ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Алмазоносный гранатовый лерцолит из кимберлитовой трубки им. В.Гриба: взаимосвязь субдукции, мантийного метасоматоза и образования алмаза

Е.В.Агашева[1]✉, **Н.В.Губанов**[1], **Д.А.Зедгенизов**[2,3]
[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*
[3] *Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия*

Как цитировать эту статью: Агашева Е.В., Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А. Алмазоносный гранатовый лерцолит из кимберлитовой трубки им. В.Гриба: взаимосвязь субдукции, мантийного метасоматоза и образования алмаза // Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 2. С. 140-156. EDN XCETNQ

Аннотация
Приведены результаты комплексного исследования алмазосодержащего лерцолита из кимберлитовой трубки им. В.Гриба. Состав породообразующих минералов (оливин, ортопироксен, Cr-диопсид, Cr-пироп) по главным элементам преимущественно соответствует минералам из включений в алмазах лерцолитовой ассоциации и алмазосодержащих лерцолитов мира. Повышенное модальное количество ортопироксена (18 об.%), а также концентрация FeO (7,5 мас.%) и значение отношения MgO/SiO_2 (0,89) для лерцолита позволяют отнести его к обогащенным ортопироксеном лерцолитам. Особенности состава Cr-диопсида и Cr-пиропа по редким элементам свидетельствуют о том, что на момент захвата кимберлитом лерцолит сохранил признаки слабого воздействия мантийного метасоматоза. Результаты моделирования позволили предположить в качестве метасоматического агента магнезиокарбонатные и силикатные высокоплотные флюиды (HDF). Признаки влияния протокимберлитового расплава не обнаружены. Степень агрегации азота в алмазе (%B от 6 до 15) указывает на длительное пребывание в мантийных условиях, что исключает формирование незадолго до внедрения кимберлита. Экстремально легкие значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ = –18,59 ‰) свидетельствуют о вовлечении в образование алмаза органического углерода субдукционной природы. Образование алмаза могло быть связано с древним метасоматическим событием, протекающим при ведущей роли низко-Mg силикатно-карбонатных HDF, источником которых были эклогиты и/или содержащие органический углерод субдуцированные осадочные отложения. Расчетные *P-T* параметры (3,7 ГПа, 814 °С) последнего равновесия минеральных фаз лерцолита указывают на его захват с глубины ~118 км, что соответствует участку литосферной мантии (примерно 95-120 км), в пределах которого ранее обнаружены породы, также имеющие признаки специфических преобразований под воздействием субдукционно-связанных флюидов.

Ключевые слова
алмаз; субдукция; геохимия; мантийный метасоматоз; литосферная мантия; кимберлит

Финансирование
Аналитические работы выполнены за счет гранта РНФ 20-77-10018. Отбор образца ксенолита осуществлен в рамках полевых работ по Государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400241-5.

Поступила: 16.01.2025 ***Принята: 02.07.2025*** ***Онлайн: 04.09.2025*** ***Опубликована: 29.12.2025***

Введение

Идентификация и характеристика пород, являющихся субстратом для образования алмазов в литосферной мантии, возможны благодаря изучению их сингенетических или синхронных минеральных включений [1-3], а также самих алмазосодержащих мантийных пород (перидотитов и эклогитов), которые встречаются в виде ксенолитов в кимберлитах [4-6] и лампроитах [7]. Анализ минеральных включений в алмазах позволяет выявлять особенности среды алмазообразования [1] и оценивать время формирования алмаза [3], а изучение алмазосодержащих мантийных ксенолитов дополнительно дает возможность реконструировать этапы эволюции литосферной мантии до

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

момента кимберлитового или лампроитового магматизма и устанавливать связь между эпизодами алмазообразования и тектоно-термальными событиями в литосферной мантии и нижней коре [3, 5].

Результаты изучения минеральных включений в алмазах из кимберлитовых трубок месторождений им. М.В.Ломоносова и им. В.Гриба в Архангельской алмазоносной провинции (ААП) [8, 9], расположенной на севере Восточно-Европейской платформы, предполагают перидотиты в качестве доминирующего субстрата для алмазов при подчиненной роли эклогитов [10-12], что характерно для большинства алмазов в мире [1]. Несмотря на многочисленные всесторонние исследования алмазов из месторождений ААП [13-15], данные о концентрациях главных элементов в пиропах и Cr-диопсидах перидотитовой ассоциации ограничены [8, 9], а о содержании редких элементов до сих пор не получены [16]. Это не позволяет достоверно установить взаимосвязь между этапами алмазообразования и определенными метасоматическими событиями в литосферной мантии ААП [16, 17], оценить термальный режим литосферной мантии на этапах алмазообразования и определить диапазон глубин распределения алмазов [18, 19].

В работе представлены результаты комплексного исследования алмазосодержащего лерцолита из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, включающие данные о концентрациях главных элементов в породообразующих минералах, редких элементов в Cr-пиропе и Cr-диопсиде, реконструированный валовый химический состав лерцолита и результаты расчета *P-T* параметров последнего равновесия минеральных ассоциаций, а также данные о дефектно-примесном и изотопном составах углерода извлеченного из лерцолита алмаза. Полученная информация используется для реконструкции этапов образования и преобразования лерцолита, а также определения генезиса алмаза.

Методы

Лерцолит G1-3 обнаружен в образце кимберлита диатремовой части трубки им. В.Гриба (глубина отбора 380 м от поверхности) в виде ксенолита округлой формы размером 4×3×1,5 см. Центральная часть ксенолита размером 2×1,5×1 см была аккуратно извлечена для исключения контаминации кимберлитом и вручную измельчена до фракций размером от +2 до –0,1 мм. В минеральной фракции –1 + 0,5 мм обнаружен кристалл алмаза. Из этой же минеральной фракции выбраны по 10 визуально «свежих» зерен пиропа и Cr-диопсида без минеральных включений и вторичных изменений. Отобранные зерна были вставлены в шашки. Все аналитические работы, за исключением определения концентраций редких элементов в пиропе и Cr-диопсиде, выполнены в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Минералого-петрографическое изучение лерцолита проводилось в плоскополированной пластинке с использованием оптического микроскопа ZEISS Axiolab 5, снабженного цифровой фотокамерой высокого разрешения Axiocam 208 color, и сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU, оснащенного системой микроанализа INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments Ltd.). Концентрации главных элементов в породообразующих минералах определены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 50 нА и размере пучка 1 мкм. Для калибровки использовались природные минеральные стандарты ИГМ СО РАН. Относительные стандартные отклонения были в пределах 1,5 %. Результаты получены в течение 10 с на пике, а также по 10 с по обе стороны от фона; применена коррекция ZAF. Пределы обнаружения составили < 0,05 мас.% для всех анализируемых элементов, в том числе 0,01 мас.% для Cr и Mn; 0,02 мас.% для Ti и Na; 0,05 мас.% для K.

Определение концентраций редких элементов в пиропе и Cr-диопсиде проводилось в плоскополированной пластинке и шашке с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой XSERIES2 (Thermo Fisher Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора с длиной волны 213 нм (твердотельный лазер Nd:YAG, New Wave Research), в Аналитическом центре Новосибирского государственного университета. Перед каждым определением анализируемая область минерала проверена в проходящем и отраженном свете на отсутствие трещин, микровключений и вторичных изменений. Анализ проводился на частоте 20 Гц с энергией в импульсе 12 мДж/см$^{-2}$ и размером пучка 50 мкм. В качестве газа-носителя использовался

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

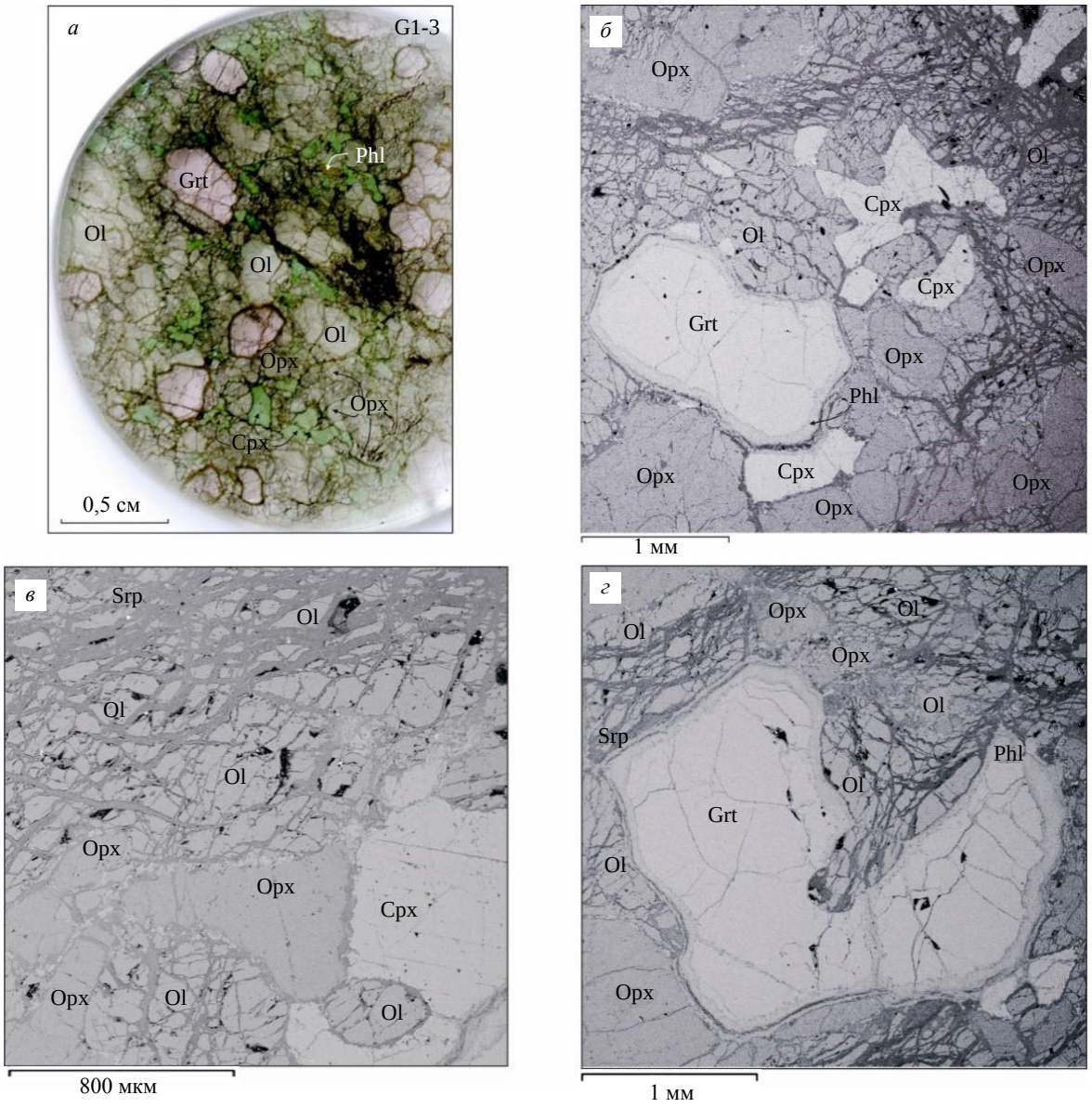


Рис.1. Минералого-петрографические особенности алмазосодержащего лерцолита G1-3 из кимберлитовой трубки им. В.Гриба: *а* – общий вид плоскополированной пластинки; *б-г* – изображения в обратнорассеянных электронах

