

УДК 550.42+553.81

**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**

**Е.В. Агашева<sup>1</sup>, А.И. Гудимова<sup>1,2</sup>, В.С. Червяковский<sup>3</sup>, А.М. Агашев<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова 2, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
620110, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

Приведены данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристаллах гранатов, извлеченных из кимберлитов высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба (1100 зерен) и слабоалмазоносной трубки ЦНИГРИ-Архангельская (446 зерен). Установлено, что высокая алмазоносность кимберлитовой тр. им. В. Гриба обусловлена сочетанием нескольких факторов, касающихся состава и строения опробованного кимберлитом участка литосферной мантии: 1) «холодный» режим при мощности теплового потока 36–38 мВ/м<sup>2</sup>; 2) значительная мощность «алмазного окна» (70–102 км) при предполагаемой глубине нахождения нижней границы литосферной мантии > 200 км; 3) высокий процент сохранности потенциально алмазоносных перидотитов при *P-T* параметрах стабильности алмаза, несмотря на высокую степень проработки пород литосферной мантии высокотемпературными силикатными расплавами. Низкая алмазоносность кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская по сравнению с тр. им. В. Гриба обуславливается сочетанием следующих факторов: 1) более высокая мощность теплового потока литосферной мантии от 38 до 42 мВ/м<sup>2</sup>; 2) меньшая мощность «алмазного окна» от 10 до 60 км при предполагаемой глубине нахождения нижней границы литосферной мантии < 200 км; 3) слабая проработка пород центральной и нижней частей литосферной мантии CHO флюидом/расплавом, воздействие которых могло способствовать процессам алмазообразования; 4) минимальное сохранение потенциально алмазоносных перидотитов в нижней части литосферной мантии, в том числе из-за возможной проработки этого участка высокотемпературными силикатными расплавами.

*Литосферная мантия, мантийный метасоматоз, геохимия пиропов, кимберлит, алмазоносность, Кольский кратон, Архангельск, тр. им. В. Гриба, тр. ЦНИГРИ-Архангельская*

**CONTRASTING DIAMOND POTENTIALS OF KIMBERLITES OF THE V. GRIB AND TSNIGRI-ARKHANGELSKAYA PIPES (Arkhangelsk Diamondiferous Province) AS A RESULT OF THE DIFFERENT COMPOSITIONS AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERIC MANTLE: DATA ON THE CONTENTS OF MAJOR AND TRACE ELEMENTS IN GARNET XENOCRYSTS**

**E.V. Agasheva, A.I. Gudimova, V.S. Chervyakovskii, A.M. Agashev**

The paper presents data on the contents of major and trace elements in garnet xenocrysts from kimberlites of the highly diamondiferous V. Grib pipe (1100 grains) and weakly diamondiferous TsNIGRI-Arkhangelskaya pipe (446 grains). We have established that the high diamond potential of the V. Grib kimberlite pipe is due to several factors related to the composition and structure of the lithospheric mantle represented by kimberlite: (1) a “cold” regime, with a heat flow of 36–38 mW/m<sup>2</sup>; (2) a thick “diamond window” (70–102 km), with the depth level of the lower boundary of the lithospheric mantle estimated at >200 km; (3) the high degree of preservation of diamond-bearing peridotites under the *P-T* conditions of diamond stability despite the high degree of impregnation of the lithospheric-mantle rocks by high-temperature silicate melts. The low diamond content of the TsNIGRI-Arkhangelskaya kimberlite pipe as compared with the V. Grib pipe is due to the following factors: (1) a more intense heat flow in the lithospheric mantle, 38–42 mW/m<sup>2</sup>; (2) a thinner “diamond window”, 10–60 km, with the depth level of the lower boundary of the lithospheric mantle estimated at <200 km; (3) weak impregnation of the rocks of the middle and lower lithospheric mantle by CHO fluid/melt, which might have induced diamond formation; (4) minimum preservation of diamond-bearing peridotites in the lower lithospheric mantle, partly because of the possible impregnation of this zone by high-temperature silicate melts.

*Lithospheric mantle, mantle metasomatism, geochemistry of pyrope, kimberlite, diamond potential, Kola craton, Arkhangelsk, V. Grib pipe, TsNIGRI-Arkhangelskaya pipe*

© Агашева Е.В., Гудимова А.И., Червяковский В.С., Агашев А.М.

✉ e-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Алмазодержащие ультраосновные породы, такие как кимберлиты и лампроиты, приурочены к стабильным участкам древней коры с подстилающей литосферной мантией мощностью  $\geq 150$  км, с минимальными проявлениями тектономагматической активности с конца мезопротерозойской эры ( $>1$  млрд лет), т. е. к кратонам [Pearson et al., 2021]. Из всех обнаруженных в мире кимберлитов (~3500 кимберлитов, по [Giuliani, Pearson, 2019], и 5652 кимберлитов, по [Tarpe et al., 2018]) только 3 % [Giuliani, Pearson, 2019] являются алмазоносными и менее 100 кимберлитов и несколько оливиновых лампроитов содержат алмазы в промышленных количествах [Giuliani, Pearson, 2019]. Для более 90 % всех алмазов, извлеченных из кимберлитов, установлено происхождение из литосферной мантии [Stachel, Harris, 2008; Stachel et al., 2022]. Поэтому состав литосферной мантии, вещество которой присутствует в кимберлитах (или лампроитах) в виде мантийных ксенолитов и их обломков (ксенокристов), является ключевым фактором, контролирующим алмазоносность этих трубок. Многочисленные исследования минеральных включений в алмазах [Соболев, 1974, 2006; Sobolev et al., 1997, 2004, 2008, 2009; Stachel et al., 1998, 2022; Stachel, Harris, 2008; Stachel, Luth, 2015; Aulbach, Stachel, 2022] указывают на то, что их материнские породы представлены преимущественно перидотитами (как гарцбургитами, так и лерцолитами) и эклогитами, реже вебстеритами, залегающими в глубинной ( $> 130$ — $140$  км) части мощной (до 230 км) преимущественно холодной литосферной мантии [Stachel, Luth, 2015]. Всестороннее изучение мантийных ксенолитов и их обломков позволяет оценить основные параметры литосферной мантии, такие как: 1) типы пород, участвующих в ее строении, и их соотношение; 2) термальный режим; 3) максимальная глубина нижней границы и мощность «алмазного окна»; 4) типы, последовательность и масштабы проявления метасоматического обогащения, а также оценить влияние метасоматических процессов на возможность образования и сохранения алмазов в мантийных породах до стадии внедрения кимберлитов (или лампроитов). Получение этих данных по образцам литосферной мантии из кимберлитовых (или лампроитовых) трубок с разным содержанием алмазов позволяет, с одной стороны, оценить основные характеристики высокоалмазоносной литосферной мантии, а с другой, — выявить причины ее слабой алмазоносности или неалмазоносности.

Архангельская область (площадь ~590 000 км<sup>2</sup>), расположенная в северной части Восточно-Европейской платформы, является одним из крупнейших промышленных алмазоносных районов в России. К настоящему времени в пределах северной части области известно около 100 магматических объектов основного и ультраосновного составов [Богатиков и др., 1999], образующих Архангельскую алмазоносную провинцию (ААП, площадь ~19 000 км<sup>2</sup>). Несмотря на обилие кимберлитовых трубок ( $> 70$  трубок), только семь из них содержат промышленные концентрации алмазов: шесть трубок месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская, Карпинского-1 и -2, Ломоносовская, Пионерская и Поморская) и тр. им. В. Гриба [Богатиков и др., 1999; Smit, Shor, 2017; Устинов и др., 2021]. Ранее проведенные исследования мантийных ксенолитов [Саблуков и др., 2000; Щукина и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017; Shchukina et al., 2018, 2019b] и ксенокристов [Саблуков и др., 2009; Lehtonen et al., 2009; Afanasiev et al., 2013; Shchukina et al., 2017] ААП, а также минералов-индикаторов кимберлита из шлихоминералогических проб современного аллювия [Shchukina, Shchukin, 2018; Shchukina et al., 2019a] показали, что литосферная мантия ААП представлена преимущественно перидотитами при подчиненном значении эклогитов. Результаты изучения минеральных включений в алмазах ААП [Соболев и др., 1997; Rubanova et al., 2009; Мальковец и др., 2011; Zedgenizov et al., 2017; Garanin et al., 2021], а также изотопный состав углерода в алмазах [Галимов и др., 1994, 2008; Rubanova et al., 2009] показали, что преобладающим типом пород, в которых могли образовываться алмазы, были перидотиты и в гораздо меньшей степени эклогиты. Значительная доля алмазов эклогитового генезиса в настоящее время предполагается только для кимберлитовых трубок Архангельская и Карпинского-1 [Хачатрян, 2013; Garanin et al., 2021].

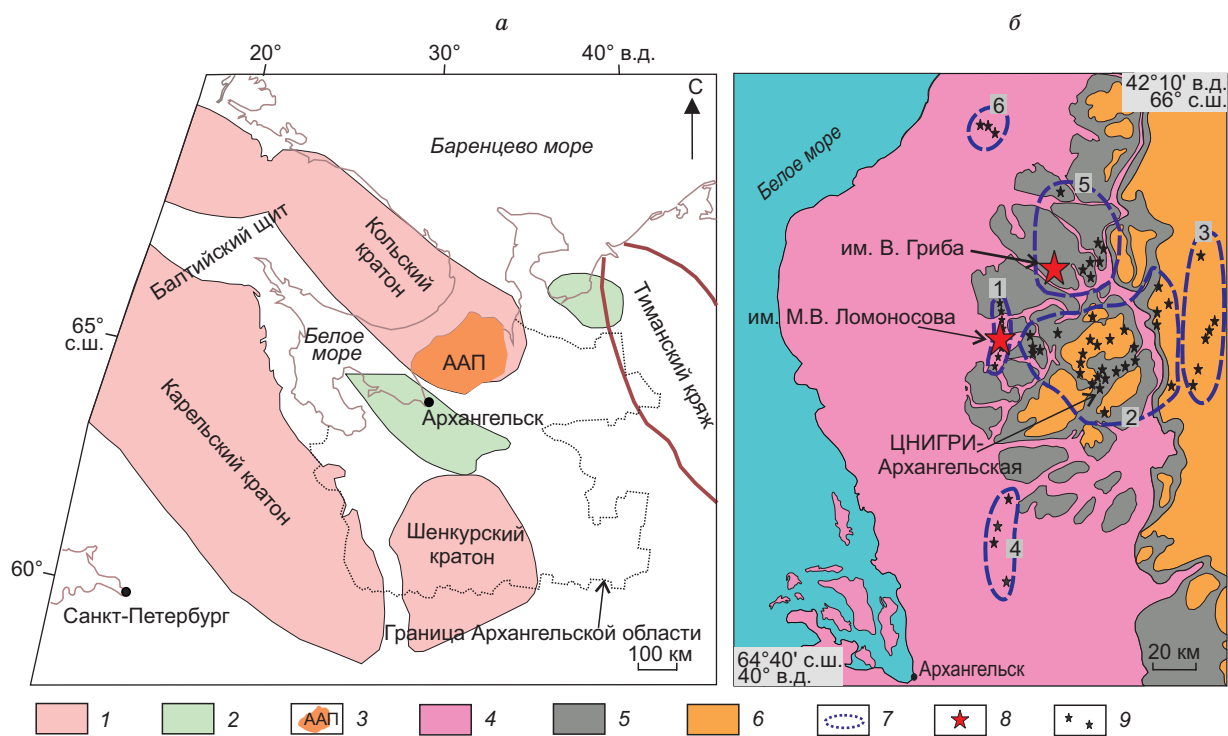
Гранат является порообразующим минералом мантийных ксенолитов ААП [Саблуков и др., 2000; Щукина и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017], в том числе тех, которые потенциально могут быть источниками алмазов. Существующие способы интерпретации его состава по главным [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004] и редким [Griffin et al., 1999; Ziberna et al., 2013; Shchukina et al., 2017; Gibson, 2017; Рагозин и др., 2021; Skuzovatov et al., 2022] элементам, в том числе варианты расчета  $P$ - $T$  параметров [Ryan et al., 1996; Canil, 1999; Grütter et al., 2006; Sudholzh, 2021], позволяют реконструировать основные параметры литосферной мантии и делать выводы о возможности образования и сохранения алмазов в ее породах до этапа кимберлитового магматизма. Несмотря на то, что всесторонние исследования магматических объектов ААП продолжаются более 30 лет, комплексные данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристаллах гранатов представлены только для нескольких кимберлитовых трубок, а именно высокоалмазоносных кимберлитовых трубок Архангельская [Lehtonen et al., 2009] Золотицкого поля, им. В. Гриба [Shchukina et al., 2017] Верхотинского поля и слабоалмазоносных кимберлитовых трубок Ан-688 и Солоха [Саблуков и др., 2009] Кепинского поля. Согласно [Griffin, O'Reilly, 2005; Саблуков и др., 2009; Каргин и др., 2020], широкомасштабное проявление высокотемпе-

ратурного силикатного мантийного метасоматоза в литосферной мантии в районах кимберлитовых трубок Кепинского поля является первоочередной причиной их низкой алмазности.

