, p. 549—552.
- Matsyuk S.S., Langer K.** Hydroxyl in olivines from mantle xenoliths in kimberlites of the Siberian Platform // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 413—437.
- Menzies M.A., Hawkesworth C.J.** *Mantle metasomatism.* London, N.Y. Academic Press, Geology Series. 1987, 472 p.
- Meyer H.O.A.** Inclusions in diamonds / Ed. P.H. Nixon // *Mantle xenoliths*, Wiley, Chichester, 1987, p. 501—522.
- Meyer H.O.A., McCallum M.E.** Mineral inclusions in diamonds from the Sloan kimberlites, Colorado // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 600—612.
- 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 // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146, p. 696—714.
- Mitchell R.H.** *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology.* N.Y., Plenum Press, 1986, 442 p.
- Montel J.M., Vielzeuf D.** Partial melting of metagreywackes. Part II. Compositions of minerals and melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 176—196.
- Mosenfelder J.L., Deligne N.I., Asimow P.D., Rossman G.R.** Hydrogen incorporation in olivine from 2—12 GPa // *Amer. Miner.*, 2006, v. 91, p. 285—294.
- Navon O.** Formation of diamonds in the Earth's mantle // *Proc. 7th Inter. kimb. conf. / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson.* Cape Town, Red Roof Designs, 1999, p. 584—604.
- Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Borzdov Y.M., Khokhryakov A.F., Sobolev N.V.** Diamond formation through carbonate-silicate interaction // *Amer. Miner.*, 2002, v. 87, № 7, p. 1009—1013.
- Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Tomilenko A.A., Sobolev N.V.** Conditions of diamond formation through carbonate-silicate interaction // *Eur. J. Miner.*, 2005, v. 17, p. 207—214.
- Pal'yanov Yu.N., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Sokol A.G.** The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation // *Proceedings of National Academy of Sciences of the USA*, 2007, v. 104, p. 9122—9127.
- Prinz M., Manson D.V., Hlava P.F., Keil K.** Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Phys. and Chem. Earth*, 1975, v. 9, № 6, p. 797—815.
- Rege S., Griffin W.L., Kurat G., O'Reilly S.Y.** Trace-element geochemistry of diamondite: crystallization of diamond from kimberlite — carbonatite melts // *Lithos*, 2008, v. 106, p. 39—54.
- Requir E.P., Chakhamouradian A.R., Halden N.M., Malkovets V.G., Yang P.** Major-and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator // *Lithos*, 2009, doi: 10.1016/j.lithos. 2009. 05.023.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A.** Melting relations in the chloride—carbonate—silicate systems at high-pressure and the model of formation of alkalic diamond-forming fluids in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 253, p. 112—128.
- Shimizu N., Sobolev N.V.** Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // *Nature*, 1995, v. 375, p. 394—397.
- Smith J.R., Bell D.R., Rossman G.R.** Incorporation of hydroxyl in upper mantle clinopyroxenes // *Nature*, 1991, v. 351, p. 732—735.
- Smyth J.R., Frost D.J., Nestola F., Holl C.M., Bromiley G.** Olivine hydration in the deep upper mantle: effect of temperature and silica activity // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33, L15301, doi:10.1029/2006GL026194.

- Sobolev N.V., Yefimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, p. 758—767.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** Chrome-rich garnets of Yakutia and their parageneses // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, № 1, p. 39—52.
- Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Botkunov A.I.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, p. 135—157.
- Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D.M.DeR., Anderson P.F.N., Barron K.M.** Unusual upper mantle beneath Guianiano Guyana Shield: evidence from diamond inclusions // *Geology*, 1998, v. 26, p. 971—974.
- Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., Shu J., Hemley R.J., Mao H.K., Boyd F.R.** Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: coesite-in-diamond barometer // *Proceedings of National Academy of Sciences of the USA*, 2000, v. 97, № 22, p. 11875—11879.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Yefimova E.S., Seryotkin Y.V., Floss K., Taylor L.A.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from Yakutian kimberlites: a comparative study // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 225—242.
- Sobolev N.V., Schertl H.-P., Neuser R.D., Shatsky V.S.** Relict unusually low iron pyrope-grossular garnets in UHPM calc-silicate rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Int. Geol. Rev.*, 2007, v. 49, p. 717—731.
- 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, doi: 10.1016/j.lithos.2009.06.038.
- Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Jerde E.A., Neal C.R., Sobolev N.V.** Quantifying the effects of metasomatism in mantle xenoliths: constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia // *Int. Geol. Rev.*, 1999, v. 41, p. 391—416.
- 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., Harris J.W., Brey G.P.** Rare and unusual mineral inclusions in diamonds from Mwadui, Tanzania // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 132, p. 34—47.
- Taylor L.A., Neal C.R.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa. Part I: Mineralogy, petrography and whole rock chemistry // *J. Geol.*, 1989, v. 97, p. 551—567.
- Taylor L.A., Anand M.** Diamonds: time capsules from the Siberian mantle // *Chemie der Erde*, 2004, v. 64, p. 1—74.
- Tomlinson E.L., Jones A.P., Harris J.W.** Co-existing fluid and silicate inclusions in mantle diamond // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 250, p. 581—595.
- Walmsley J.C., Lang A.R.** Oriented biotite inclusions in diamond coat // *Miner. Mag.*, 1992, v. 56, p. 108—111.
- Walmsley J.C., Lang A.R.** On sub-micrometer inclusions in diamond coat-crystallography and composition of ankerites and related rhombohedral carbonates // *Miner. Mag.*, 1998, v. 56, p. 533—543.
- Williams A.F.** The genesis of the diamond. Two vols. Ernest Benn Ltd., London, 1932.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy // *Miner. Mag.*, 2004, v. 68, № 1, p. 61—73.
- Zhao Y.-H., Ginsberg B.S., Kohlstedt L.D.** Solubility of hydrogen in olivine: dependence on temperature and iron content // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 155—161.

*Поступила в редакцию
12 октября 2009 г.*