Ol – оливин; Opx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен; Grt – гранат; Phl – флогопит; Srp – серпентин

гелий. Время сбора данных составляло 90 с на точку, включая 30 с для фона и 60 с для сигнала. Эталонные образцы NIST 612 и NIST 614 использовались в качестве внешних стандартов. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой NIST 610 в качестве неизвестного образца. Два анализа стандарта NIST 612 были выполнены до и после каждых десяти измерений. Пределы обнаружения составляли: 0,001 ppm для La, Pr, Nb, Tb, Ho, Y, Tm, Lu; 0,002 ppm для Ce, Ta, Th; 0,003 ppm для Eu, Sr; 0,005 ppm для Zr, Nd, Dy, Er, Hf, U; 0,01 ppm для Sm, Yb; 0,02 ppm для V, Ba, Gd; 0,1 ppm для Sc, Mn, Co; 0,6 ppm для Cr, Ni; 1 ppm для Ti. Концентрации Ca, определенные с помощью электронно-зондового анализа, использовались в качестве внутренних стандартов.

Дефектно-примесный состав алмаза изучен с использованием метода инфракрасной (ИК) спектроскопии на спектрометре Bruker Vertex 70, совмещенном с ИК-микроскопом HYPERION 2000. Спектры поглощения регистрировались в центральной и краевой зонах кристалла в волновом интервале 600-4500 $см^{-1}$ при апертуре 50×50 мкм и спектральном разрешении 1 $см^{-1}$.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Обработка спектров и нормирование на внутреннее поглощение алмаза осуществлялись в программах OPUS (версия 5.0, BRUKER OPTIK, США) и SpectrExamination (разработчик О.Е.Ковальчук, НИГП ПАО АЛРОСА). Концентрации азота в виде А- и В1-дефектов рассчитаны с использованием коэффициентов из работы [20].

Идентификация включения в алмазе осуществлялась с использованием рамановского спектрометра Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800, оснащенного Nd:YAG лазером 532 нм и микроскопом Olympus BX41. Спектры регистрировались в волновом диапазоне 200-1200 $см^{-1}$ при выдержке 7 с и увеличении ×50.

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) алмаза получен на масс-спектрометре Delta V Advantage. Измерение проводилось в режиме двойного напуска газа. Истертая проба была подвергнута полному объемному окислению в вакуумированном реакторе до CO_2. Для контроля качества измерений использованы стандарты графита USGS-24 ($\delta^{13}C$ = –16,049 ‰) и GR-770 ($\delta^{13}C$ = = –24,65 ‰).

Результаты

Ксенолит G1-3 представляет гранат (11 об.%) содержащий лерцолит, состоящий из преобладающего оливина (61 об.%), а также орто- (18 об.%) и клинопироксена (10 об.%). Лерцолит характеризуется крупнозернистой структурой, размеры зерен породообразующих минералов достигают 5 мм (рис.1). В образце обнаружен флогопит (< 1 об.%), который встречается как в виде отдельных крупных (до 2 мм) таблитчатых зерен (рис.1, *а*), так и в виде кайм вокруг зерен граната (рис.1, *б*, *г*). Зерна оливина пронизаны многочисленными трещинами, по которым развивается серпентин (рис.1). Все породообразующие минералы лерцолита однородны по составу без признаков химической зональности (табл.1, рис.2, 3).

Таблица 1

Средние концентрации главных элементов в породообразующих минералах и реконструированный валовый состав лерцолита G1-3, мас.%

Элемент	Оливин	Ортопироксен	Cr-диопсид	Cr-пироп	Валовый состав породы
SiO_2	41,10	57,72	55,46	41,91	45,62
TiO_2	НД	0,02	0,05	0,07	0,02
Al_2O_3	НД	0,53	2,39	21,81	2,73
Cr_2O_3	b.d.l.	0,15	1,30	2,05	0,38
FeO	8,70	5,54	1,77	9,28	7,50
MnO	0,08	0,12	0,05	0,43	0,12
MgO	49,74	35,77	15,97	19,63	40,53
CaO	0,01	0,18	21,02	4,73	2,66
Na_2O	НД	0,03	1,92	0,02	0,20
NiO	0,39	НД	НД	НД	0,24
Сумма	100,02	100,07	99,94	99,92	100,01
Mg#	91,1	92,0	94,2	79,0	90,6

Примечание. НД – нет данных; b.d.l. – ниже предела обнаружения.

Оливин представлен форстеритом с Mg# = Mg/(Mg + Fe) × 100 = 91,1 и концентрацией NiO 0,4 мас.%. По составу оливин соответствует оливинам из флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба (см. рис.2, *а*). Значения Mg# оливина G1-3 соответствуют Mg# оливинов кратонных гранатовых лерцолитов мира ($Mg\#_{ср}$ 91,5±1,2 [1]) и оливинов лерцолитовой ассоциации из включений в алмазах мира ($Mg\#_{ср}$ 91,8±1,0 [1], см. рис.2, *а*). Значения Mg# оливина G1-3 ниже, чем для большинства оливинов из включений в алмазах из кимберлитовых трубок им. В.Гриба и месторождения им. М.В.Ломоносова (за исключением трех зерен с Mg# 90,5-91,6; см. рис.2, *а*), а также оливинов гарцбургитовой ассоциации из включений в алмазах мира ($Mg\#_{ср}$ 93,1±0,9 [1]). Опубликованные данные о составе оливинов из алмазосодержащих перидотитов ограничены

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

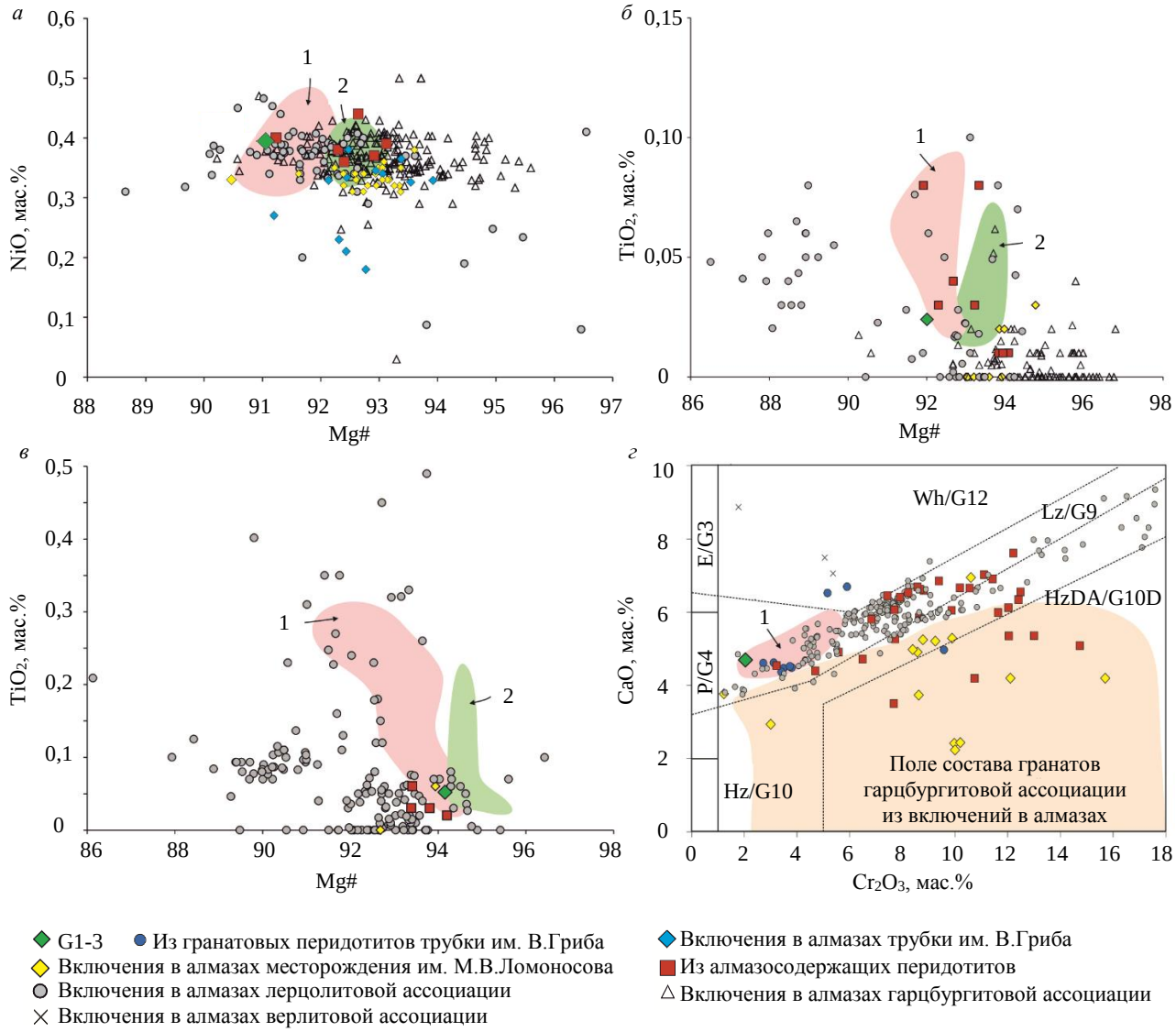


Рис.2. Особенности состава оливина (*а*), ортопироксена (*б*), клинопироксена (*в*) и граната (*г*) из алмазосодержащего лерцолита G1-3 кимберлитовой трубки им. В.Гриба в сравнении с перидотитами трубки им. В.Гриба [22], алмазосодержащими перидотитами из кимберлитовых трубок Канады [4, 5] и ЮАР [21, 23], из кимберлитовой трубки Удачная (Россия [6]) и лампроитовой трубки Аргайл (Австралия [7]), включениями в алмазах мира [1, 18] и ААП [8, 10, 11]. CaO/Cr_2O_3 диаграмма для гранатов [24] с дополнительными полями из [25]

HzDA/G10D – гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации»; Hz/G10 – гарцбургит-дуниты; Lz/G9 – лерцолиты; Wh/G12 – верлиты; E/G3 – эклогиты; P/G4 – низкохромистые пироксениты

1 – из флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба; 2 – из гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба

[5, 7, 21], так как в большинстве образцов оливин полностью замещается серпентином [4, 6]. Тем не менее, оливин G1-3 имеет идентичный состав с оливином из алмазосодержащего лерцолита лампроитовой трубки Аргайл [7] (см. рис.2, *а*).