В настоящей статье приведены данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристаллах гранатов, извлеченных из кимберлитов высокоалмазносной тр. им. В. Гриба (1100 зерен) и слабоалмазносной тр. ЦНИГРИ-Архангельская (446 зерен). Эти кимберлитовые трубки расположены на расстоянии ~ 60 км друг от друга и приурочены к Верхотинскому (им. В. Гриба) и Кепинскому (ЦНИГРИ-Архангельская) магматическим полям ААП. Обе трубки имеют близкий валовой состав кимберлита, который соответствует кимберлитам Fe-Ti серии ААП с умеренными концентрациями TiO<sub>2</sub> [Богатиков и др., 1999, 2007; Голубев и др., 2010]. Данные по составу ксенокристов гранатов позволяют реконструировать основные параметры литосферной мантии в районах двух трубок, выявить различия в ее строении и метасоматических преобразованиях и в итоге применяются для выяснения причин разной степени алмазности двух близких по составу кимберлитовых объектов. Полученные результаты также могут быть использованы при интерпретации составов гранатов, извлеченных из шлиховых проб, отобранных на территории Архангельской области, при локализации площадей, перспективных в плане обнаружения коренных источников алмазов.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Архангельская алмазносная провинция (ААП; 410—340 млн лет [Богатиков и др., 1999, 2007; Первов и др., 2005; Петров и др., 2006; Третьяченко, 2008; Ларионова и др., 2016; Божко и др., 2021]) расположена на севере Восточно-Европейской платформы и приурочена к южной части Кольского кратона (рис. 1, а [Богатиков и др., 1999; Shchukina, Shchukin, 2018; Pearson et al., 2021]). В пределах ААП выделено несколько магматических полей: Золотицкое поле кимберлитов, Кепинское и Верхотинское поля кимберлитов и оливиновых мелилититов, Турьинское поле базальтов, Ижмозерское поле оливиновых мелилититов и пикритов и Мельское поле кимберлитов и карбонатитов (см. рис. 1, б). Обобщенные данные о магматических объектах ААП, включающие расположение, форму, размер, структуру и со-



**Рис. 1.** Расположение Архангельской алмазносной провинции (ААП) на тектонической схеме, по [Shchukina, Shchukin, 2018; Shchukina et al., 2019a], северной части Восточно-Европейской платформы (а) и магматических полей в пределах Архангельской алмазносной провинции (б).

1 — кратон, 2 — Срединный массив, 3 — Архангельская алмазносная провинция, 4 — верхний венд, 5 — средний карбон, 6 — пермь, 7 — магматические поля, 8 — месторождения алмазов, 9 — магматические объекты ультраосновного и основного составов. 1 — Золотицкое поле, 2 — Кепинское поле, 3 — Турьинское поле, 4 — Ижмозерское поле, 5 — Верхотинское поле, 6 — Мельское поле.

став, представлены в работах [Богатиков и др., 1999; Веричев, 2002; Agasheva, 2021]. Результаты детальных петрографических, геохимических и изотопных исследований магматических пород ААП показаны в [Парсаданян и др., 1996; Богатиков и др., 1999, 2007; Beard et al., 2000; Mahotkin et al., 2000; Веричев, 2002; Кононова и др., 2007]. Результаты всесторонних изучений алмазов из магматических объектов ААП опубликованы в статьях [Галимов и др., 1994, 2008; Соболев и др., 1997; Богатиков и др., 1999; Rubanova et al., 2009; Мальковец и др., 2011; Криюлина и др., 2012, 2019а, 2019б; Хачатрян, 2013; Zedgenizov et al., 2017; Васильев и др., 2020, 2022; Garanin et al., 2021].

Кимберлитовая тр. им. В. Гриба, открытая в 1996 г. в пределах Верхотинского поля ([Веричев, 2002]; см. рис. 1, б), является одним из основных объектов разностороннего изучения благодаря большому количеству относительно свежих мантийных и нижнекорковых ксенолитов и их фрагментов по сравнению с другими трубками ААП [Веричев, 2002]. Содержание алмазов в трубке варьирует от 0.3 кар/т в кратерной части до 1.27 кар/т в диатремовой части; концентрации тяжелых минералов составляют от 0.3—10.2 кг/т в породах кратерной части до 3.4—49.0 кг/т в кимберлитах диатремовой части [Устинов и др., 2021]. Среди минералов тяжелой фракции наиболее распространены пикроильменит (0.5—13.8 кг/т), гранат (0.3—6.4 кг/т) и хромдиопсид (до 3.2 кг/т) [Устинов и др., 2021]. Время образования трубки определено как  $372 \pm 8$  млн лет по Rb-Sr изотопному составу кимберлита [Петров и др., 2006] и  $376 \pm 3$  млн лет по Rb-Sr изотопному составу флогопита [Ларионова и др., 2016].

Кимберлитовая тр. ЦНИГРИ-Архангельская была обнаружена в 2005 г. на территории Кепинского поля (см. рис. 1, б), но до сих пор мало изучена. Трубка опробована восемью скважинами до глубины 300 м от поверхности [Голубева и др., 2008] и определена как слабоалмазоносная (0.056 кар/т [Голубев и др., 2010]). Несмотря на то, что сильноизмененные мантийные ксенолиты в кимберлите трубки визуально диагностируются крайне редко, зерна индикаторных минералов кимберлита (преобладающие гранат и пикроильменит, редко хромит, единично хромдиопсид) относительно многочисленны (0.1 кг/т [Голубева и др., 2008; Голубев и др., 2010]). Возраст образования трубки до сих пор не установлен.

## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ксенокристы гранатов из кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская в количестве 446 зерен и ксенокристы клинопироксенов в количестве 114 зерен были предоставлены из коллекции ФГБУ «ЦНИГРИ». Переданные на исследования зерна представляют собой все визуально диагностируемые зерна гранатов и клинопироксенов из концентрата минералов тяжелой фракции кимберлита, отобранного из трех заверочных скважин и представляющего интервал от 77 до 185 м от поверхности. Двести килограмм образцов порфирированного кимберлита и автолитовой кимберлитовой брекчии, отобранных в равных весовых количествах из диатремовой части тр. им. В. Гриба, были измельчены; полученный материал обработали методами магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Одна тысяча сто зерен гранатов, визуально-свежих и не содержащих минеральных включений, были отобраны методом случайной выборки из концентрата минералов тяжелой фракции  $-1...+0.5$  мм под бинокулярным микроскопом. Затем минералы залили эпоксидной смолой, отполировали и покрыли углеродом.

Концентрации главных элементов гранатов и клинопироксенов определяли на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 50 нА при размере пучка 1 мкм [Лаврентьев и др., 2015]. Для калибровки использовали собственные природные минеральные стандарты ИГМ СО РАН. Относительные стандартные отклонения были в пределах 1.5 %. Данные были получены в течение 10 с на пике, а также по 10 с по обе стороны от фона; применена коррекция ZAF. Пределы обнаружения составляли  $< 0.05$  мас. % для всех анализируемых элементов, в том числе 0.01 мас. % для Cr и Mn, 0.02 мас. % для Ti и Na и 0.05 мас. % для K. Концентрации Ni были определены при ускоряющем напряжении 25 кВ и токе пучка 300 нА, время подсчета пиков и фона 400 с [Лаврентьев и др., 2006].

Концентрации редких элементов в гранатах (133 зерна для тр. им. В. Гриба и 170 зерен для тр. ЦНИГРИ-Архангельская) определяли на масс-спектрометре NexION 300S (Perkin Elmer) ICP с системой NWR 213 (ESI) LaserProbe в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург [Червяковская и др., 2022]). Эталонные образцы SRM NIST 610 и NIST 612 применяли для калибровки параметров прибора. Два анализа по стандарту NIST 612 были выполнены до и после анализа десяти образцов для корректировки дрейфа машины. Лазер работал на частоте 10 Гц с энергией в импульсе 10—11 мДж/см<sup>2</sup> и размером пучка 50 мкм. В качестве газа-носителя использовался гелий. Время сбора данных составляло 90 с для фона и 60 с для сигнала. Концентрации элементов рассчитывали с помощью программы Glitter 4.4. Концентрации CaO, определенные методом электронно-зондового анализа, использовались в качестве внутренних стандартов.

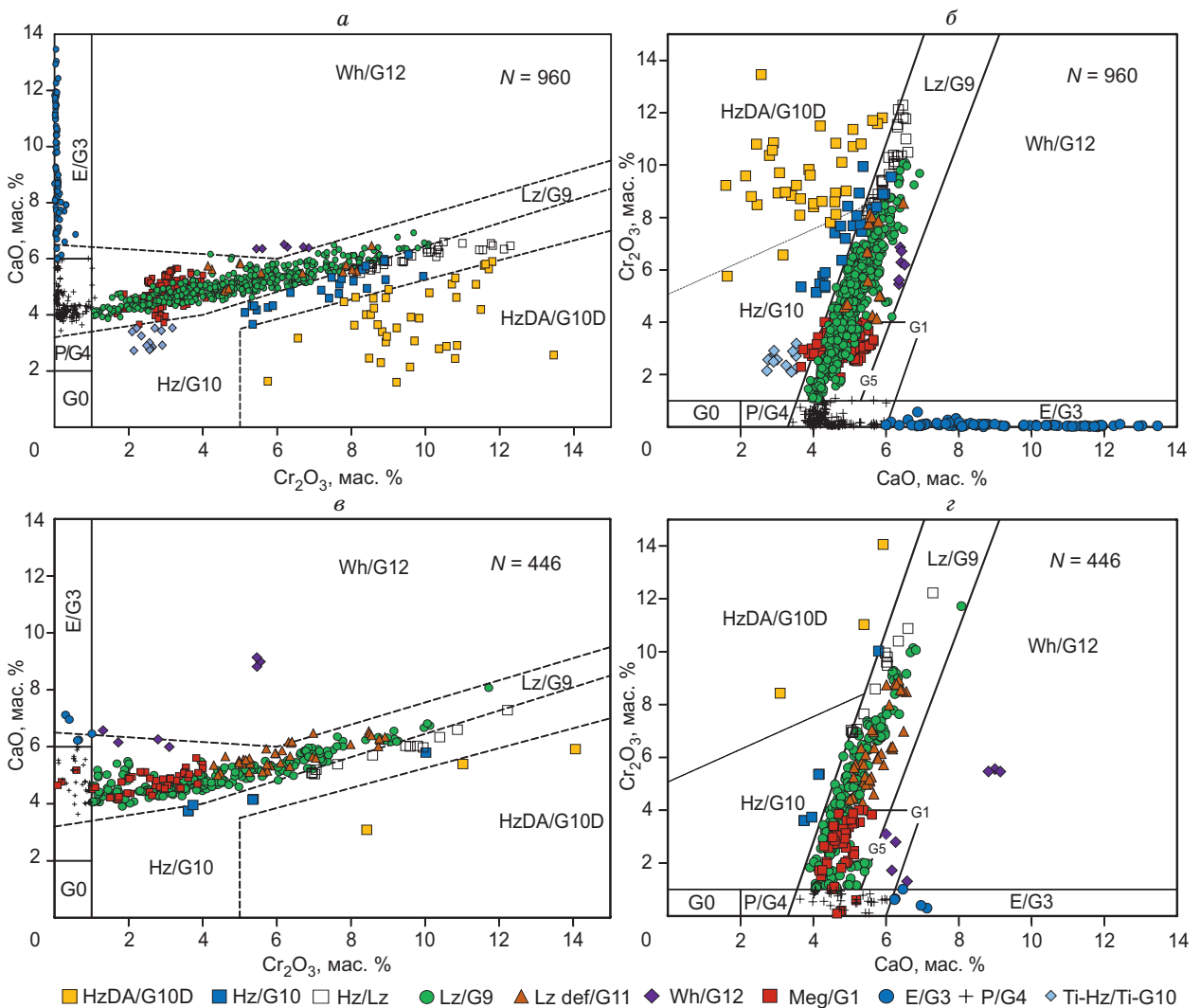


## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Классификация гранатов

Концентрации главных и редких элементов в ксенокритах гранатов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская представлены в дополнительных материалах, Table S1, <https://sibran.ru/journals/SupplAgasheva.pdf>. На основании классификации [Schulze, 2003] 140 зерен гранатов (13 % от общей выборки) из тр. им. В. Гриба были определены как не мантийные и исключены из дальнейшего исследования. Для всех отобранных гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская определен мантийный генезис.