Ортопироксен представлен энстатитом с Mg# 92,0, что ниже значений Mg# энстатитов из включений в алмазах кимберлитовых трубок месторождения им. М.В.Ломоносова (93,0-94,8 [8]) и алмазах гарцбургитовой ассоциации мира ($Mg\#_{ср}$ 94,2±1,1 [1]), а также из гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба (92,7-93,7 [22]). Однако Mg# соответствует значениям Mg# энстатитов из флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба (91,4-92,9 [22]), а также алмазосодержащих перидотитов (91,9-94,1 [5, 6, 21]) и включений в алмазах лерцолитовой ассоциации (92,4±1,9 [1]) (см. рис.2, *б*). По концентрациям TiO_2 (0,02 мас.%) и Na_2O (0,03 мас.%) энстатит G1-3 соответствует полю «алмазной ассоциации» ($TiO_2 \leq 0{,}06$ мас.%, $Na_2O \leq 0{,}16$ мас.% [1]).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

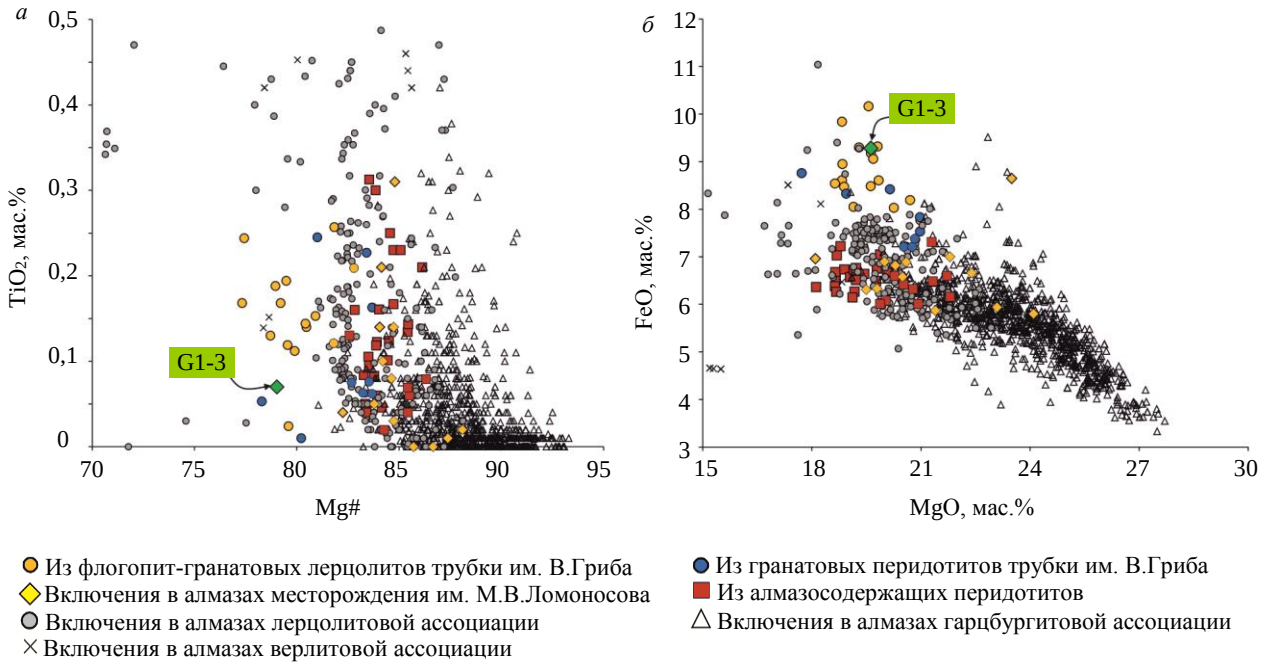


Рис.3. Отношения TiO_2 к Mg# (*а*) и FeO к MgO (*б*) в Cr-пиропе из алмазосодержащего лерцолита G1-3 кимберлитовой трубки им. В.Гриба в сравнении с перидотитами трубки им. В.Гриба [22] и включениями в алмазах [1, 8]

Таблица 2

Концентрации редких элементов в Cr-диопсиде из лерцолита G1-3, ppm

Элемент	Номер зерна Cr-диопсида								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	22,2	19,6	23,6	22,1	20,3	19,9	19,6	19,0	20,8
Ti	309	256	374	377	280	283	321	260	260
V	321,2	269,4	316,3	306,8	326,1	316,5	296,6	306,5	333,3
Cr	8069	6627	8078	7610	7922	7927	7378	7725	8381
Mn	391,1	373,1	413,2	429,4	409,9	436,8	422,7	412,3	425,3
Co	16,5	15,4	16,5	17,7	17,7	18,8	17,7	17,8	17,4
Ni	265,2	262,8	261,3	275,0	305,8	309,3	307,5	305,8	299,3
Sr	29,72	7,77	61,11	30,21	16,71	17,84	40,66	6,57	13,14
Y	0,646	0,631	0,718	0,637	0,520	0,580	0,708	0,583	0,537
Zr	1,023	0,461	1,854	1,597	0,719	0,774	1,635	0,467	0,633
Nb	0,543	0,087	1,295	0,668	0,419	0,449	0,747	0,062	0,565
Ba	9,92	0,37	20,62	18,19	6,27	8,03	13,27	0,11	3,24
La	1,150	0,407	1,658	1,059	0,761	0,573	1,348	0,390	0,665
Ce	1,729	0,767	2,834	2,069	1,330	1,116	2,511	0,667	1,113
Pr	0,172	0,068	0,321	0,231	0,137	0,118	0,254	0,064	0,093
Nd	0,599	0,229	1,135	0,901	0,441	0,369	1,018	0,212	0,404
Sm	0,15	0,12	0,19	0,23	0,17	0,15	0,20	0,14	0,12
Eu	0,072	0,055	0,086	0,073	0,059	0,057	0,073	0,053	0,053
Gd	0,225	0,251	0,306	0,196	0,181	0,187	0,269	0,157	0,176
Tb	0,033	0,035	0,041	0,035	0,034	0,025	0,037	0,034	0,029
Dy	0,209	0,193	0,219	0,181	0,150	0,172	0,157	0,148	0,135
Ho	0,029	0,024	0,041	0,027	0,026	0,023	0,031	0,024	0,024
Er	0,062	0,057	0,058	0,055	0,042	0,034	0,054	0,044	0,033
Tm	0,003	0,005	0,007	0,006	0,008	0,003	0,007	0,006	0,004
Yb	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
Lu	0,002	0,004	0,003	0,002	0,007	0,001	0,005	0,002	0,002
Hf	0,062	0,052	0,091	0,106	0,059	0,058	0,081	0,034	0,043
Ta	0,032	0,003	0,060	0,024	0,014	0,016	0,029	0,005	0,018
Th	0,066	0,010	0,148	0,078	0,044	0,037	0,120	0,006	0,062
U	0,011	b.d.l.	0,029	0,019	0,013	0,008	0,019	b.d.l.	0,012