Для определения процентного соотношения типов пород, участвующих в строении литосферной мантии в районах исследуемых кимберлитовых трубок, были вместе использованы классификации из работ [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004]. Обе классификации (рис. 2) позволяют выделить гранаты лерцолитовой (Lz/G9), верлитовой (Wh/G12) и гарцбургитовой (Hz/G10) ассоциаций, в том числе потенциально алмазосных гарцбургит-дунитов (HzDA/G10D). Кроме того, диаграмма Г.С. Грюттера [Grütter et al., 2004] позволяет выделить гранаты мегакристовой (G1), эклогитовой (G3), низкохромистой

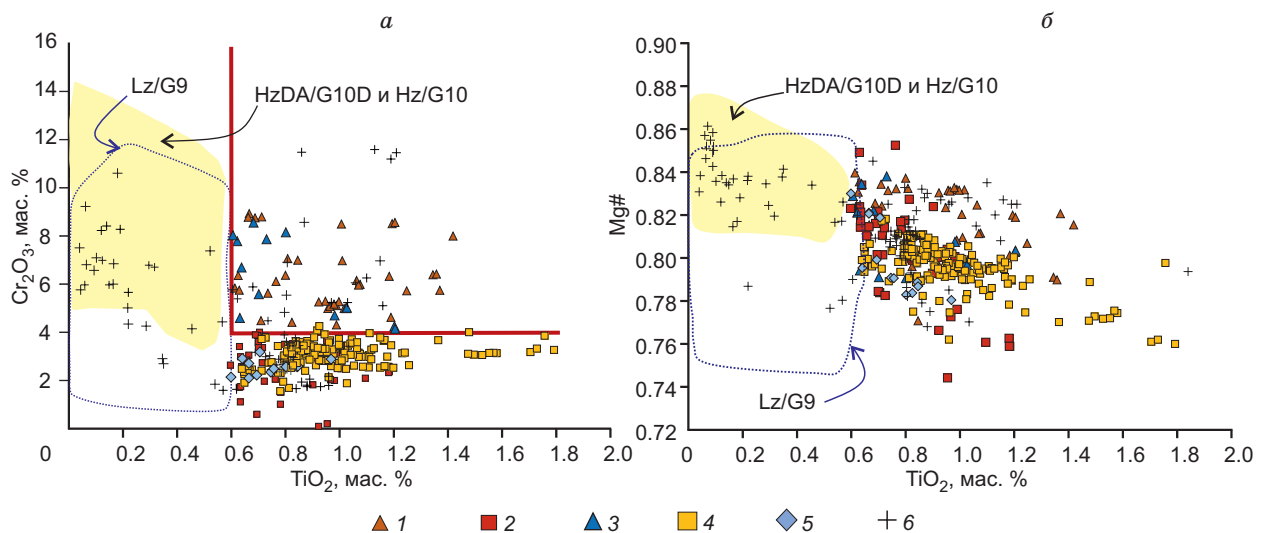


**Рис. 2.** Положение точек составов ксенокритов гранатов из высокоалмазосной кимберлитовой тр. им. В. Гриба (а, б) и слабоалмазосной кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская (в, з) на диаграммах [Sobolev et al., 1973] (а, в) с дополнениями из [Grütter et al., 2004]; [Grütter et al., 2004] (б, з).

*N* — количество изученных зерен. Hz DA/G10D — гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбургит-дуниты, Hz/Lz (G10/G9) — переходная гарцбургит-лерцолитовая группа, Lz/G9 — лерцолиты, Lz def/G11 — деформированные лерцолиты, Wh/G12 — верлиты, Meg/G1 — мегакристы, E/G3 — эклогиты, P/G4 — низкохромистые пироксениты, Ti-Hz/Ti-G10 — высоко-Ti гранаты «гарцбургитовой» ассоциации, см. также пояснения в тексте.

пироксенитовой (G4) и вебстеритовой (G5) ассоциаций (см. рис. 2, б, в), а также идентифицировать гранаты из деформированных лерцолитов (G11). Несмотря на то, что обе классификации основываются на использовании данных по концентрациям  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , одни и те же гранаты могут соответствовать разным группам на двух диаграммах. Например, разногласия по групповой принадлежности всегда наблюдаются для гранатов с высоким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $> 6$  мас. %) и концентрациями  $\text{CaO}$  в диапазоне 5.5—6.5 мас. %: по классификации Н.В. Соболева [Sobolev et al., 1973] эти гранаты соответствуют неалмазонасным гарцбургитам, а по диаграмме Г.С. Грюттера [Grütter et al., 2004] — лерцолитам. Классификационное несоответствие также всегда наблюдается для гранатов, которые по составу попадают вблизи перехода верлит—лерцолит (см. рис. 2). Поэтому при подсчете соотношения типов мантийных пород необходимо учитывать возможные процентные вариации. Также необходимо отметить несколько нюансов при выделении группы гранатов из деформированных лерцолитов (G11): эта группа гранатов может быть точно идентифицирована при концентрациях  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 4$  мас. % и  $\text{TiO}_2 > 0.6$  мас. %, но при содержаниях  $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 4$  мас. % эти гранаты перекрывают составы гранатов ассоциации мегакристов (рис. 3). Как правило, составы большинства этих высокотитанистых-низкохромистых гранатов удовлетворяют критериям обеих групп, т. е. и мегакристов, и деформированных лерцолитов, по [Grütter et al., 2004], и поэтому не могут быть точно классифицированы на основании концентраций главных элементов. В настоящей работе гранаты с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 4$  и  $\text{TiO}_2 > 0.6$  мас. % отнесены к группе мегакристов, если их составы соответствуют всем классификационным критериям этой группы, по [Grütter et al., 2004]. Более того, в тр. им. В. Гриба обнаружена группа необычных по составу гранатов: эти гранаты содержат низкие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (2.1—3.2 мас. %) и  $\text{CaO}$  (2.7—3.5 мас. %), соответствуя неалмазонасным гарцбургитам на обеих диаграммах (см. рис. 2, а, б), но при этом и высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.6—1.0 мас. %), не характерные для гранатов из этого типа пород. По содержаниям  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  эти гранаты близки к группе мегакристов (см. рис. 3, а), но не соответствуют критериям мегакристов, по [Grütter et al., 2004]. Дополнительно, все эти гранаты красного и красно-оранжевого цвета и визуально отличаются от типичных фиолетовых гранатов гарцбургитовой ассоциации. Эти необычные по составу гранаты в настоящей работе классифицированы как высоко-Тi гранаты «гарцбургитовой» ассоциации (Ti-Hz/Ti-G10).

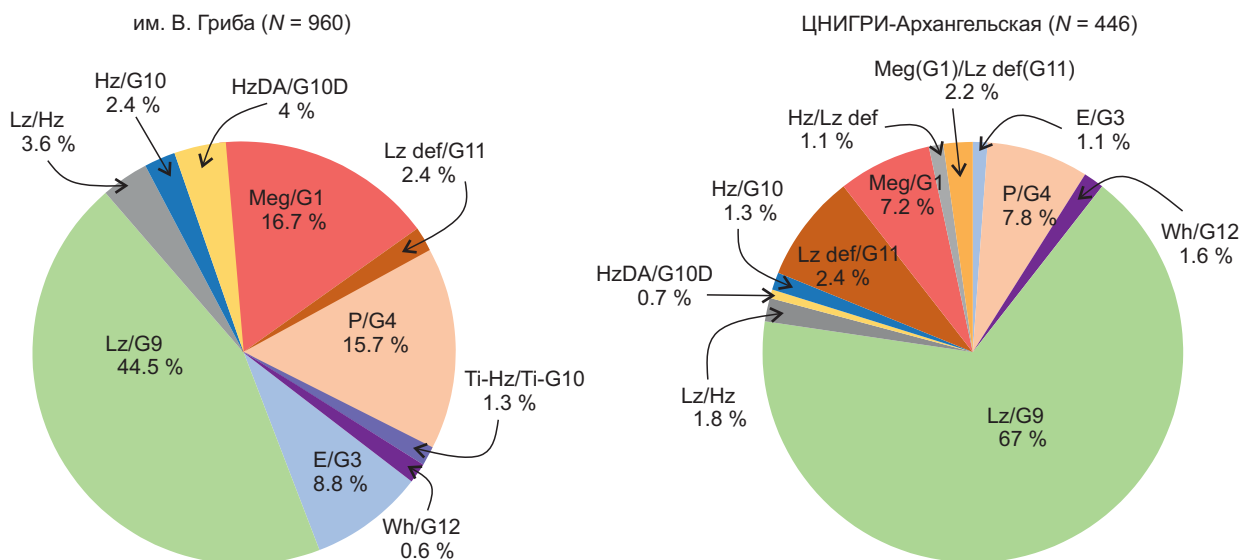
Результаты классификации ксенокристов гранатов для двух кимберлитовых трубок показаны на рис. 4. Большинство гранатов из трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская относится к лерцолитовой ассоциации: 44—49 и 67—70 % соответственно. Максимальное количество гранатов гарцбургитовой



**Рис. 3. Выделение гранатов ассоциации деформированных лерцолитов (Lz def/G11) на основании концентраций  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (а) и соотношения значений  $\text{Mg\#}$  и  $\text{TiO}_2$  (б).**

1—6 — гранаты: 1 — ассоциации деформированных лерцолитов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, 2 — ассоциации мегакристов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, 3 — ассоциации деформированных лерцолитов из тр. им. В. Гриба, 4 — ассоциации мегакристов из тр. им. В. Гриба, 5 — группы Ti-Hz/Ti-G10 из тр. им. В. Гриба, 6 — из ксенолитов деформированных лерцолитов.

Красная линия показывает область составов гранатов, которые могут быть классифицированы как из деформированных лерцолитов. Гранаты из ксенолитов деформированных лерцолитов [Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013; Kargin et al., 2017]: полю составов гранатов лерцолитового (Lz/G9) и гарцбургит-дунитового парагенезисов (Hz/G10), в том числе «алмазной ассоциации» (HzDA/G10D), как правило, соответствуют составы центральных частей зональных зерен гранатов из образцов ксенолитов деформированных лерцолитов.



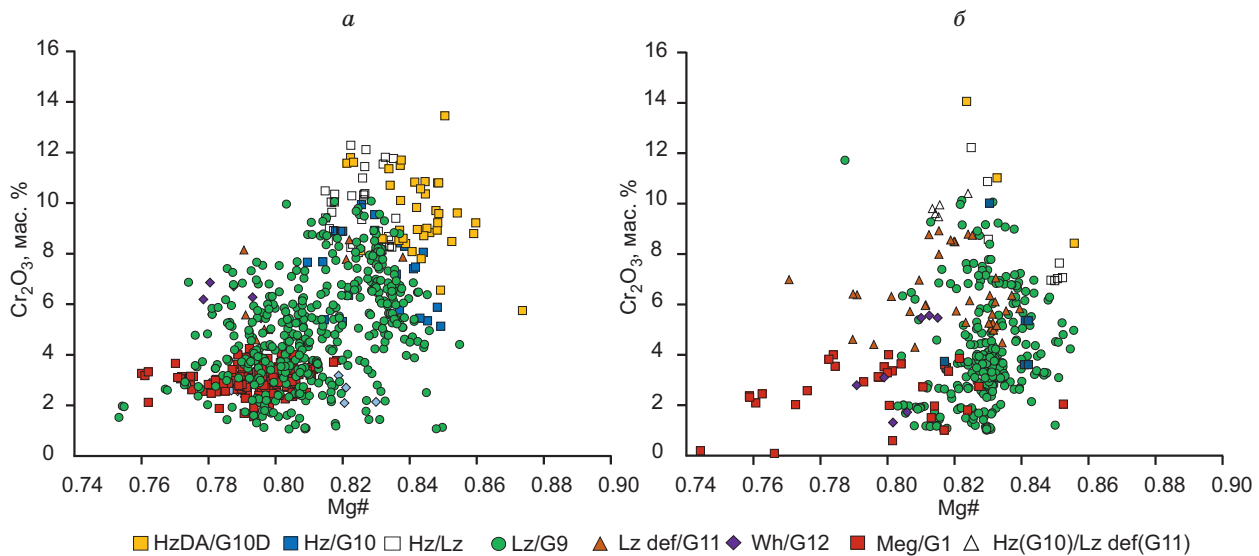
**Рис. 4. Соотношение гранатов различных ассоциаций, выделенных на основании классификаций [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004].**

*N* — количество изученных зерен. HzDA/G10D — гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбургит-дуниты, Lz/Hz — переходная лерцолит-гарцбургитовая группа, Lz/G9 — лерцолиты, Lz def/G11 — деформированные лерцолиты, Wh/G12 — верлиты, Meg/G1 — мегакристы, Meg(G1)/Lz def(G11) — переходная группа мегакристы/деформированные лерцолиты, Hz/Lz def — переходная группа гарцбургит-дуниты/деформированные лерцолиты, E/G3 — эклогиты, P/G4 — низкохромистые пироксениты, Ti-Hz/Ti-G10 — высоко-Ti гранаты «гарцбургитовой» ассоциации.