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

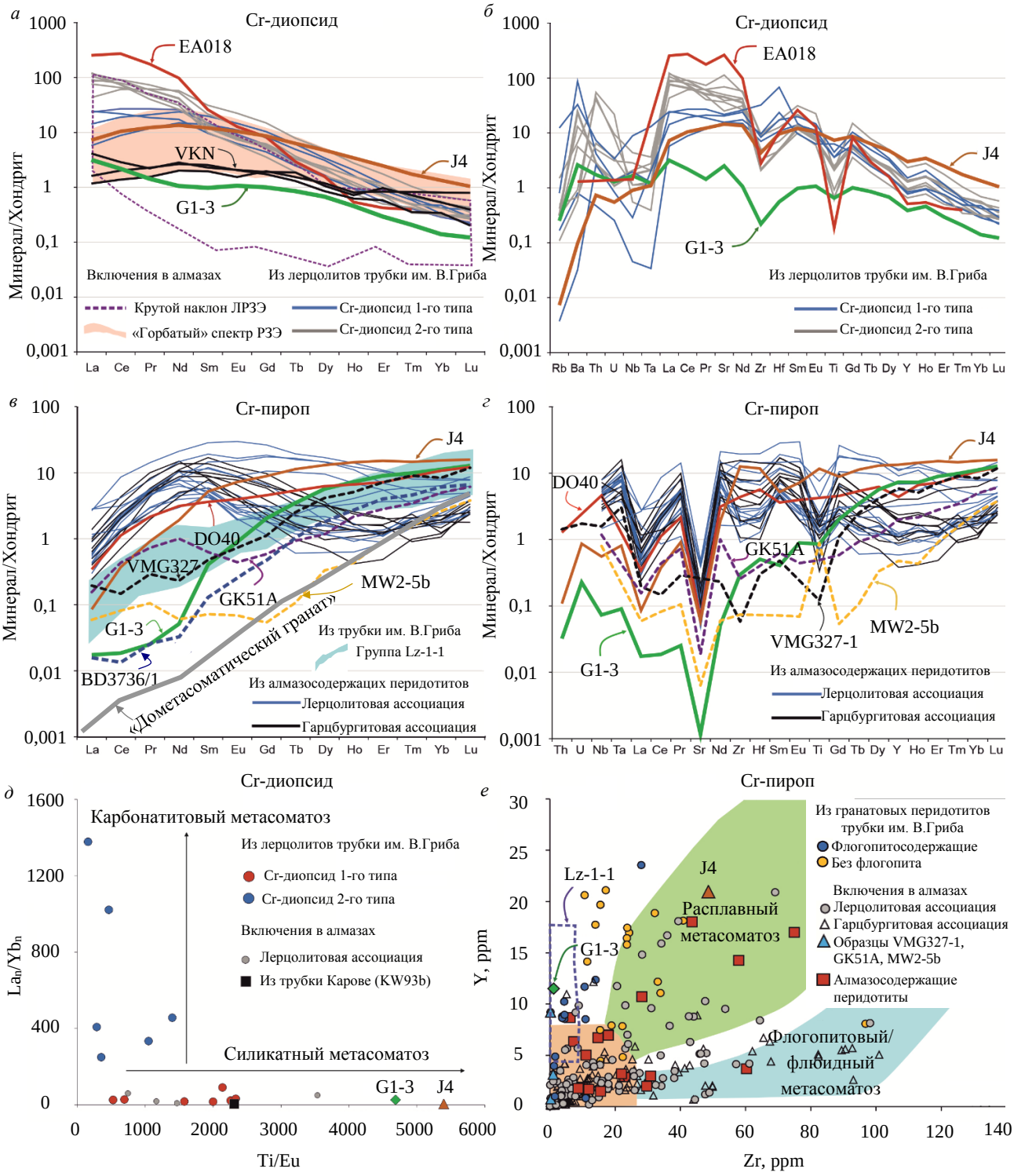


Рис.4. Особенности редкоэлементного состава Cr-диопсида и Cr-пиропа из алмазосодержащего лерцолита G1-3 кимберлитовой трубки им. В.Гриба: *а-д* – нормированные на хондрит С1 [26] концентрации редкоземельных (*а*, *в*) и редких (*б*, *г*) элементов; *д* – отношения La_n/Yb_n к Ti/Eu в Cr-диопсиде; *е* – содержание Y и Zr в Cr-пиропе. Составы Cr-пиропов из перидотитов трубки им. В.Гриба и группы Lz-1-1 [16, 22], алмазосодержащих перидотитов [4, 5, 23], J4 и включений в алмазах [1].

EA018 – гранатовый перидотит трубки Экати (Канада) [5]; VKN – Cr-диопсид из включений в алмазах кимберлитовых трубок Венеция (ЮАР), Карове (Ботсвана) и россыпного месторождения в Намибии [1]; DO40 – алмазосодержащий лерцолит кимберлитовой трубки Премьер (ЮАР) [23]; BD3736/1 – Cr-пироп распадного генезиса в мегакристе ортопироксена из кимберлита Джагерсфонтейн (ЮАР) [27]. Включения в алмазах из кимберлитовых трубок Виктор (Канада) – VMG327-1, Гачо Куэ (Канада) – GK51A, Мвадуи (Танзания) – MW2-5b и дометасоматический гранат [1]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Клинопироксен представлен Cr-диопсидом (Cr_2O_3 1,3 мас.%) с Mg# 94,2, что значительно выше, чем у энстатита в лерцолите G1-3, а также выше средних значений Mg# Cr-диопсидов из включений в алмазах (Mg# 92,8) и кратонных лерцолитов (Mg# 92,3) [1]. По концентрациям TiO_2 (0,05 мас.%), Cr_2O_3 и значениям Mg# Cr-диопсид G1-3 соответствует таковым как из алмазосодержащих лерцолитов, так и из включений в алмазах (см. рис.2, *в*). Cr-диопсид G1-3 имеет более высокие содержания Al_2O_3 (2,4 мас.%) и более низкие концентрации K_2O (< 0,05 мас.%) по сравнению с Cr-диопсидами как из алмазосодержащих лерцолитов (Al_2O_3 0,8-1,4 мас.%, K_2O 0,2-0,4 мас.% [5, 7]), так и из включений в алмазах (Al_2O_3 0,3-4,8 мас.% [1, 18], $Al_2O_{3ср}$ 1,4 мас.% [1]; K_2O до 1,7 мас.%, $K_2O_{ср}$ 0,1 мас.% [1]). Относительно хондрита C1 (табл.2, рис.4, *а*, *б* [26]) Cr-диопсид G1-3 слабо обогащен легкими (Л) редкоземельными элементами (РЗЭ) (< 5 хондритовых единиц (х.ед.); La_n/Yb_n = 23), а также Ba, Sr, Th, U (< 3 х.ед.), обеднен тяжелыми (Т) РЗЭ (0,8-0,1 х.ед.), Zr-Hf (0,2-0,6 х.ед.) и содержит концентрации средних (С) РЗЭ на уровне хондрита C1. Cr-диопсид G1-3 обеднен всеми РЗЭ, а также Sr, Zr и Hf относительно Cr-диопсидов из лерцолитов трубки им. В.Гриба [22], алмазосодержащего лерцолита кимберлитовой трубки Экати (Канада) [5] и перидотита J4 (редкоэлементный состав граната и клинопироксена этого образца близок к примитивному [1]). Тем не менее, близкие к Cr-диопсиду G1-3 концентрации РЗЭ определены для включений Cr-диопсидов в алмазах из кимберлитовых трубок Венеция (ЮАР), Карове (Ботсвана) и россыпного месторождения в Намибии (рис.4, *а* [1]). В распределении La_n/Yb_n и Ti/Eu состав Cr-диопсида G1-3 так же, как и Cr-диопсиды из включений в алмазах и перидотита J4, соответствует полю силикатного метасоматоза (рис.4, *д*). Cr-диопсид G1-3 характеризуется более высокими значениями отношения Ti/Eu (рис.4, *д*), при этом содержит гораздо более низкие концентрации TiO_2 по сравнению с Cr-диопсидами 1-го типа (ЛРЗЭ 6-27 х.ед., равновесные с силикатным расплавом, рис.4, *а*) из лерцолитов трубки им. В.Гриба (TiO_2 0,14-0,23 мас.%).

Гранат представлен Cr-пиропом, который по концентрациям Cr_2O_3 (2,05 мас.%) и CaO (4,7 мас.%) соответствует лерцолитовой ассоциации (см. рис.2, *г* [24, 25]). Cr-пироп G1-3 имеет низкое значение Mg# (79,0), что не характерно для пиропов как гарцбургитовой, так и лерцолитовой ассоциаций из включений в алмазах и алмазосодержащих перидотитов (см. рис.3, *а*), но при этом содержит низкие концентрации TiO_2 (0,07 мас.%). Это, в свою очередь, является типичным для пиропов из включений в алмазах и алмазосодержащих перидотитов, но не характерным для пиропов из флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба (см. рис.3, *а*). Cr-пироп G1-3 содержит более высокие концентрации FeO (9,3 мас.%) по сравнению с пиропами из алмазосодержащих перидотитов, включений в алмазах, в том числе из месторождения им. М.В.Ломоносова, но соответствует таковым из флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба (см. рис.3, *б*). Относительно хондрита C1 (табл.3, рис.4, *в*, *г* [26]) Cr-пироп G1-3 обеднен высокозарядными (HFSE) и крупноионными литофильными (LILE) элементами, а также ЛРЗЭ (0,02-0,03 х.ед.), содержит СРЗЭ на уровне хондрита (0,2-2 х.ед.) и обогащен ТРЗЭ (3-13 х.ед.). В распределении РЗЭ, нормированных на хондрит C1 (рис.4, *в*, *г* [26]), наблюдается фракционированный спектр от ЛРЗЭ к ТРЗЭ (La_n/Yb_n = 0,002; Gd_n/Yb_n = 0,2). Относительно состава граната J4 [1] Cr-пироп G1-3 обеднен всеми несовместимыми элементами (рис.4, *в*, *г*), но с близкими содержаниями ТРЗЭ. Спектр распределения РЗЭ Cr-пиропа G1-3 нетипичен для гранатов как гарцбургитовой, так и лерцолитовой ассоциаций из включений в алмазах и алмазосодержащих перидотитов, которые, как правило, характеризуются синусоидальными (реже «горбатыми») спектрами распределения РЗЭ [1]. Тем не менее, подобные Cr-пиропу G1-3 фракционированные (от СРЗЭ до ТРЗЭ) спектры РЗЭ были идентифицированы для пиропов из алмазоносного лерцолита кимберлитовой трубки Премьер (ЮАР) [23] и пиропов лерцолитовой ассоциации из включений в алмазах кимберлитовых трубок Виктор, Гачо Куэ (Канада) и Мвадуи (Танзания) [1] (рис.4, *в*, *г*). Cr-пироп G1-3 содержит низкие концентрации Y (11,5 ppm) и Zr (1,2 ppm), типичные для ксенокристов гранатов типа Lz-1-1 из кимберлитовых трубок ААП, но отличные от большинства гранатов из включений в алмазах и алмазосодержащих перидотитов, а также гораздо более низкие по сравнению с гранатом J4 (рис.4, *е*).

Результаты реконструкции химического состава лерцолита G1-3, основанной на модальном содержании породообразующих минералов и их составов, представлены в табл.1. Химический состав лерцолита G1-3 идентичен составам флогопит-гранатовых лерцолитов трубки им. В.Гриба,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

содержащих > 15 об.% ортопироксена: характерны повышенные концентрации SiO_2 (45,3-46,6 мас.%) при более низких содержаниях MgO (36,6-40,5 мас.%) и значениях Mg# (89,4-90,6) (рис.5, *а*). По сравнению с составом примитивной мантии [28], лерцолит G1-3 имеет чуть более высокие концентрации SiO_2 и MgO при более низких содержаниях TiO_2, Al_2O_3 и CaO.

Таблица 3

Концентрации редких элементов в Cr-пиропе из лерцолита G1-3, ppm

Элемент	Номер зерна Cr-пиропа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Sc	102,4	108,7	107,3	106,6	97,46	95,30	97,84	97,10
Ti	341	348	331	405	366	427	422	404
V	130,5	129,4	122,1	145,9	142,0	161,0	166,6	169,6
Cr	9696	9677	8940	12235	12012	13405	13483	12809
Mn	1300	1114	1117	1154	1259	1266	1415	1402
Co	41,37	39,58	39,90	44,06	46,58	49,67	51,37	52,70
Ni	15,21	14,30	14,61	16,34	16,93	17,87	17,68	19,20
Sr	0,008	0,003	0,020	0,017	0,006	b.d.l.	0,008	0,004
Y	11,87	13,33	12,08	13,26	10,39	11,12	10,37	9,60
Zr	0,889	1,504	1,230	1,496	0,895	1,305	1,112	0,760
Nb	0,020	0,020	0,019	0,020	0,017	0,021	0,011	0,015
Ba	0,02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
La	0,005	0,004	0,010	0,003	b.d.l.	0,004	0,001	0,002
Ce	0,028	0,007	0,011	0,011	0,005	0,009	0,010	0,008
Pr	0,003	0,002	0,003	0,005	0,001	0,003	0,001	0,001
Nd	0,012	0,009	0,033	0,047	0,009	0,037	0,031	0,013
Sm	0,05	0,06	0,07	0,08	0,04	0,09	0,06	0,07
Eu	0,036	0,049	0,046	0,065	0,053	0,055	0,058	0,050
Gd	0,45	0,51	0,42	0,47	0,34	0,44	0,39	0,32
Tb	0,121	0,150	0,142	0,153	0,119	0,122	0,120	0,109
Dy	1,396	1,622	1,493	1,762	1,262	1,397	1,317	1,232
Ho	0,381	0,497	0,441	0,439	0,375	0,396	0,374	0,319
Er	1,480	1,720	1,588	1,730	1,364	1,405	1,341	1,200
Tm	0,262	0,299	0,259	0,300	0,230	0,226	0,229	0,204
Yb	1,89	2,08	2,06	2,16	1,74	1,71	1,82	1,69
Lu	0,340	0,376	0,319	0,388	0,302	0,317	0,290	0,257
Hf	0,049	0,072	0,057	0,061	0,042	0,061	0,057	0,029
Ta	b.d.l.	b.d.l.	0,002	0,006	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Th	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
U	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.