ассоциации определено как 10 % для тр. им. В. Гриба, из которых 4 % гранатов отнесены к потенциально алмазоносным гарцбургит-дунитам (HzDA/G10D), и 5 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская, включая 0.7 % гранатов алмазоносной гарцбургит-дунитовой ассоциации. Максимальное количество гранатов ассоциаций мегакристов (G1) и деформированных лерцолитов (G11) определено как 19 % для обеих трубок: 17 % G1 и 2 % G11 для тр. им. В. Гриба и 7 % G1 и 12 % G11 для тр. ЦНИГРИ-Архангельская. Процентное количество гранатов верлитовой ассоциации незначительно для обеих трубок, составляя < 2 %. Количество гранатов из низкохромистых пироксенитов (G4) и эклогитов (G3) составляет 16 и 9 % соответственно для тр. им. В. Гриба и 8 и 1 % соответственно для тр. ЦНИГРИ-Архангельская.

Все гранаты перидотитового парагенезиса и ассоциации мегакристов являются пиропами с варьирующими пропорциями алмадин-пироп-гроссулярового компонентов ( $Alm_{13-22}Py_{65-77}Gross_{9-18}$  установлен для гранатов лерцолитовой, неалмазоносной гарцбургитовой, верлитовой и мегакристовой ассоциаций, высоко-Ti «гарцбургитовой» группы, а также для гранатов из деформированных лерцолитов, а вариации  $Alm_{12-15}Py_{70-84}Gross_{4-15}$  — для гранатов из потенциально алмазоносных гарцбургит-дунитов. Большинство гранатов группы низкохромистых пироксенитов также являются пиропами, но с более высокими значениями компонента алмадин ( $Alm_{16-44}Py_{43-74}Gross_{9-16}$ ) по сравнению с гранатами ассоциаций перидотитов и мегакристов. Гранаты эклогитового парагенезиса из тр. им. В. Гриба имеют по большей части переходный алмадин-пироповый состав ( $Alm_{18-43}Py_{28-58}Gross_{16-35}$ ), редко зерна являются пиропами ( $Alm_{18-20}Py_{60-64}Gross_{17-21}$ ) или гроссулярами ( $Alm_{19}Py_{24}Gross_{58}$ ). Все гранаты эклогитовой ассоциации из тр. ЦНИГРИ-Архангельская являются пиропами ( $Alm_{18-21}Py_{62-64}Gross_{16-18}$ ).

Наблюдается положительная корреляция между концентрациями  $Cr_2O_3$  и значениями магнезиальности ( $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ ) среди гранатов лерцолитовой, гарцбургитовой, верлитовой и мегакристовой ассоциаций из тр. им. В. Гриба (рис. 5, а); эта же корреляция не столь ярко выражена для гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская (см. рис. 5, б). Ярко выраженная отрицательная корреляция между концентрациями  $TiO_2$  и  $Mg\#$  наблюдается для гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов из обеих трубок (см. рис. 3). Однако гранаты группы мегакристов из тр. им. В. Гриба имеют более широкий диапазон содержания  $TiO_2$  (0.6—1.8 мас. %) по сравнению с таковыми из тр. ЦНИГРИ-Архангельская ( $TiO_2 = 0.6—1.2$  мас. %). Гранаты эклогитового парагенезиса из тр. ЦНИГРИ-Архангельская относятся к высокомагнезиальным разновидностям ( $MgO = 17.5—18.7$  мас. %) с умеренными содержаниями  $TiO_2$  (0.3—0.6 мас. %) и  $Na_2O$  (0.07—0.12 мас. %) (см. рис. 3). Эклогитовые гранаты из тр. им. В. Гриба имеют более широкий диапазон концентраций  $MgO$  (6.3—18.1 мас. %) и  $TiO_2$  (0.1—1.0 мас. %). Содержание  $Na_2O$  находится в пределах 0.02—0.20 мас. % для большинства зерен при одно-



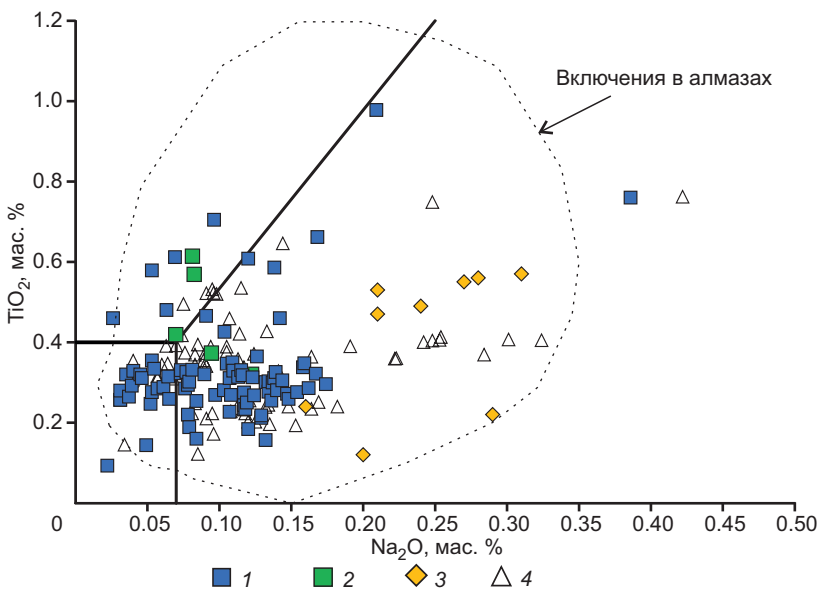
**Рис. 5.** Соотношения концентраций  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и значений магнезиальности ( $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ) в гранатах ассоциации перидотитов и мегакристов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (а) и ЦНИГРИ-Архангельская (б).

HzDA/G10D — гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбургит-дуниты, Hz/Lz — переходная гарцбургит-лерцолитовая группа, Lz/G9 — лерцолиты, Lz def/G11 — деформированные лерцолиты, Wh/G12 — верлиты, Meg/G1 — мегакристы, Hz(G10)/Lz def(G11) — переходная группа гарцбургит-дуниты/деформированные лерцолиты, E/G3 — эклогиты, P/G4 — низкохромистые пироксениты.

кратном анализе 0.4 мас. %. По концентрациям главных элементов гранаты эклогитовой ассоциации из тр. им. В. Гриба соответствуют таковым из высокомагнезиальных и низкомагнезиальных крупнозернистых ксенолитов эклогитов субдукционного генезиса, а также некоторым включениям в алмазах ААП (рис. 6 [Соболев и др., 1997; Shchukina et al., 2019b]).

### Расчет параметров температуры и давления для гранатов

Концентрации Ni в гранате используются для расчета температуры ( $T$ ) его последнего уравнивания, предполагая, что Ni в мантийных гранатах буферизуется сосуществующим оливином, т. е. коэффициент распределения Ni между гранатом и оливином сильно зависит от температуры [Griffin et al., 1989; Canil, 1999]. Для расчетов  $T$  можно использовать содержания Ni в гранатах только лерцолитовой, гарцбургитовой и, вероятно, мегакристовой ассоциаций, предполагая их возможное сосуществование с оливином.



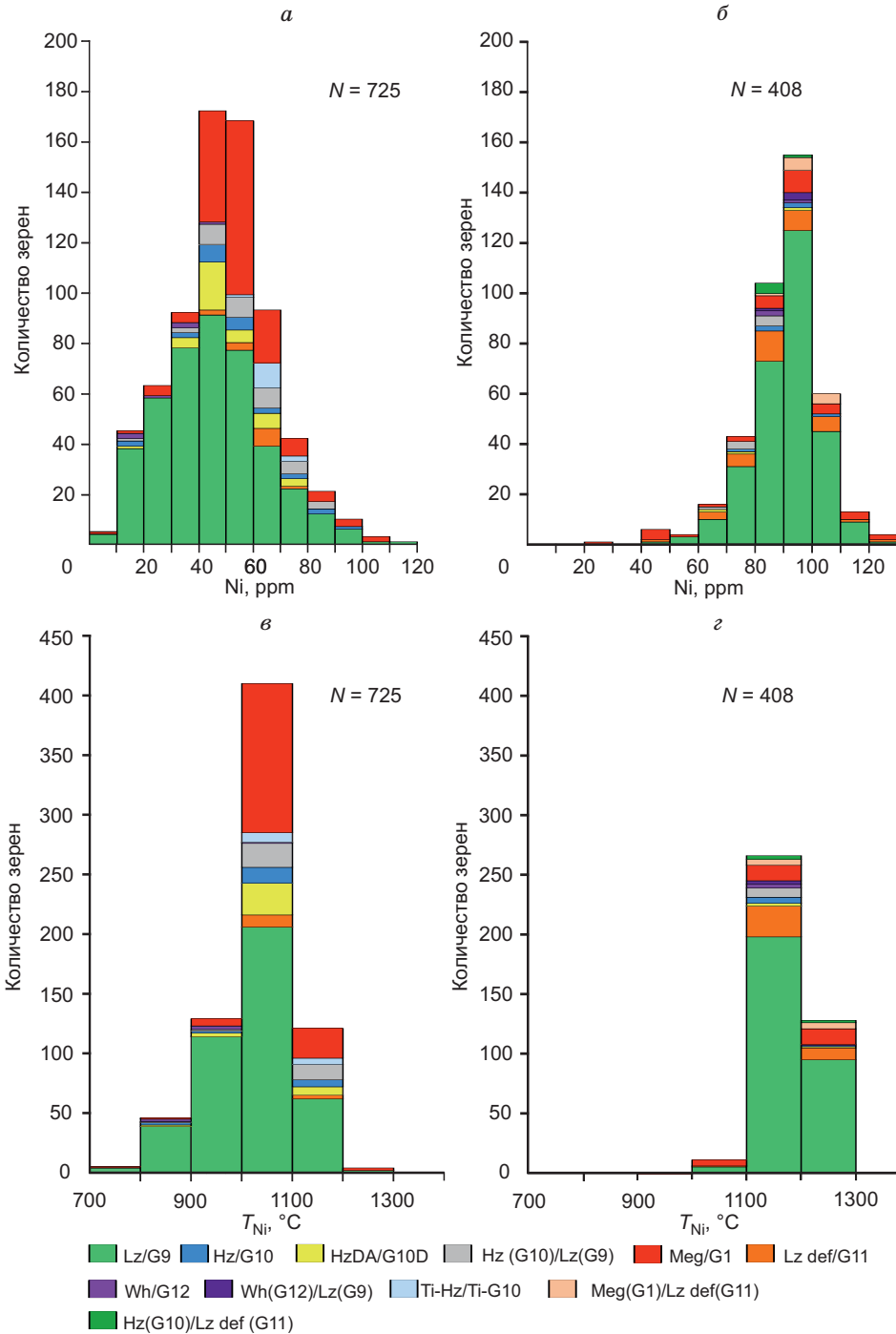
Гистограммы распределения концентраций Ni в гранатах из двух трубок показаны на рис. 7, а, б. Содержания Ni показывают широкие диапазоны для гранатов

**Рис. 6.** Соотношения концентраций  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ :

в ксенокристаллах гранатов эклогитовой ассоциации из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (1) и ЦНИГРИ-Архангельская (2); 3 — гранаты эклогитовой ассоциации из включений алмазов ААП [Соболев и др., 1997]; 4 — гранаты из крупнозернистых эклогитов тр. им. В. Гриба [Shchukina et al., 2019]. Поле включений гранатов эклогитового парагенезиса в алмазах мира, по [Nowicki et al., 2007].



из тр. им. В. Гриба лерцолитовой (6—115 ppm), гарцбургитовой (13—90 ppm), переходной лерцолит-гарцбургитовой (13—90 ppm) и мегакристовой (10—109 ppm) групп. Более узкий диапазон концентраций Ni отмечается для гранатов алмазной гарцбургит-дунитовой ассоциации (33—80 и 15 ppm для одного зерна), из деформированных лерцолитов (44—72 ppm) и высоко-Ti гарцбургитовой группы (60—72 ppm)



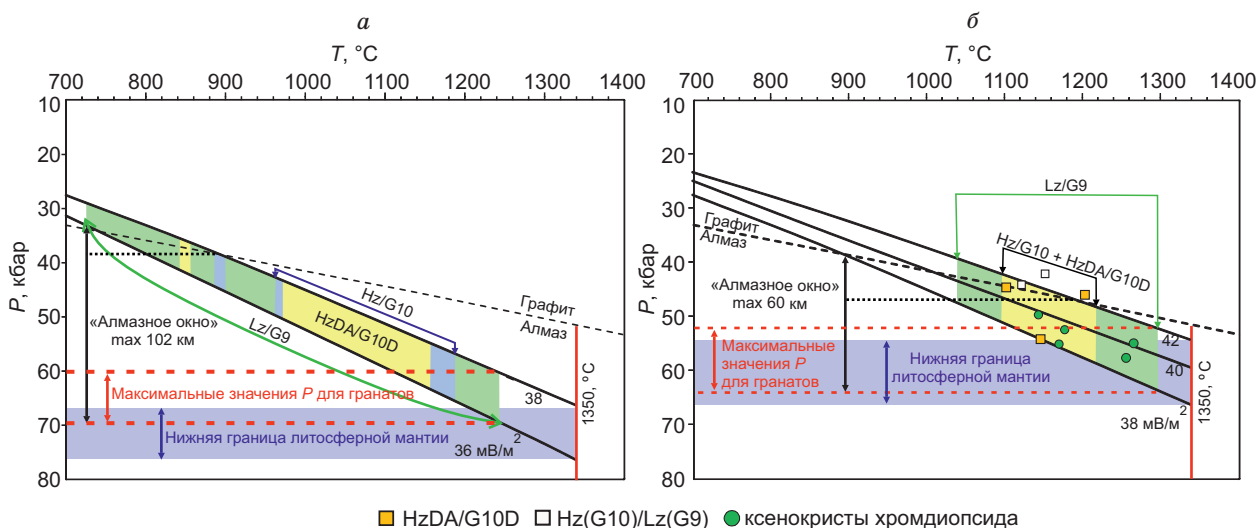
**Рис. 7.** Гистограммы распределения концентраций Ni (*а, б*), и расчетных значений температуры (*в, з*), по [Санил, 1999], в гранатах ассоциаций перидотитов и мегакристов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (*а, в*) и ЦНИГРИ-Архангельская (*б, з*).

$N$  — количество изученных зерен. HzDA/G10D — гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбургит-дуниты, Hz/Lz — переходная гарцбургит-лерцолитовая группа, Lz/G9 — лерцолиты, Lz def/G11 — деформированные лерцолиты, Wh/G12 — верлиты, Wh(G12)/Lz(G9) — переходная лерцолит-верлитовая группа, Meg/G1 — мегакристы, Meg (G1)/Lz def (G11) — переходная группа мегакристы/деформированные лерцолиты, Hz/Lz def — переходная группа гарцбургит-дуниты/деформированные лерцолиты, Ti-Hz/Ti-G10 — высоко-Ti гранаты «гарцбургитовой» ассоциации.

тр. им. В. Гриба. Отличительным признаком гранатов перидотитовой и мегакристной ассоциаций из тр. ЦНИГРИ-Архангельская являются стабильно высокие содержания Ni: 97 % этих гранатов содержат Ni > 60 ppm, 79 % из которых характеризуются концентрациями Ni от 80 до 110 ppm (см. рис. 7, б).

К настоящему времени существуют три версии расчета  $T$  для гранатов с использованием концентраций Ni [Ryan et al., 1996; Canil, 1999; Sudholz et al., 2021]: результаты расчета тремя методами представлены в Table S1. Полученные значения  $T$  примерно сопоставимы для гранатов из тр. им. В. Гриба до 1000 °C, но различаются в диапазоне  $T > 1000$  °C: версии авторов работ [Ryan et al., 1996; Sudholz et al., 2021] выдают более высокие значения  $T$  для гранатов с концентрациями Ni > 55 ppm по сравнению с методом [Canil, 1999]. Результаты расчета  $T$  для гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская по трем версиям термометров очень сильно различаются (см. Table S1). По [Ryan et al., 1996], для 95 % гранатов расчетные значения  $T > 1200$  °C, из которых для 79 % гранатов  $T > 1300$  °C: очевидно, что столь высокие значения  $T$  не могут соответствовать параметрам геотерм континентальной литосферной мантии [Hasterok, Chapman, 2011]. По [Sudholz et al., 2021], для 72 % гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская значения  $T > 1200$  °C, из которых 13 % гранатов имеют  $T > 1300$  °C. Поэтому для сравнения результатов расчетов  $T$  для гранатов из трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская будут использованы значения  $T$ , полученные на основе экспериментальной калибровки термометра Д. Каниля [Canil, 1999], который применим для гранатов как с низким, так и с высоким содержанием Ni (см. рис. 7, в, г).

Расчетные значения  $T$  показывают широкий диапазон для гранатов лерцолитовой (720—1240 °C), гарцбургитовой и гарцбургит-дунитовой ассоциаций (820—1190 °C) из тр. им. В. Гриба; для большинства зерен (75 %)  $T$  находится в диапазоне 900—1100 °C с отчетливым пиком в интервале 1000—1100 °C (см. рис. 7, в). Более узкий диапазон значений  $T$  наблюдается для гранатов мегакристной (940—1230 °C и два зерна с  $T \sim 800$  °C) и высоко-Ti «гарцбургитовой» групп (1090—1130 °C), а также из деформированных лерцолитов (1030—1130 °C). Практически все (97 %) гранаты лерцолитовой, гарцбургитовой и мегакристной ассоциаций из тр. ЦНИГРИ-Архангельская характеризуются узким диапазоном расчетных значений от 1100 до 1270 °C, только для 3 % зерен установлена  $T$  в диапазоне 900—1100 °C; четкий пик в интервале 1100—1200 °C наблюдается для гранатов лерцолитовой и гарцбургитовой ассоциации и группы деформированных лерцолитов (см. рис. 7, г). Для расчета параметра  $P$  для отдельных зерен гранатов перидотитовой ассоциации могут быть использованы несколько методов: версии барометров К.Г. Райана [Ryan et al., 1996] и Г.С. Грюттера [Grütter et al., 2006], расчет в которых основан на возможности сосуществования граната с хромитом, или способ проецирования расчетных  $T$  на установленную палеогеотерму для исследуемого участка литосферной мантии. Расчетные значения  $P$  для гранатов из тр. им. В. Гриба, по [Grütter et al., 2006] (см. Table S1), не показывают однозначно интерпретируемых результатов, но минимальная мощность теплового потока может быть оценена как 36 мВ/м<sup>2</sup>. В связи с этим, для примерной оценки параметра  $P$  для гранатов был использован метод проецирования. Значения мощности теплового потока литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба ранее были определены по ксенолитам перидотитов [Щукина и др., 2012, 2015], ксенокристам хромдиопсидов [Гудимова и др., 2022] и оценены как 36—38 мВ/м<sup>2</sup> [Hasterok, Chapman, 2011]. Значения  $P$ , определенные способом проецирования (рис. 8, а), для гранатов из тр. им. В. Гриба составляют от ~ 30 до ~ 68 кбар для гранатов лерцолитовой ассоциации, от ~ 46 до ~ 60 кбар для гранатов алмазной гарцбургит-дунитовой группы (одно зерно с  $P = 38$  кбар) и от ~ 46 до ~ 66 кбар для гранатов гарцбургитовой и переходной гарцбургит-лерцолитовой групп (три зерна с  $P = 37$ —41 кбар). Расчет  $P$  параметров для гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, по [Grütter et al., 2006], показал, что только шесть зерен гранатов (три зерна алмазной гарцбургит-дунитовой ассоциации и три зерна переходной гарцбургит-лерцолитовой группы) имеют  $P$ - $T$ , соответствующие геотермам континентальной литосферной мантии: точки значений расположены между значениями теплового потока 38 и ~42 мВ/м<sup>2</sup> [Hasterok, Chapman, 2011], а минимальная мощность теплового потока может быть оценена в 38 мВ/м<sup>2</sup>. Для оценки мощности теплового потока литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская дополнительно были использованы данные по концентрациям главных элементов в 39 из 114 изученных зерен ксенокристов хромдиопсидов (см. Table S1), состав которых соответствует полю «кратонных перидотитов» [Ramsey, Tompkins, 1994], полученные с помощью термобарометра П. Нимис, Г. Тейлора [Nimis, Taylor, 2000] и протокола [Ziberna et al., 2016]. На основании протокола [Ziberna et al., 2016] было установлено, что составы только пяти зерен пригодны для расчета  $P$ - $T$  параметров: значения  $P$ - $T$  параметров для хромдиопсидов (см. рис. 8, б) находятся в интервале от 1140 до 1265 °C и от 50 до 58 кбар, что соответствует мощности теплового потока от ~38 до ~42 мВ/м<sup>2</sup>. Ввиду отсутствия представительных полученных данных по  $P$ - $T$  параметрам мантийных перидотитов и ксенокристов хромдиопсидов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, параметр  $P$  для ксенокристов гранатов перидотитовой ассоциации может быть оценен только в диапазоне вариаций значений при проецировании на тепловые потоки от 38 до 42 мВ/м<sup>2</sup>. Значения  $P$  для гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская могут варьировать в пределах от 38—46 (на 38 мВ/м<sup>2</sup> и на 42 мВ/м<sup>2</sup> соот-



**Рис. 8.** Результаты проецирования на мощности тепловых потоков литосферной мантии, по [Hasterok, Charman, 2011], значений параметра температуры, рассчитанных по [Canil, 1999], для ксенокристов гранатов перидотитовой ассоциации из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (а) и ЦНИГРИ-Архангельская (б).

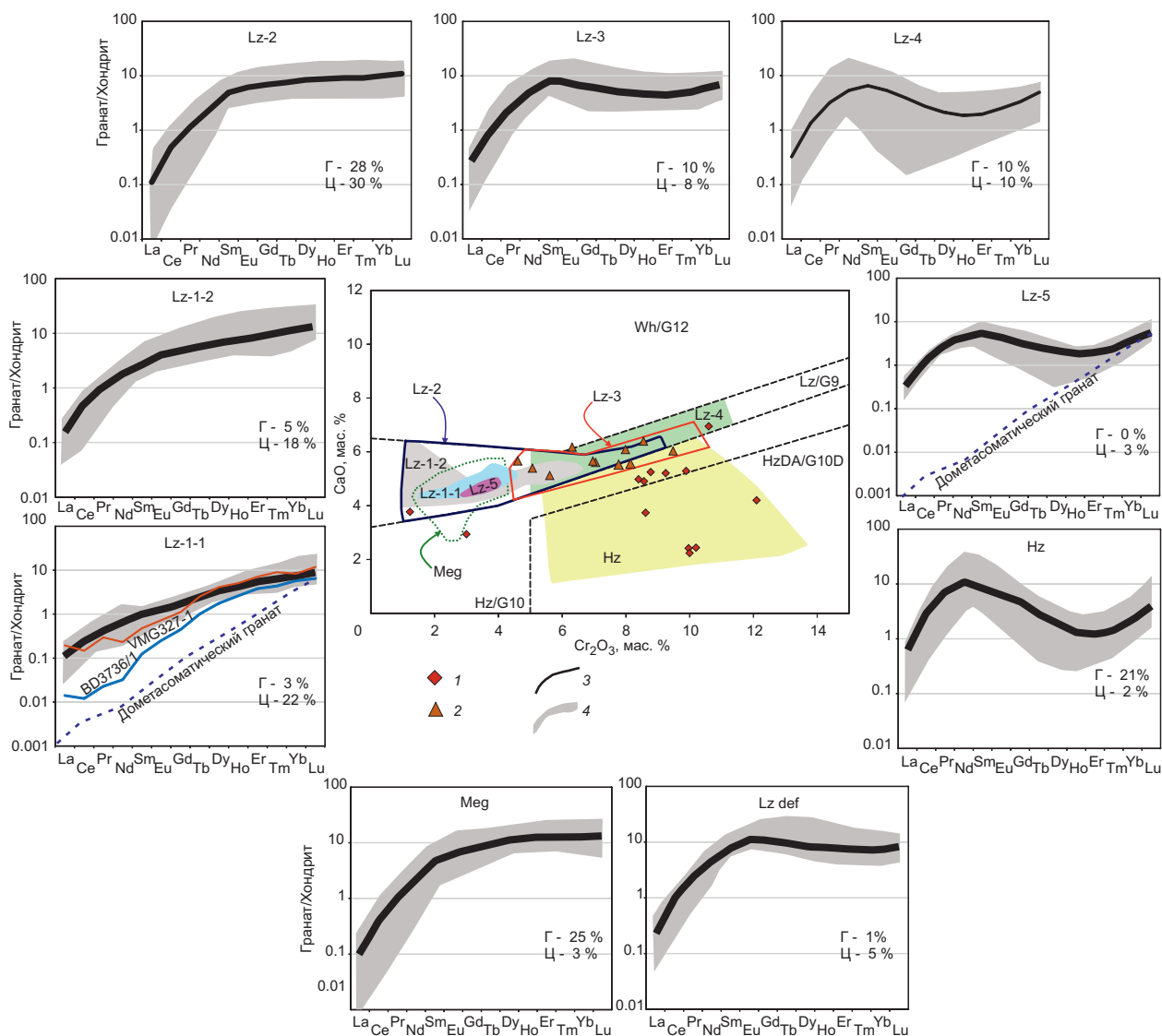
Также показаны результаты расчета  $P$ - $T$  параметров для ксенокристов гранатов, по [Grütter et al., 2006], и хромдиопсидов, по [Nimis, Taylor, 2000], из тр. ЦНИГРИ-Архангельская. HzDA/G10D — гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбургит-дуниты, Lz/G9 — лерцолиты. Линия перехода графит—алмаз [Day, 2012]. Расчет значений глубины (км), согласно [Dziewonski, Anderson, 1981]. Красная штриховая линия — интервал максимальных значений  $P$  для гранатов. Синее поле — интервал предполагаемой нижней границы литосферной мантии при температуре основании литосферы 1350 °C. На рисунке показаны максимальные (max) значения мощности «алмазного окна», определенные на основании фактических образцов.