Для расчета *P-T* параметров последнего равновесия использованы комбинация термометра [29] и барометра [30], а также мономинеральный термобарометр для Cr-диопсида [18] и термометр для Cr-пиропа [31]. Результаты расчетов представлены на рис.5, *б*. Комбинация [29, 30] показала результат *T* – 814 °C и *P* – 3,7 ГПа, что соответствует глубине ~118 км. Результаты расчета по [18] дают значения *T* в пределах 775-800 °C и *P* от 3,5 до 3,7 ГПа. Значения *T* для Cr-пиропа [31] варьируются от 830 до 870 °C, что при проецировании на наиболее оптимальную (best-fit) геотерму для литосферной мантии в районе трубки им. В.Гриба (36,2 мВ/м^2, рис.5, *б* [17]) соответствует *P* от 3,8 до 4,1 ГПа. Полученные значения *P-T* расположены вблизи линии фазового перехода графит – алмаз (рис.5, *б*).

Бесцветный алмаз октаэдрического габитуса размером ~500 мкм извлечен из лерцолита G1-3 (рис.6, *а*, *б*). На плоских гранях октаэдра сохранены редкие положительно ориентированные тригональные выступы. Ребра октаэдра незначительно размножены и формируют ступенчатый рисунок, часть вершин механически сколота. По дефектно-примесному составу алмаз относится

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

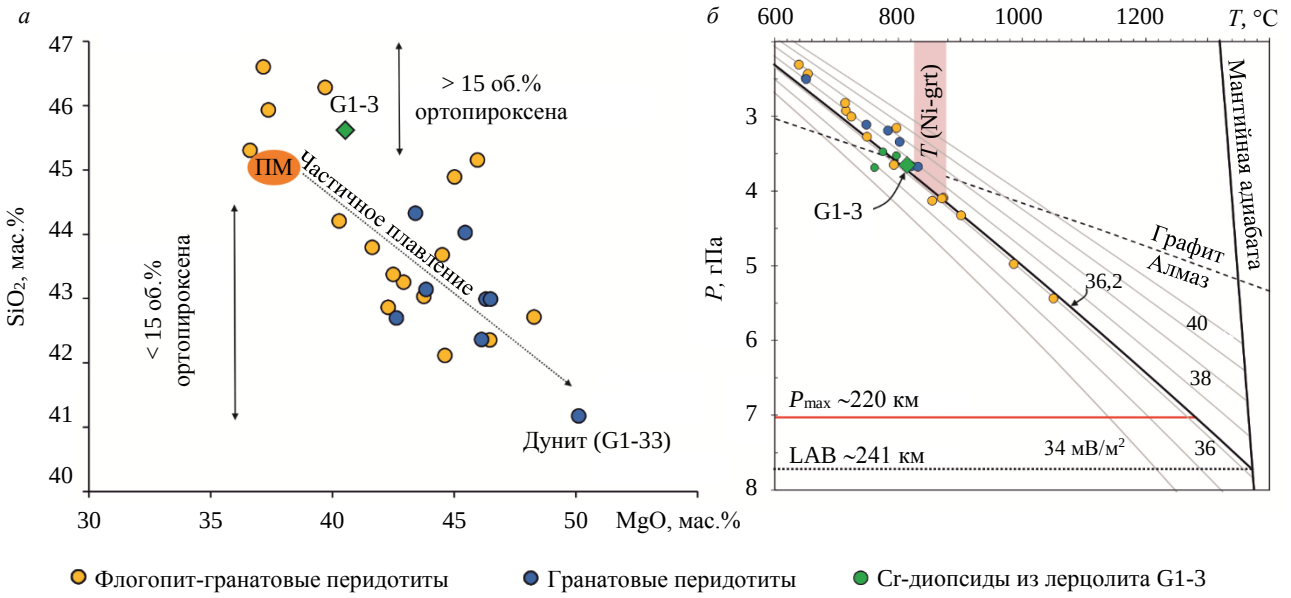


Рис.5. Особенности реконструированного химического состава (*а*) и расчетные *P-T* параметры (*б*) алмазосодержащего лерцолита G1-3 из кимберлитовой трубки им. В.Гриба. Реконструированные составы перидотитов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба по [21]. Состав примитивной мантии (ПМ) по [28]. Аппроксимация геотерм по [17]

LAB – граница литосфера – астеносфера; P_{max} – максимальные значения давления для ксенокристов мантийных Cr-пиропов и Cr-диопсидов трубки им. В.Гриба [17]; *T* (Ni-grt) – диапазон расчетных значений *T* для Cr-пиропа [31]. Черной сплошной линией (36,2 мВ/м^2) показана оптимальная расчетная («best-fit») геотерма для литосферной мантии в районе трубки им. В.Гриба [17]

к наиболее распространенному типу IaAB и содержит азот в форме A- и B-дефектов [32]. Общая концентрация азота (N_{tot}) от центра к краю кристалла уменьшается от 1480 до 1170 ppm, а степень его агрегации (процентное содержание в форме высокоагрегированного дефекта B: %B = B/(B + A)·100) снижается с 15 до 6 %. Известные данные о дефектно-примесном составе алмазов из месторождений ААП демонстрируют широкие вариации степени агрегации и общего содержания азота кристаллов кимберлитовой трубки им. В.Гриба (N_{tot} = 637±534 ppm, %B = 34±20 [10, 12, 14]) и более узкий диапазон значений для алмазов из месторождения им. М.В.Ломоносова (N_{tot} = 955±323 ppm, %B = 15±14 [13, 15]). Алмазы, аналогичные G1-3 по N_{tot} и %B, практически не задокументированы в кимберлитовой трубке им. В.Гриба (рис.6, *в*), но значительно распространены на месторождении им. М.В.Ломоносова. Коэффициент поглощения линии 3107 см$^{-1}$ водородсодержащего дефекта N_3VH в алмазе G1-3 составляет 13,4 и 8,8 см$^{-1}$ в центральной и краевой зоне, что выше средних значений (от 2 до 4 см$^{-1}$), установленных для алмазов из различных кимберлитовых трубок ААП.

Расчет условий пребывания алмаза G1-3 в мантии, основанный на зависимости агрегации азотных дефектных центров от времени и температуры отжига [33], показал, что при выборе интервала в 1-2 млрд лет, отжиг алмаза G1-3 происходил при температуре 1050-1090 °C (рис.6, *в*). Изотопный состав углерода $\delta^{13}C$ алмаза G1-3 показывает экстремально низкое значение –18,59 ‰ относительно стандарта VPDB (рис.6, *г*). Существующие данные об изотопном составе углерода алмазов кимберлитовых трубок ААП (рис.6, *г*) ограничены значениями $\delta^{13}C$ от –22,1 до –2,9 ‰ для месторождения им. М.В.Ломоносова [34, 35] и от –9,6 до –2,8 ‰ для трубки им. В.Гриба [10, 12]. При этом подавляющее большинство измерений лежит в области среднемантийных значений от –8 до –3 ‰ [1]. Накопленная общемировая база данных указывает на существование сильно облегченного изотопного состава углерода в алмазах из эклогитов, вплоть до значений $\delta^{13}C$ ниже –40 ‰, что не характерно для алмазов из перидотитов [1]. Редкие экстремально отрицательные значения $\delta^{13}C$ от –14 до –26 ‰ зафиксированы в перидотитовых алмазах из месторождений кратона Калахари (южная Африка [1]) и Сибирского кратона (Россия [6]). В алмазе G1-3 обнаружено зеленоватое вторичное включение с Mg# 93,6, идентифицированное с использованием рамановской