ответственно) до 50—62 кбар для гранатов лерцолитовой ассоциации, от 43—52 до 48—58 кбар для гранатов переходной гарцбургит-лерцолитовой группы и гарцбургитовой ассоциации, в том числе из потенциально алмазных гарцбургит-дунитов.

### Концентрации редких элементов в гранатах

Для более детальной классификации гранатов с использованием данных по концентрациям редких (Р) и редкоземельных (РЗ) элементов (Э) в настоящей работе использовано разделение на «геохимические группы», по аналогии с предложенным ранее для гранатов из кимберлита тр. им. В. Гриба [Shchukina et al., 2017] и шлихоминералогических проб, отобранных на южных территориях Архангельской области [Shchukina et al., 2019a]. В указанных ранее работах было установлено, что мантийные гранаты из кимберлитов, показывающие одинаковый характер спектров распределения РЗЭ, нормированных на хондрит [McDonough, Sun, 1995], также имеют идентичные или близкие концентрации CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Y, Zr. Для гранатов из кимберлитов трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская выделено девять «геохимических групп», которые включают восемь групп гранатов перидотитовой ассоциации и одну группу мегакристов (рис. 9).

**Группа Lz-1** объединяет гранаты лерцолитового парагенезиса, имеющие фракционированный спектр РЗЭ от средних (С) к тяжелым (Т) РЗЭ. Внутри этой группы выделены две подгруппы гранатов: Lz-1-1 и Lz-1-2. Гранаты Lz-1-1 содержат низкие концентрации Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.0—4.0 мас. %), TiO<sub>2</sub> (0.06—0.28 мас. %; TiO<sub>2cp.</sub> = 0.1 мас. %), Zr (0.4—10 ppm) и Y (4—17 ppm), с концентрациями РЗЭ на уровне хондрита (0.3—3.0 х. ед.) [McDonough, Sun, 1995] (см. рис. 9). Гранаты Lz-1-1 составляют 22 % от общей выборки гранатов перидотитовой ассоциации и мегакристов для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 3 % для тр. им. В. Гриба. Гранаты Lz-1-2 показывают более широкие вариации состава по концентрациям Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.0—6.5 мас. %), TiO<sub>2</sub> (0.1—0.6 мас. %; TiO<sub>2cp.</sub> = 0.3 мас. %) и Zr (1—58 ppm), с содержанием Y (4—17 ppm) в диапазоне, идентичном для гранатов Lz-1-1, но имеют обогащение в области РЗЭ (до 8 х. ед.) (см. рис. 9). Гранаты Lz-1-2 составляют 18 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 5 % для тр. им. В. Гриба. По содержанию Zr и Y все гранаты Lz-1-1 из двух трубок, 60 % гранатов Lz-1-2 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 14 % гранатов Lz-1-2 из тр. им. В. Гриба соответствуют полю «деплементированных пород» [Griffin et al., 1999] (рис. 10).



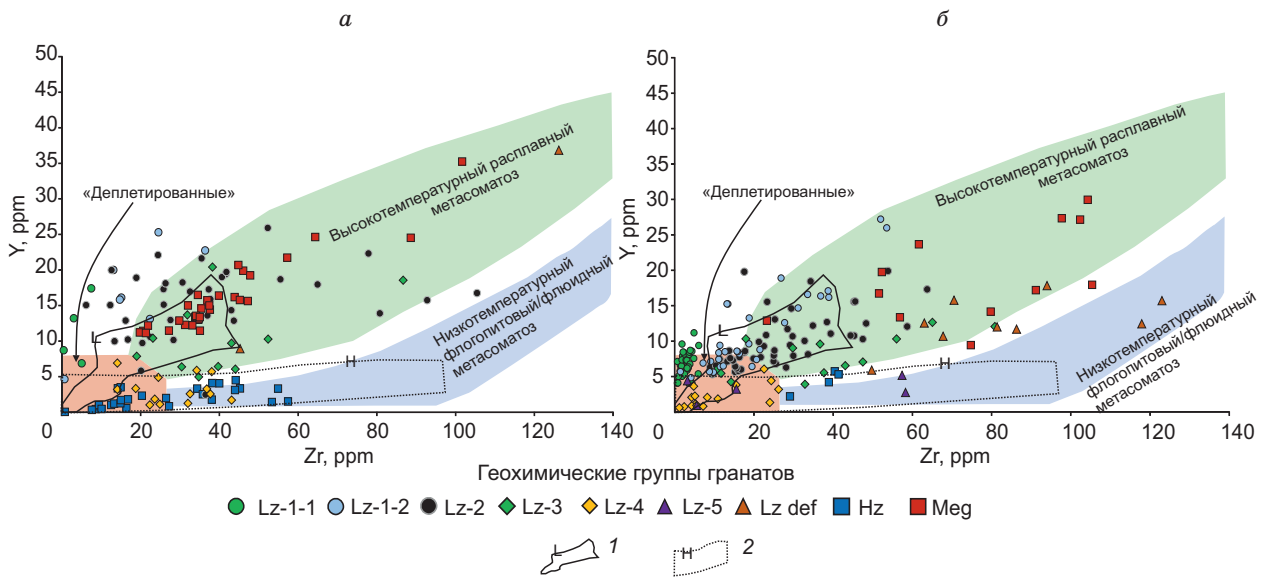
**Рис. 9.** Нормированные на хондрит [McDonough, 1995] концентрации редкоземельных элементов в девяти «геохимических» группах гранатов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (Г) и ЦНИГРИ-Архангельская (Ц) с указанием % количества зерен каждой группы от общего количества гранатов ассоциаций перидотитов и мегакристов.

Состав гипотетического дометасоматического граната [Stachel et al., 2004], BD3736/1 [Gibson, 2017], VMG327-1 [Stachel et al., 2018]. В центре рисунка — положение полей составов гранатов каждой группы на графике [Sobolev et al., 1973]. 1 — составы гранатов из включений в алмазах ААП [Кваснича и др., 1993; Соболев и др., 1997; Garanin et al., 2021], 2 — составы гранатов ассоциации деформированных лерцолитов, 3 — средний состав гранатов группы, 4 — область составов всех гранатов группы.

**Группа Lz-2** объединяет гранаты лерцолитового парагенезиса, имеющие плоский спектр распределения ТРЗЭ ( $Yb_n/Gd_n = 0.8—3.0$ ). Большинство гранатов этой группы содержат от низких до средних концентрации  $Cr_2O_3$  (1.0—6.0 мас. %); высокие содержания  $Cr_2O_3$  (6.1—9.0 мас. %) установлены в единичных зернах (см. рис. 9). Гранаты Lz-2 содержат в целом более высокие концентрации  $TiO_2$  (0.1—0.7 мас. %;  $TiO_{2cp} = 0.4$  мас. %) и Zr (6—105 ppm) по сравнению с гранатами Lz-1, при идентичных содержаниях Y (5—26 ppm). Гранаты Lz-2 составляют 30 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 28 % для тр. им. В. Гриба. В распределении Zr и Y 60 % гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская соответствует полю «деплементированных пород» ([Griffin et al., 1999], см. рис. 10, б), но 94 % гранатов из тр. им. В. Гриба соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 10, а).

**Группа Lz-3** объединяет гранаты лерцолитовой ассоциации с «горбатым» спектром распределения РЗЭ (см. рис. 9). Гранаты этой группы содержат от средних до высоких концентраций  $Cr_2O_3$  (4.5—10.3 мас. %) и  $TiO_2$  в диапазоне 0.1—0.5 мас. % ( $TiO_{2cp} = 0.3$  мас. %). По концентрациям Zr (11—87 ppm) и Y





**Рис. 10.** Положение точек составов ксенокристов гранатов девяти геохимических групп из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (а) и ЦНИГРИ-Архангельская (б) на диаграмме [Griffin et al., 1999].

Данные по составам гранатов из включений в алмазах, по [Stachel, Harris, 2008; Stachel et al., 2018]. 1, 2 — пиропы лерцолитового (1) и гарцбургитового (2) парагенезиса из включений в алмазах мира.

(3—20 ppm) 70 % гранатов этой группы из тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 82 % гранатов тр. им. В. Гриба соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 10). Доля гранатов этой группы составляет 8 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 10 % для тр. им. В. Гриба.

**Группа Lz-4** представлена гранатами лерцолитового парагенезиса с синусоидальным спектром распределения РЗЭ (см. рис. 9). Все гранаты этой группы содержат высокие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (4.5—10.3 мас. %). Преобладающее большинство гранатов (70 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 85 % для тр. им. В. Гриба) содержат низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  (< 0.2 мас. %); для оставшихся зерен установлены содержания  $\text{TiO}_2$  до 0.5 мас. %. Все гранаты Lz-4 характеризуются низкими концентрациями Y (до 7 ppm) при варьирующих содержаниях Zr (1—50 ppm) и в распределении Zr/Y соответствуют полю «деплетированных пород» (94 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 65 % для тр. им. В. Гриба) или тренду низкотемпературного флогопитового/флюидного метасоматоза [Griffin et al., 1999] (см. рис. 10). Гранаты Lz-4 составляют по 10 % для обеих трубок.

**Группа Lz-5** объединяет пять зерен (3 %) низкохромистых ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3—4$  мас. %) гранатов лерцолитовой ассоциации из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, имеющих синусоидальный спектр распределения РЗЭ (см. рис. 9). Эти гранаты содержат варьирующие концентрации как  $\text{TiO}_2$  (0.09—0.35 мас. %), так и Zr (3—58 ppm) при низких содержаниях Y (1—5 ppm). В распределении Zr/Y составы гранатов соответствуют либо полю «деплетированных пород», либо тренду низкотемпературного флогопитового/флюидного метасоматоза (см. рис. 10, б).

**Группа Lz def** представлена зернами высокохромистых ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5.0—9.5$  мас. %) гранатов ассоциации деформированных лерцолитов с «горбатыми» спектрами распределения РЗЭ (см. рис. 9). Помимо высоких концентраций  $\text{TiO}_2$  (0.6—1.4 мас. %), все гранаты этой группы имеют стабильно высокие концентрации Zr (45—126 ppm) при варьирующих содержаниях Y (9—37 ppm). На диаграмме Zr—Y [Griffin et al., 1999] точки составов гранатов соответствуют трендам как высоко-, так и низкотемпературного мантийного метасоматоза (см. рис. 10). Гранаты Lz def составляют 5 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 1 % для тр. им. В. Гриба.

**Группа Hz** объединяет зерна высокохромистых ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 6.0—13.5$  мас. %), низкосреднекальциевых ( $\text{CaO} = 1.6—6.2$  мас. %) гранатов ассоциаций гарцбургитов и потенциально алмазоносных гарцбургит-дунитов, имеющих синусоидальный спектр распределения РЗЭ (см. рис. 9). Концентрации  $\text{TiO}_2$  в гранатах этой группы варьируют в широких пределах: от 0.01—0.20 мас. % для алмазной гарцбургит-дунитовой группы до 0.05—0.60 мас. % в группе гарцбургитов. Тем не менее все гранаты Hz показывают идентичность в распределении Zr и Y: варьирующие концентрации Zr (1—57 ppm) при стабильно низких содержаниях Y (0.3—5.3 ppm), соответствующие полям «деплетированных пород» и тренду низкотемпературного флогопитового/флюидного метасоматоза на диаграмме (см. рис. 10) [Griffin et al., 1999]. Доля гранатов Hz составляет 2 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 21 % для тр. им. В. Гриба.