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

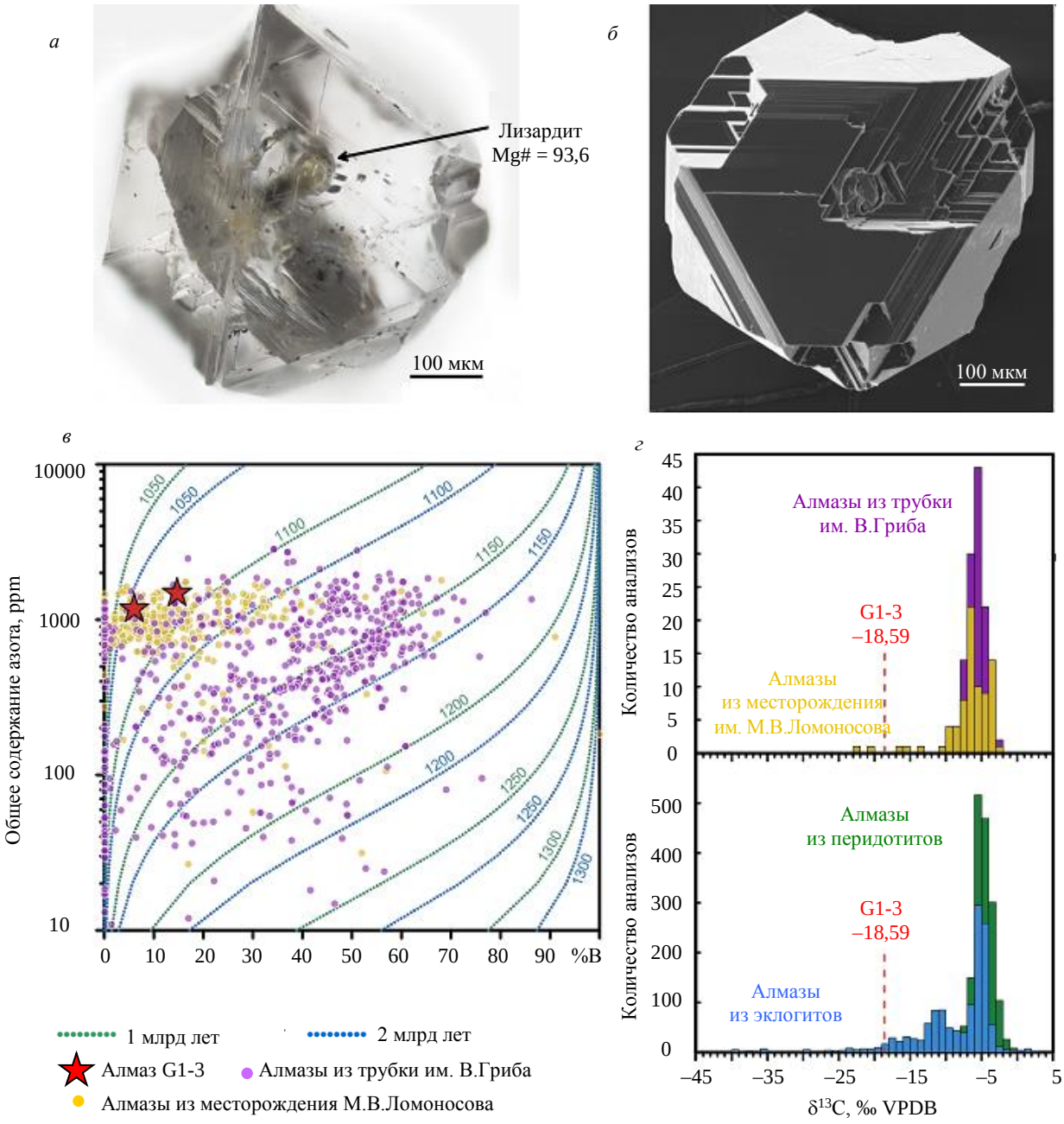


Рис.6. Характеристики алмаза из лерцолита G1-3: *а* – фотография в отраженном свете; *б* – изображение в режиме вторичных электронов (SE); *в* – дефектно-примесный состав; *г* – изотопный состав углерода. Для сравнения на графики нанесены данные общего содержания азота и степени агрегации алмазов из кимберлитовых трубок им. В.Гриба [10, 12] и месторождения им. М.В.Ломоносова [13-15], а также данные изотопного состава углерода в алмазах из этих же трубок [10, 12, 34] и других регионов мира [1]. Изотермы рассчитаны в соответствии с уравнениями [33]

спектроскопии как лизардит (рис.6, *а*). Mg# этого включения значительно отличается от породообразующего оливина (Mg# 91,1), но соответствует Mg# присутствующего в породе серпентина.

Обсуждение результатов

Оливин лерцолита G1-3 характеризуется одними из самых низких значений Mg# (91,1) среди перидотитов трубки им. В.Гриба (Mg# 91,3-92,7 за исключением двух флогопит-гранатовых лерцолитов с Mg# 91,0 [22]). Значения Mg# оливина предполагают степень плавления ≤ 20 % при давлении ~3 ГПа [36], однако совокупность данных о модальном количестве энстатита 18 об.% с концентрацией FeO 7,5 мас.% и значением отношения MgO/SiO_2 0,89 для лерцолита G1-3 подтверждает его отношение именно к обогащенным ортопироксеном лерцолитам [37]. Это, в свою очередь, исключает его одноэтапное образование из примитивного мантийного

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

источника и предполагает возможность добавления энстатита как до, так и после частичного плавления [37].

Низкие значения Mg# оливина лерцолита G1-3 могут быть также связаны с обогащением изначально деплетированного перидотита FeO в результате воздействия высокотемпературного расплавного метасоматоза [36, 37]. В этом случае истинные значения Mg# оливина, отражающие степень плавления, будут скрыты, а полученные значения Mg# могут ложно отражать менее истощенный характер рестита. Оливины из включений в алмазах трубки им. В.Гриба характеризуются более высокими значениями Mg# (92,1-93,9), что свидетельствует о более истощенном характере перидотитов, являющихся субстратами для алмазов (минимум ~40 % при 3 ГПа и от ~30 % до ~50 % при 7 ГПа). Тем не менее, по концентрациям главных элементов и значениям Mg# оливин алмазосодержащего лерцолита G1-3 соответствует оливинам как из включений в алмазах лерцолитовой ассоциации, так и из кратонных лерцолитов (см. рис.2 *а*, *б*). На уровне парагенезиса это свидетельствует об одинаковой истории истощения лерцолитов – субстрата для алмазов, и лерцолитов, не содержащих алмазы. Анализ и интерпретация данных состава оливинов из включений в алмазах и кратонных лерцолитов [1, 38] исключает широкомасштабное проявление Fe-метасоматоза в литосферной мантии кратонов в период ее эволюции после этапов образования алмазов, но допускает локальные проявления метасоматоза в результате воздействия небольших порций расплава или флюида, в том числе с возможностью сдвигов значений Mg# в оливине. Одним из проявлений такого типа метасоматоза является инфильтрация протокимберлитовых расплавов [36]. Этот тип обогащения перидотитов подтверждается наличием вариаций по концентрациям NiO в оливинах и значениям Mg# (в том числе понижение Mg# менее 90), а также химическим неравновесием между породообразующими минералами [36], что не наблюдается в лерцолите G1-3. Породообразующие минералы лерцолита G1-3 однородны по составу, а содержания NiO в оливине соответствуют содержаниям в перидотитах трубки им. В.Гриба, имеющих более высокомагнезиальный оливин (см. рис.2, *а*).

Влияние высокотемпературного расплавного метасоматоза, безусловно, должно в первую очередь быть отражено на составе Cr-пиропа, а именно – в обогащении TiO_2, Y и Zr [36]. Cr-пироп лерцолита G1-3 содержит низкие концентрации TiO_2 (0,07 мас.%), Y (11,5 ppm) и Zr (1,2 ppm), что не соответствует составам гранатов, испытавшим воздействие расплавного метасоматоза [1, 36]. Низкие значения отношений Zr/Y (0,1) и Zr/Hf (21,4) в Cr-пиропе (см. рис.4, *е*, 7, *а* [1]) вместе с низкими значениями La_n/Yb_n (26) при высоких Ti/Eu (4686) в Cr-диопсиде (см. рис.4, *д*) также исключают влияние карбонатитового типа мантийного метасоматоза.

Отношения Zr/Hf к Ti/Eu (7400) в Cr-пиропе G1-3 не соответствуют значениям, определенным для гранатов, подвергшихся влиянию карбонатно-силикатного (кимберлитового) расплава (Zr/Hf 30-50 при Ti/Eu 2500-7000). На диаграмме Zr/Hf к Ti/Eu положение точек всех проанализированных зерен Cr-пиропов из лерцолита G1-3 маркирует области как вблизи тренда Fe-Ti-метасоматоза, так и параллельно тренду истощения расплава (рис.7, *а*). Отсутствие явной положительной корреляции между значениями отношений Ti/Eu и содержаниями Ti в Cr-пиропах G1-3 (рис.7, *б*), а также низкие концентрации Ti не позволяют сделать вывод о воздействии Fe-Ti-метасоматоза [39, 40].

Отличительной особенностью Cr-пиропа G1-3 является обеднение всеми несовместимыми элементами относительно граната примитивного состава J4, обеднение ЛРЗЭ, СРЗЭ, HFSE и LILE относительно хондрита C1 и сохранение фракционированного спектра от ЛРЗЭ до ТРЗЭ, что является признаком реститовой природы граната, т.е. пироп может быть охарактеризован как деплетированный [1, 27, 41]. Cr-пиропы такого типа редко встречаются в виде включений в алмазах (см. рис.4, *в*, *г*) и, подобно Cr-пиропу G1-3, имеют низкие концентрации Zr (≤ 1 ppm) и Y (≤ 10 ppm). По концентрациям TiO_2, CaO, Cr_2O_3, Zr, Y и РЗЭ Cr-пироп G1-3 соответствует Cr-пиропу распадного генезиса в мегакристе ортопироксена кимберлитовой трубки Джагерсфонтейн, захваченного кимберлитом с глубины ~90 км, и Cr-пиропу из включения в алмазе кимберлитовой трубки Виктор (см. рис.4, *в*, *г*). Спектр распределения РЗЭ этих гранатов очень близок к рассчитанному для гипотетического «дометасоматического» граната, но отличается от него повышенными концентрациями РЗЭ (см. рис.4, *в*), что не позволяет утверждать абсолютное отсутствие

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

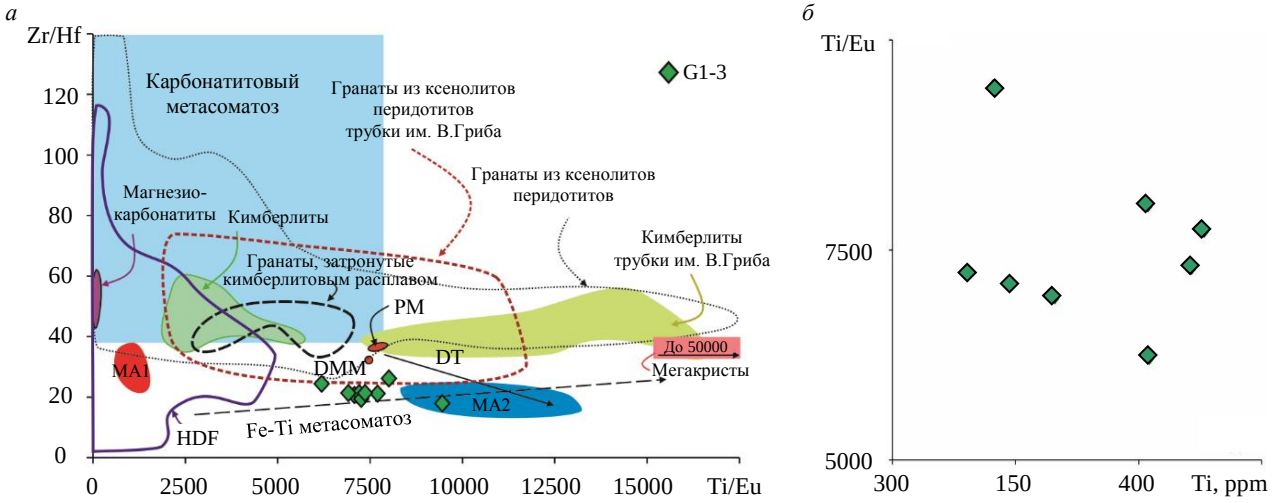


Рис.7. Отношения Zr/Hf к Ti/Eu (*а*) и Ti/Eu к Ti (*б*) во всех проанализированных зернах Cr-пиропа алмазосодержащего лерцолита G1-3. Поля и тренды согласно [1]; кимберлиты трубки им. В.Гриба по [16]; гранаты из перидотитов трубки им. В.Гриба по [22]; мегакристы трубки им. В.Гриба по [16]; гранаты, затронутые кимберлитовым расплавом по [41].