**Группа Meg** представлена гранатами низкохромистой ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 4$  мас. %), высокотитанистой ( $\text{TiO}_2 = 0.7\text{—}1.4$  мас. %) мегакристной ассоциации со спектром распределения РЗЭ, показывающим небольшое фракционирование от СРЗЭ к ТРЗЭ ( $\text{Yb}_n/\text{Sm}_n = 1\text{—}10$  х. ед.; см. рис. 9). В распределении Zr-Y гранаты этой группы из двух трубок соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 10) при стабильно высоких концентрациях Zr (20—123 ppm) и Y (11—35 ppm). Определение концентраций РЭ в трех зернах гранатов группы Ti-гарцбургитов (т. е. по концентрациям СаО и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  определена принадлежность к полю низкохромистых гарцбургитов (см. рис. 2, а, б), но установлены не типичные для гарцбургитов высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.6—1.0 мас. %)) показало, что эти гранаты имеют характеристики, идентичные гранатам Meg: спектр распределения РЗЭ с небольшим фракционированием от СРЗЭ к ТРЗЭ ( $\text{Yb}_n/\text{Sm}_n = 5\text{—}10$  х. ед.), повышенные концентрации Zr (20—35 ppm) и Y (11—16 ppm) и соответствие тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 9). Концентрации РЭ в этих гранатах, схожие с таковыми с гранатами Meg и резко отличающиеся от таковых для гранатов Hz, позволяют отнести их к группе Meg. Гранаты Meg составляют 3 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская и 25 % для тр. им. В. Гриба.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

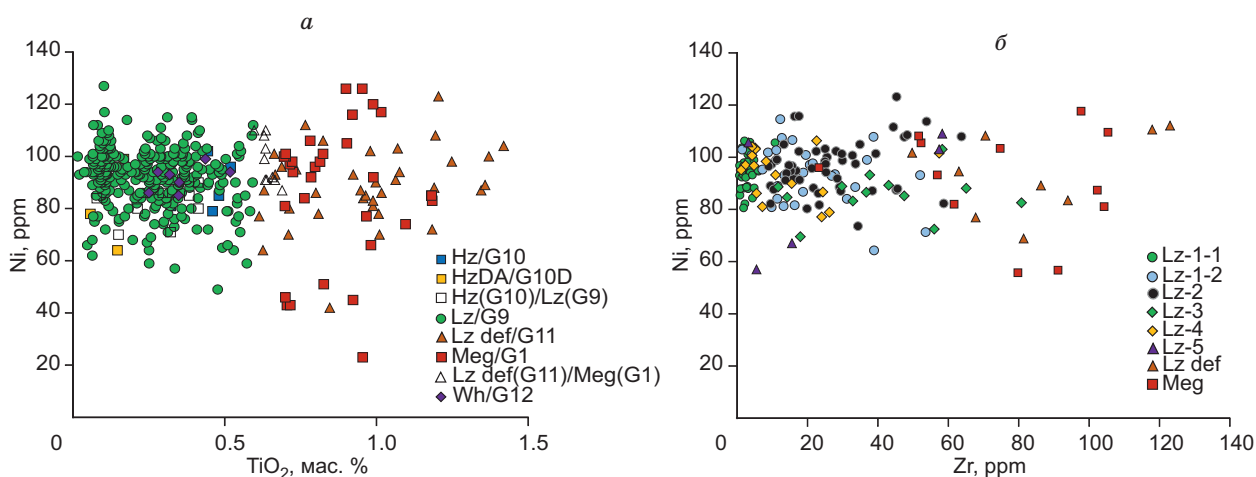
### Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районах кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Цнигри-Архангельская

Интерпретация составов ксенокристов гранатов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская, по [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004], показала, что в опробованных кимберлитами участках литосферной мантии преимущественно распространены гранатосодержащие лерцолиты при подчиненном количестве гранатосодержащих гарцбургитов. Установлено меньшее количество гранатов «алмазной ассоциации» для тр. ЦНИГРИ-Архангельская (0.7 %) по сравнению с таковыми для тр. им. В. Гриба (4 %). Можно предполагать незначительное количество пород верлитового типа в составе опробованных кимберлитами участках литосферной мантии в районах обеих трубок; ранее опубликованные данные по мантийным ксенолитам и ксенокристам из тр. им. В. Гриба также подтверждают этот вывод [Васильева и др., 2005; Саблуков и др., 2009; Щукина и др., 2012, 2015; Kargin et al., 2016; Shchukina et al., 2017]. Для литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба установлено наличие существенного количества эклогитов, от 9 до 11 %, по нашим данным и по [Shchukina et al., 2017], составы гранатов которых соответствуют таковым из крупнозернистых высоко- и низко-Mg эклогитов субдукционного генезиса [Shchukina et al., 2019], а также некоторым включениям в алмазах ААП [Соболев и др., 1997]. Общий процент гранатов, для которых установлена принадлежность к мегакристной ассоциации и деформированным лерцолитам, одинаковый и высокий (19 %) для обеих трубок с разницей между соотношением типов гранатов: гранаты мегакристной ассоциации существенно преобладают над таковыми из деформированных лерцолитов для тр. им. В. Гриба (17 и 2 %) и примерно в равном количестве обнаружены в тр. ЦНИГРИ-Архангельская (7 и 12 % соответственно). Оценка количества гранатов этих ассоциаций для любого кимберлитового объекта имеет важное значение, так как позволяет оценить, в первую очередь, масштабы проработки пород нижних частей литосферной мантии высокотемпературными силикатными или карбонатно-силикатными расплавами незадолго до внедрения кимберлита [Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Bussweiler et al., 2016; Kargin et al., 2017]. Тем не менее процент мегакристов гранатов и деформированных лерцолитов, полученный на основании интерпретации составов ксенокристов, может далеко не отражать их реальное количество в литосферной мантии. Во-первых, количество гранатов ассоциации деформированных лерцолитов может быть оценено только как минимальное для исследуемого объекта (учитывая гранаты с высоким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ ), но низкохромистые разновидности, которые являются скорее всего составляющими деформированных лерцолитов [Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013; Kargin et al., 2017], только в минимальном количестве, по всей видимости, отличимые от ассоциации мегакристов [Grütter et al., 2004]. Во-вторых, в концентрате минералов тяжелой фракции кимберлита процент гранатов мегакристной ассоциации всегда ложно завышен из-за крупных размеров (~1 см и более) зерен гранатов этого типа, их количество в раздробленном виде может преобладать над гранатами, например, гарцбургитовой ассоциации, которые в исходной породе могли быть в виде единичных зерен. Но с другой стороны, тот же процент гранатов мегакристной ассоциации скорее всего недооценен из-за того, что часть гранатов этого типа может соответствовать полю гарцбургитов в низкохромистой—низкокальциевой области на диаграммах [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004], т. е. составы этих гранатов не всегда совпадают с ранее выделенной областью мегакристов, по [Grütter et al., 2004]. Такие гранаты мегакристной ассоциации установлены для тр. им. В. Гриба и в настоящей работе (группа Ti-«гарцбургитов») и ранее в статье [Kargin et al., 2017]. На основании приведенных фактов для литосферной мантии в районах трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская может быть установлено только наличие и гра-

нат мегакристов, и деформированных лерцолитов без определения их количества. Тем не менее из около сотни мантийных перидотитов из тр. им. В. Гриба, информация о которых представлена в опубликованных работах [Саблуков и др., 2000; Гаранин и др., 2004; Щукина и др., 2012, 2015; Kargin et al., 2016], к настоящему времени обнаружен только один деформированный лерцолит [Kargin et al., 2017], что хоть косвенно, но может указывать на небольшое количество пород этого типа в литосферной мантии. Минимальный процент гранатов ассоциации деформированных лерцолитов для тр. ЦНИГРИ-Архангельская выше (12 %), чем таковой для тр. им. В. Гриба (2 %), что также косвенно может предполагать более высокое количество пород этого типа в строении литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская.

Термальный режим литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба, определенный по разным образцам мантийных пород разными исследователями [Kostrovitsky et al., 2004; Щукина и др., 2012, 2015; Afanasiev et al., 2013; Kargin et al., 2016], оценен в среднем как 36—38 мВ/м<sup>2</sup>, по [Hasterok, Chapman, 2011]. Проецирование значений параметра  $T_{Ni}$  [Canil, 1999] для гранатов на геотермы 36—38 мВ/м<sup>2</sup> позволяет реконструировать состав литосферной мантии в районе трубки. Породы лерцолитового типа были представлены на всем интервале литосферной мантии от ~90—100 до 180—210 км, гарцбурггиты — от ~105—120 до ~170—200 км, потенциально алмазоносные гарцбурггит-дуниты — от ~105—120 до ~160—190 км. Необходимо отметить, что практически все гранаты гарцбурггитовой (87 %) и потенциально алмазоносной гарцбурггит-дунитовой (97 %) ассоциаций имеют  $P$ - $T$ , соответствующие параметрам поля стабильности алмаза [Day, 2012]. Глубина нахождения нижней границы литосферной мантии может быть оценена как > 200 км. Мощность «алмазного окна» для литосферной мантии тр. им. В. Гриба может быть установлена по фактическим образцам от минимальной 70 км (по 38 мВ/м<sup>2</sup>) до максимальной 102 км (по 36 мВ/м<sup>2</sup>).

Термальный режим литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская ранее не был установлен. Результаты расчета  $P$ - $T$  параметров [Nimis, Taylor, 2000] для пяти зерен хромдиопсидов, составы которых соответствуют протоколу Л. Зиберны [Zibera et al., 2016], и  $P$  параметров для шести зерен гранатов, составы которых указывают на их возможное равновесие с хромитом [Grütter et al., 2006], свидетельствуют, что мощность теплового потока литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская может быть оценена как от ~38 до ~42 мВ/м<sup>2</sup>, что выше, чем определенная для литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба. На более высокие значения мощности теплового потока литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская указывают и более высокие концентрации Ni во всех группах гранатов (Ni > 60 ppm) перидотитовой ассоциации. Отсутствие каких-либо корреляций между концентрациями Ni и содержаниями TiO<sub>2</sub> и FeO, а также Zr, Y и Sm (рис. 11) исключает какой-либо локальный прогрев литосферной мантии, связанный с воздействием высокотемпературных силикатных расплавов. Можно полагать, что на время кимберлитового магматизма литосферная мантия вдоль всего ее разреза в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская была более прогретой, чем в районе тр. им. В. Гриба. Проецирование значений параметра  $T_{Ni}$  [Canil, 1999] для гранатов на геотермы 38—42 мВ/м<sup>2</sup> [Hasterok, Chapman, 2011] позволяет делать вывод, что центральная и нижняя части литосферной мантии, от 110—



**Рис. 11.** Соотношения концентраций Ni—TiO<sub>2</sub> (а) и Ni—Zr (б) в ксенокристаллах гранатов из кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская.

HzDA/G10D — гарцбурггит-дуниты «алмазной ассоциации», Hz/G10 — гарцбурггит-дуниты, Hz/Lz — переходная гарцбурггит-лерцолитовая группа, Lz/G9 — лерцолиты, Lz def/G11 — деформированные лерцолиты, Wh/G12 — верлиты, Meg/G1 — мегакристы, Lz def (G11)/Meg (G1) — переходная группа мегакристы/деформированные лерцолиты.

140 до 150—180 км, в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская были в основном представлены лерцолитами, но в интервалах от 130—160 до 150—175 км может быть зафиксировано наличие пород гарцбургитового типа, в том числе потенциально алмазоносных гарцбургит-дунитов. Глубина нахождения нижней границы литосферной мантии может быть оценена как минимальная ~ 165 км и максимальная ~ 195 км, а мощность «алмазного окна» — от минимальной 10 до максимальной 60 км, что значительно меньше, чем таковые для тр. им. В. Гриба.

Ранее [Lehtonen et al., 2009] было показано, что состав и строение литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок ААП в пределах одного поля, так и в разных полях, в том числе в районах промышленно алмазоносных объектов, показывают существенные вариации. Например, наибольшая мощность литосферной мантии в районе алмазоносных трубок Золотицкого поля установлена для тр. Архангельская: нижняя граница предполагается на глубине ~210 км. Для вблизи расположенных кимберлитовых трубок Ломоносовская и Пионерская нижняя граница литосферной мантии может находиться на уровне ~170 км (на основании составов гранатов лерцолитового типа из [Lehtonen et al., 2009]). При этом положение потенциально алмазоносных гранатосодержащих пород гарцбургит-дунитового типа предполагается в глубинных частях литосферной мантии в интервалах 190—210 км для тр. Архангельская и 130—160 км для трубок Ломоносовская и Пионерская [Lehtonen et al., 2009]. Также было предположено, что в качестве источников алмазов существенное значение могли иметь хромитосодержащие гарцбургиты, для которых установлено расположение в литосферной мантии в интервале 130—170 км для всех трех трубок. Мощности теплового потока литосферной мантии и глубины нижней границы в районах высокоалмазоносных кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Архангельская могут быть оценены как идентичные, но в строении наблюдаются различия. Для трубки им. В. Гриба установлено наличие и гарцбургитов, и потенциально алмазоносных гарцбургит-дунитов как в центральной, так и в нижней частях литосферной мантии от ~ 105—120 до 160—200 км. Отсутствие положительной корреляции между значениями Mg# и расчетной глубиной для гранатов лерцолитовой и гарцбургит-дунитовой ассоциаций (см. рис. 11) исключает более деплетированный состав пород в нижней части литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба, в то время как для тр. Архангельская (а также для трубок Ломоносовская и Пионерская) эта положительная корреляция наблюдается [Lehtonen et al., 2009]. Наличие высокохромистых (> 7 мас. %) гранатов лерцолитового парагенезиса на всем участке литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба (см. рис. 8, 11) свидетельствует, что процессы рефертилизации могли быть проявлены вдоль всего ее разреза, а для трубки Архангельская — преимущественно в нижних частях литосферной мантии [Lehtonen et al., 2009].