HDF [42]: DT – тренд частичного плавления. MA – расчетный состав метасоматического агента, равновесного с составом Cr-пиропа лерцолита G1-3: MA1 – коэффициент распределения [43], MA2 – коэффициент распределения [44]

признаков влияния мантийного метасоматоза на Cr-пироп G1-3, Согласно [41], обогащение «до-метасоматического» граната ЛРЗЭ (до 0,02-1,2 х.ед.) с сохранением фракционирования в области СРЗЭ-ТРЗЭ возможно при добавлении ≤ 1 % расплава карбонатитового состава $(Sm/La)_n$ от 6 до 20, $(Gd/Sm)_n$ ~1 [41] или минимального количества (< 0,00003 %) высокомагнезиального карбонатитового флюида $(Sm/La)_n$ ~4, $(Gd/Sm)_n$ ~0,9 [27], что однако не соответствует составу Cr-пиропа G1-3 $(Sm/La)_{n\ ср}$ ~24, $(Gd/Sm)_{n\ ср}$ ~5 (см. рис.4, *в*).

Расчетные значения Zr/Hf (16-23) и Ti/Eu (9000-13000) в составе гипотетического метасоматического агента, равновесного с Cr-пиропом G1-3, с использованием коэффициента распределения для граната с базальтовым расплавом при 2-3 ГПа (KD [44]) не соответствуют значениям какого-либо природного расплава (рис.7, *а*). Расчетные отношения Zr/Hf (28-35) и Zr (< 2 ppm) для состава метасоматического агента (KD [43]), равновесного с Cr-пиропом G1-3, соответствуют как магнезиокарбонатным и силикатным высокоплотным флюидам (HDF, high-density fluids), так и силикатным флюидам [42, 45]. Расчетные значения Zr/Hf (28-35) и Ti/Eu (870-1330) для состава метасоматического агента (KD [43]) также соответствуют значениям для HDF (рис.7, *а*). Учитывая отсутствие признаков Fe-Ti-метасоматоза в составе Cr-пиропа G1-3, тренд, отражающий его метасоматическое преобразование по Zr/Hf к Ti/Eu, противоположен тренду Fe-Ti-метасоматоза (рис.7, *а*) и может отражать низкую степень частичного плавления перидотита с сохранением Cr-пиропа и Cr-диопсида, а также последующее метасоматическое обогащение флюидом с высоким отношением ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Эта модель согласуется с данными Mg# оливина, что предполагает степень плавления ≤ 20 % при давлении ~3 ГПа [36].

Известно, что HDF способен эффективно переносить углерод и приводить к кристаллизации алмаза при взаимодействии с различными мантийными породами [42]. Основными источниками информации о составе и происхождении HDF являются волокнистые алмазы, образование которых связано как с предкимберлитовыми, так и с более древними метасоматическими событиями [42]. Степень агрегации азота (%B от 6 до 15) алмаза G1-3 указывает на длительное пребывание в мантийных условиях, что исключает формирование непосредственно перед внедрением кимберлита. Экстремально легкие значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ = –18,59 ‰) свидетельствуют о вовлечении в образование алмаза органического углерода субдукционной природы [1]. Исследование микровключений в алмазах из кимберлитовой трубки им. В.Гриба показало, что алмазогенерирующими средами могли быть как высоко-Mg карбонатитовые, так и низко-Mg карбонатно-силикатные HDF [46]. Экспериментальные исследования связывают происхождение

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

низко-Mg карбонатных и силикатных HDF с частичным плавлением эклогитов и субдукционных осадков с разным соотношением H_2O и CO_2 [42]. В связи с этим, рост алмаза G1-3 мог быть связан с древним метасоматическим событием, протекавшим при ведущей роли низко-Mg силикатно-карбонатных HDF, источником которых были эклогиты и/или содержащие органический углерод субдуцированные осадки. В этом случае взаимодействие таких HDF с лерцолитом G1-3 также привело к незначительному обогащению Cr-пиропа ЛРЗЭ и изменению отношений Zr/Hf и Ti/Eu.

Обогащение кратонных перидотитов ортопироксеном может быть связано с влиянием: субдукционно-связанных расплавов или флюидов, в том числе образованных в результате плавления эклогитов; обогащенных SiO_2 расплавов, образованных при плавлении гарцбургитов; при реакции с коматиитовым расплавом при давлениях > 4 ГПа [1, 47]. В случае лерцолита G1-3 нет четких свидетельств в пользу какой-либо из вышеуказанных моделей, так как Cr-пироп и Cr-диопсид не имеют/не сохранили признаки влияния расплавного мантийного метасоматоза. Экспериментальные данные [48] свидетельствуют о том, что водонасыщенные силикатные расплавы, а также богатые водой флюидные фазы, содержащие небольшие количества растворенного силиката или оксида, могут быть средой для зарождения и роста алмаза. Тем не менее, граница устойчивости алмаза в перидотитах определяется буферной реакцией энстатит + магнезит = форстерит + + алмаз/графит [48], что, вероятно, указывает на обособленность процессов формирования алмаза от обогащения лерцолита G1-3 ортопироксеном. Таким образом, формирование алмаза могло происходить после этапа обогащения лерцолита ортопироксеном до эпизода частичного плавления, но свидетельства этого периода эволюции/преобразования не сохранились в породе. В этом случае факт сохранности алмаза в лерцолите G1-3 будет свидетельствовать против воздействия высокотемпературного силикатного расплава на породу после этапа образования алмаза, так как это неизбежно привело бы к растворению [48-50].

Расчетные *P-T* параметры последнего равновесия минеральных фаз лерцолита G1-3 указывают на захват ксенолита кимберлитом с глубины ~118 км, что соответствует интервалу глубин (примерно 95-120 км), с которых были захвачены мантийные ксенолиты, имеющие признаки влияния субдукционно-связанного флюида [46], в том числе цирконосодержащие эклогиты, образованные на этапе палеопротерозойской (1,9-1,7 млрд лет) субдукции. Это позволяет предполагать, что породы этого участка литосферной мантии испытали специфические локальные преобразования при ведущей роли субдукционно-связанных флюидов низко-Mg карбонатного и силикатного состава.

Заключение

Настоящее исследование позволило получить первые данные о составе породообразующих минералов, в том числе концентраций редких элементов в Cr-пиропе и Cr-диопсиде, алмазосодержащего лерцолита G1-3 из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, а также дефектно-примесный и изотопный составы углерода алмаза, извлеченного из лерцолита.

Анализ данных содержания главных элементов в оливине, ортопироксене, Cr-пиропе и Cr-диопсиде из алмазосодержащего лерцолита G1-3 показал, что состав этих породообразующих минералов соответствует минералам как из включений в алмазах лерцолитовой ассоциации, так и из алмазосодержащих лерцолитов. Тем не менее, концентрации редких и редкоземельных элементов в Cr-пиропе и Cr-диопсиде такие же, как для лерцолита G1-3, и характер спектров их распределений, нормированных на хондрит, к настоящему времени обнаружены в очень ограниченном количестве включений в алмазах.

Значения Mg# оливина предполагают степень плавления ≤ 20 % при давлении ~3 ГПа для изученного лерцолита. Относительно перидотита J4 Cr-диопсид G1-3 обеднен РЗЭ, Sr, Zr и Hf, а Cr-пироп обеднен всеми несовместимыми элементами, что, учитывая также наличие фракционированного спектра распределения от ЛРЗЭ до ТРЗЭ в Cr-пиропе, позволяет утверждать сохранение лерцолитом G1-3 признаков частичного плавления на момент захвата кимберлитом. Тем не менее, повышенные концентрации РЗЭ в Cr-пиропе G1-3 относительно состава гипотетического «дометасоматического» граната не позволяют утверждать абсолютное отсутствие признаков влияния мантийного метасоматоза на Cr-пироп G1-3. Учитывая низкие концентрации TiO_2 (0,07 мас.%), Y (11,5 ppm), Zr (1,2 ppm) и низкие значения отношений Zr/Y (0,1) и Zr/Hf (21,4)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

в Cr-пиропе, а также низкие значения La_n/Yb_n (26) в Cr-диопсиде G1-3 и расчетные значения Zr/Hf и Ti/Eu для состава гипотетического метасоматического агента, равновесного с Cr-пиропом G1-3, можно предполагать магнезиокарбонатные и силикатные высокоплотные флюиды (HDF) в качестве метасоматического агента, воздействовавшего на лерцолит.

Степень агрегации азота (%B от 6 до 15) алмаза G1-3 указывает на его длительное пребывание в мантийных условиях, что исключает формирование незадолго до внедрения кимберлита. Экстремально легкие значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ = –18,59 ‰) свидетельствуют о вовлечении в образование алмаза органического углерода субдукционной природы. Установлено, что образование алмаза G1-3 могло быть связано с древним метасоматическим событием, протекавшим при ведущей роли низко-Mg силикатно-карбонатных HDF, источником которых были эклогиты и/или содержащие органический углерод субдуцированные осадочные отложения. В этом случае рост алмаза и метасоматическое обогащение Cr-пиропа и Cr-диопсида происходили в рамках единого этапа.

Повышенное модальное количество энстатита (18 об.%), концентрация FeO (7,5 мас.%) и значение отношения MgO/SiO_2 (0,89) для лерцолита G1-3 подтверждают его связь именно с обогащенными ортопироксеном лерцолитами. Обогащение ортопироксеном могло быть сопряжено с влиянием субдукционно-связанных расплавов или флюидов и обогащенных SiO_2 расплавов. Тем не менее, Cr-пироп и Cr-диопсид лерцолита G1-3 не имеют/не сохранили признаков влияния расплавного мантийного метасоматоза, а процессы формирования алмаза и ортопироксена, вероятно, были обособлены.

Совокупность результатов настоящего и полученных ранее исследований позволяют предполагать, что породы литосферной мантии, захваченные кимберлитом трубки им. В.Гриба с интервалов от ~95 до ~120 км, имеют признаки специфических локальных преобразований при ведущей роли субдукционно-связанных флюидов низко-Mg карбонатного и силикатного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Stachel T., Aulbach S., Harris J.W.* Mineral Inclusions in Lithospheric Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 307-391. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.06

2. *Stachel T., Cartigny P., Chacko T., Pearson D.G.* Carbon and Nitrogen in Mantle-Derived Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 809-875. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.15

3. *Smit K.V., Timmerman S., Aulbach S. et al.* Geochronology of Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 567-636. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.11

4. *Creighton S., Stachel T., McLean H. et al.* Diamondiferous peridotitic microxenoliths from the Diavik Diamond Mine, NT // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 155. Iss. 5. P. 541-554. DOI: 10.1007/s00410-007-0257-x

5. *Aulbach S., Stachel T., Heaman L.M., Carlson J.A.* Microxenoliths from the Slave craton: Archives of diamond formation along fluid conduits // Lithos. 2011. Vol. 126. Iss. 3-4. P. 419-434. DOI: 10.1016/j.lithos.2011.07.012

6. *Логвинова А.М., Тэйлор Л.А., Федорова Е.Н. и др.* 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. DOI: 10.15372/GiG20150122

7. *Jaques A.L., O'Neill H.St.C., Smith C.B. et al.* Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 104. Iss. 3. P. 255-276. DOI: 10.1007/BF00321484

8. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф. и др.* Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 358-370.

9. *Garanin V., Garanin K., Kriulina G., Samosorov G.* Diamonds from the Arkhangelsk Province, NW Russia. Springer, 2021. 248 p. DOI: 10.1007/978-3-030-35717-7

10. *Rubanova E.V., Palazhchenko O.V., Garanin V.K.* Diamonds from the V.Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia // Lithos. 2009. Vol. 112. Suppl. 2. P. 880-885. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.04.044

11. *Мальковец В.Г., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. и др.* Содержание элементов-примесей в оливинах из алмазов и ксенолитов перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 515-519.

12. *Галимов Э.М., Палажченко О.В., Веричев Е.М. и др.* Изотопный состав углерода алмазов Архангельской алмазоносной провинции // Геохимия. 2008. № 10. С. 1027-1036.

13. *Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К.* Термическая история алмаза кимберлитовых трубок Архангельская и имени А.П.Карпинского-I // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 327-336. DOI: 10.31897/PMI.2022.57

14. *Васильев Е.А., Устинов В.Н., Лещуков С.И. и др.* Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В.Гриба: морфология и структурно-химические особенности // Литосфера. 2023. Т. 23. № 4. С. 549-563. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

15. *Хачатрян Г.К., Анашкина Н.Е.* Соотношение между распределением структурных примесей в кристаллах алмаза и алмазоносностью кимберлитовых трубок (на примере Архангельской области и Якутии) // Руды и металлы. 2021. № 3. С. 114-130. DOI: 10.47765/0869-5997-2021-10023

16. *Агашева Е.В., Гудимова А.И., Червяковский В.С., Агашев А.М.* Контрастная алмазоносность кимберлитов трубок им. В.Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская (*Архангельская алмазоносная провинция*) как следствие различий в составе и эволюции литосферной мантии: данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристах граната // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 12. С. 1751-1777. DOI: 10.15372/GiG2023155

17. *Agasheva E., Gudimova A., Malygina E. et al.* Thermal State and Thickness of the Lithospheric Mantle Beneath the Northern East-European Platform: Evidence from Clinopyroxene Xenocrysts in Kimberlite Pipes from the Arkhangelsk Region (NW Russia) and Its Applications in Diamond Exploration // Geosciences. 2024. Vol. 14. Iss. 9. № 229. DOI: 10.3390/geosciences14090229

18. *Nimis P., Preston R., Perritt S.H., Chinn I.L.* Diamond's depth distribution systematics // Lithos. 2020. Vol. 376-377. № 105729. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105729

19. *Nimis P.* Pressure and Temperature Data for Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 533-565. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.10

20. *Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S.* Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Philosophical Magazine B. 1995. Vol. 72. Iss. 3. P. 351-361. DOI: 10.1080/13642819508239089

21. *Viljoen K.S., Swash P.M., Otter M.L. et al.* Diamondiferous garnet harzburgites from the Finsch kimberlite, Northern Cape, South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 110. Iss. 1. P. 133-138. DOI: 10.1007/BF00310887

22. *Щукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И., Похиленко Н.П.* Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В.Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153-2172. DOI: 10.15372/GiG20151204

23. *Viljoen K.S., Dobbe R., Smit B. et al.* Petrology and geochemistry of a diamondiferous lherzolite from the Premier diamond mine, South Africa // Lithos. 2004. Vol. 77. Iss. 1-4. P. 539-552. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.03.023

24. *Sobolev N.V., Lavrentev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.* Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. Vol. 40. Iss. 1. P. 39-52. DOI: 10.1007/BF00371762

25. *Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. Vol. 77. Iss. 1-4. P. 841-857. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.012

26. *McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

27. *Gibson S.A.* On the nature and origin of garnet in highly-refractory Archean lithospheric mantle: constraints from garnet exsolved in Kaapvaal craton orthopyroxenes // Mineralogical Magazine. 2017. Vol. 81. Iss. 4. P. 781-809. DOI: 10.1180/minmag.2016.080.158

28. *White W.M.* Geochemistry. Wiley-Blackwell, 2020. 960 p.

29. *Taylor W.R.* An experimental test of some geothermometer and geobaro-meter formulations for upper mantle peridotites with application to the ther-mobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1998. Vol 172. Iss. 2-3. P. 381-408. DOI: 10.1127/njma/172/1998/381

30. *Nickel K., Green D.H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 1985. Vol. 73. Iss. 1. P. 158-170. DOI: 10.1016/0012-821X(85)90043-3

31. *Sudholz Z.J., Yaxley G.M., Jaques A.L., Chen J.* Ni-in-garnet geothermometry in mantle rocks: a high pressure experimental recalibration between 1100 and 1325 °C // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. Vol. 176. Iss. 5. № 32. DOI: 10.1007/s00410-021-01791-8

32. *Green B.L., Collins A.T., Breeding C.M.* Diamond Spectroscopy, Defect Centers, Color, and Treatments // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 637-688. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.12

33. *Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J.* Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60. Iss. 23. P. 4725-4733. DOI: 10.1016/S0016-7037(96)00302-X

34. *Галимов Э.М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А. и др.* Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Геохимия. 1994. № 1. С. 67-73.

35. *Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Васильев Е.А. и др.* Новые данные о строении кристаллов алмаза кубического габитуса из месторождения им. М.В.Ломоносова // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2012. № 5. С. 12-18.

36. *Czas J., Pearson D.G., Stachel T. et al.* A Palaeoproterozoic diamond-bearing lithospheric mantle root beneath the Archean Sask Craton, Canada // Lithos. 2020. Vol. 356-357. № 105301. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105301

37. *Reisberg L., Aulbach S.* Continental lithospheric mantle // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2025. Vol. 1. P. 773-865. DOI: 10.1016/B978-0-323-99762-1.00079-6

38. *Pearson D.G., Scott J.M., Jingao Liu et al.* Deep continental roots and cratons // Nature. 2021. Vol. 596. Iss. 7871. P. 199-210. DOI: 10.1038/s41586-021-03600-5

39. *Qiwei Zhang, Morel M.L.A., Jingao Liu et al.* Re-healing cratonic mantle lithosphere after the world's largest igneous intrusion: Constraints from peridotites erupted by the Premier kimberlite, South Africa // Earth and Planetary Science Letters. 2022. Vol. 598. № 117838. DOI: 10.1016/j.epsl.2022.117838

40. *Heckel C., Woodland A.B., Gibson S.A.* Cretaceous thinning of the Kaapvaal craton and diamond resorption: Key insights from a highly-deformed and metasomatized ilmenite-dunite xenolith // Lithos. 2025. Vol. 494-495. № 107901. DOI: 10.1016/j.lithos.2024.107901

41. *Qiao Shu, Brey G.P.* Ancient mantle metasomatism recorded in subcalcic garnet xenocrysts: Temporal links between mantle metasomatism, diamond growth and crustal tectonomagmatism // Earth and Planetary Science Letters. 2015. Vol. 418. P. 27-39. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.02.038

42. *Weiss Y., Czas J., Navon O.* Fluid Inclusions in Fibrous Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 475-532. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.09

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

43. *Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al.* Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // Chemical Geology. 2009. Vol. 262. Iss. 1-2. P. 57-77. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.004

44. *Johnson K.T.M.* Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. Vol. 133. Iss. 1-2. P. 60-68. DOI: 10.1007/s004100050437

45. *Gibson S.A., McMahon S.C., Day J.A., Dawson J.B.* Highly Refractory Lithospheric Mantle beneath the Tanzanian Craton: Evidence from Lashaine Pre-metasomatic Garnet-bearing Peridotites // Journal of Petrology. 2013. Vol. 54. Iss. 8. P. 1503-1546. DOI: 10.1093/petrology/egt020

46. *Агашева Е.В., Михайленко Д.С., Корсаков А.В.* Ассоциация кварца, Cr-пиропа и Cr-диопсида в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки им. В.Гриба (север Восточно-Европейской платформы): генетические модели // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 503-519.

47. *Tomlinson E.L., Kamber B.S.* Depth-dependent peridotite-melt interaction and the origin of variable silica in the cratonic mantle // Nature Communications. 2021. Vol. 12. № 1082. DOI: 10.1038/s41467-021-21343-9

48. *Luth R.W., Palyanov Yu.N., Bureau H.* Experimental Petrology Applied to Natural Diamond Growth // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 755-808. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.14

49. *Howarth G.H., Kahle B., Janney P.E. et al.* Caught in the act: Diamond growth and destruction in the continental lithosphere // Geology. 2023. Vol. 51. № 6. P. 532-536. DOI: 10.1130/G51013.1

50. *Howarth G.H., Giuliani A., Bussweiler Y. et al.* Kimberlite pre-conditioning of the lithospheric mantle and implications for diamond survival: a case study of olivine and mantle xenocrysts from the Koidu mine (Sierra Leone) // Mineralium Deposita. 2024. Vol. 60. Iss. 4. P. 677-695. DOI: 10.1007/s00126-024-01312-0

***Авторы*: Елена Владимировна Агашева,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *shchukinalena@igm.nsc.ru, https://orcid.org/0000-0002-9396-8568*, **Николай Васильевич Губанов,** *младший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-0718-8021*, **Дмитрий Александрович Зедгенизов,** *д-р геол.-минерал. наук, профессор РАН, директор* (*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*), *заведующий кафедрой* (*Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-5934-9122*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0