К настоящему времени данные по *P-T* параметрам для мантийных ксенолитов и ксенокристов хромдиопсидов для кимберлитовых трубок Кепинского поля отсутствуют, что не позволяет получить точные оценки мощности теплового потока литосферной мантии в районе какого-либо объекта. Тем не менее в ряде работ [Griffin, O'Reilly, 2005; Саблуков и др., 2009; Lehtonen et al., 2009] установлено, что гранаты из нескольких кимберлитовых трубок Кепинского поля имеют стабильно повышенные концентрации Ni по сравнению с таковыми из алмазоносных трубок Золотицкого поля и тр. им. В. Гриба, что указывает на более высокие значения мощности теплового потока литосферной мантии. Данные по гранатам из тр. ЦНИГРИ-Архангельская также подтверждают этот вывод. Таким образом, в литосферной мантии ААП наблюдаются существенные вариации не только в ее составе и строении, но также и в термальном режиме. Этапы термальной эволюции литосферной мантии были и ранее зафиксированы для некоторых алмазоносных районов мира (кратоны Слэйв и Супериор в Канаде, кратон Каапвааль на юге Африки, Минас-Жерайс в Бразилии [Grütter, 2009], Сибирский кратон в России [Тычков и др., 2018; Skuzovatov et al., 2022]), которые, как правило, имеют пространственную и временную связь с различными тектонотермальными событиями. В настоящее время считается [Третьяченко, 2008; Божко и др., 2021], что трубки ААП были сформированы в два этапа: в период 410—380 млн лет образовались неалмазоносные и слабоалмазоносные магматические объекты Кепинского, Ижмозерского и Мельского полей, а в период 375—340 млн лет — магматические объекты Золотицкого и Верхотинского полей, в том числе промышленно алмазоносные кимберлиты. Составы гранатов из нескольких кимберлитовых трубок Кепинского поля [Griffin, O'Reilly, 2005; Саблуков и др., 2009; Lehtonen et al., 2009], в том числе из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, свидетельствуют, что на данной территории в период первой стадии кимберлитового магматизма ААП литосферная мантия могла быть более прогретой, менее мощной и с меньшим количеством пород, которые потенциально могли содержать алмазы по сравнению с литосферной мантией в районах высокоалмазоносных кимберлитовых трубок Золотицкого поля и тр. им. В. Гриба.

### **Метасоматические преобразования литосферной мантии в районах кимберлитовых трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская**

Данные по концентрациям главных и редких элементов в гранатах из высокоалмазоносной кимберлитовой тр. им. В. Гриба и слабоалмазоносной кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская позволя-



ют реконструировать типы, этапы и последовательность метасоматических преобразований пород литосферной мантии в районе данных кимберлитовых объектов. Это, прежде всего, позволяет выяснить, является ли масштабная проработка пород литосферной мантии высокотемпературными силикатными расплавами в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская главной причиной ее слабой алмазоносности [Каргин и др., 2020], что ранее также было предложено и для других слабо- и неалмазоносных кимберлитовых трубок Кепинского поля [Griffin, O'Reilly, 2005; Саблуков и др., 2009].

Низкокальциевые высокохромистые гранаты гарцбургитовой ассоциации с синусоидальными спектрами распределения РЗЭ (группа Hz) являются прямым свидетельством наличия в литосферной мантии сильнодеплетированных перидотитов (дуниты и гарцбургиты), испытавших впоследствии воздействие СНО флюида или расплава [Stachel et al., 1998, 2004; Stachel, Harris, 2008; Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015; Shu, Brey, 2015; Shchukina et al., 2017], в результате чего образование и гранатов Hz, и алмазов могло происходить в рамках единого процесса [Stachel et al., 1998, 2004; Shu, Brey, 2015]. Гранаты Hz являются самым распространенным типом гранатов из включений в алмазах [Stachel, Harris, 2008; Stachel et al., 2022], поэтому их наличие в магматическом объекте [Agasheva, 2021] или шлихоминералогических пробах [Shchukina et al., 2019a; Skuzovatov et al., 2022] рассматривается как позитивный признак перспектив потенциальной алмазоносности объекта или района [Stachel et al., 2004]. Гранаты Hz (в том числе с единообразным распределением Y и Zr) обнаружены как в высокоалмазоносном кимберлите тр. им. В. Гриба, так и в слабоалмазоносной кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская, но в значительно различающихся количествах: 21 % для тр. им. В. Гриба и 2 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская, что свидетельствует о гораздо меньшей степени сохранности истощенных перидотитов с признаками воздействия низкотемпературного «флюидного» метасоматоза [Stachel et al., 2004], способствующей процессам возможного алмазообразования в литосферной мантии, в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская по сравнению с таковыми в районе тр. им. В. Гриба.

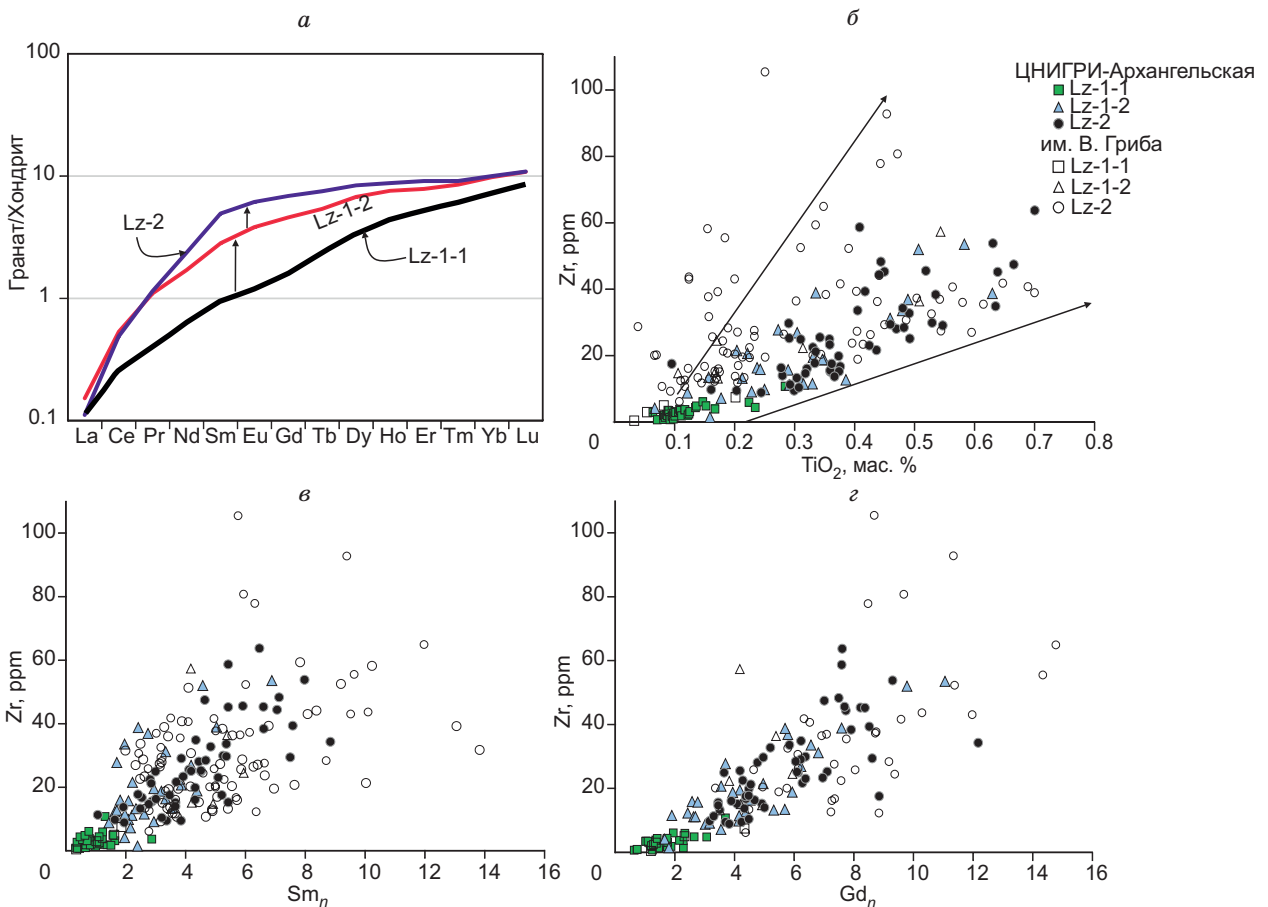
Высокохромистые гранаты лерцолитового парагенезиса с синусоидальными спектрами распределения РЗЭ (группа Lz-4) являются свидетельством начала процессов рефертилизации литосферной мантии, т. е. эволюции от гарцбургитов к лерцолитам [Griffin et al., 1999; Howarth et al., 2014] под воздействием СНО флюида или расплава (вероятнее, карбонатитового состава) с высокими значениями отношений ЛРЗЭ/ТРЗЭ [Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015; Shu, Brey, 2015; Cherpurov et al., 2019]. Этот этап рассматривается как начальная стадия устойчивого перехода от доминирующего «флюидного» типа метасоматоза в литосферной мантии к расплавному [Stachel, Harris, 2008; Viljoen et al., 2014]. Гранаты Lz-4 также являются распространенным типом граната из включений в алмазах [Stachel, Harris, 2008; Stachel et al., 2022], а в некоторых кимберлитовых объектах — преобладающим типом [Creighton et al., 2008; Stachel et al., 2018]. Этот факт указывает на то, что метасоматические процессы в литосферной мантии, приводящие к преобразованию истощенных гарцбургит-дунитов в менее деплетированные лерцолиты (с гранатами Lz-4), не имеют разрушительного эффекта на сохранность алмазов в породах литосферной мантии. Редкие опубликованные данные по составам гранатов из включений в алмазах кимберлитовых трубок ААП [Квасница и др., 1993; Соболев и др., 1997; Garanin et al., 2021] показали, что наряду с высокохромистыми/низкокальциевыми гранатами гарцбургит-дунитовой «алмазной» ассоциации [Sobolev et al., 1973] во включениях также обнаружены гранаты высокохромистых переходной гарцбургит-лерцолитовой и лерцолитовой групп (см. рис. 9). Гранаты Lz-4 обнаружены в равном количестве (по 10 %) в кимберлитовых трубках им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская, но в работе [Shchukina et al., 2017] доля гранатов Lz-4 для тр. им. В. Гриба выше и оценена в 16 %. В любом случае, на этапах кимберлитового магматизма в литосферной мантии в районах двух трубок с разной степенью алмазоносности может быть установлено сохранение потенциально алмазоносных высокохромистых лерцолитов.

Средневысокохромистые пиропы лерцолитовой ассоциации с «горбатым» спектром распределения РЗЭ (группа Lz-3) являются свидетельством воздействия высокотемпературных силикатных расплавов, обогащенных ЛРЗЭ [Doucet et al., 2013; Howarth et al., 2014; Похиленко и др., 2015; Shchukina et al., 2017], что, в свою очередь, указывает на начало доминирования в литосферной мантии расплавного типа мантийного метасоматоза. На силикатный состав метасоматизирующего агента указывают и высокие концентрации ТРЗЭ в гранатах, и их обогащение TiO<sub>2</sub>, Y и Zr, соответствующее тренду высокотемпературного силикатного мантийного метасоматоза или переходной области от «флюидного» к «расплавному» типу (см. рис. 10). Обнаружение гранатов Lz-3 в виде включений в алмазах, но в значительно меньших количествах по сравнению с Hz и Lz-4 [Stachel, Harris, 2008; Viljoen et al., 2014; Stachel et al., 2018] не исключает возможность образования алмазов на данном этапе мантийного метасоматоза, но и не позволяет однозначно рассматривать их как ассоциирующие процессам алмазообразования для ААП, так как к настоящему времени данные по концентрациям РЭ в гранатах-включениях в алмазах ААП отсутствуют, а для литосферной мантии в районах разных кимберлитовых объектов могут наблюдаться специфические особенности процессов алмазообразования [Viljoen et al., 2014, 2018; Shatsky et al., 2015; Stachel et al.,

2018; Skuzovatov et al., 2022]. Доля гранатов Lz-3 составляет 10 и 21 %, по [Shchukina et al., 2017], для тр. им. В. Гриба и 8 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская, это свидетельствует, что на этапе кимберлитового магматизма в литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская были сохранены лерцолиты, еще не испытавшие обширное влияние высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза, но, вероятнее всего, в меньших количествах по сравнению с таковыми для тр. им. В. Гриба.

Низкохромистые пиропы лерцолитовой ассоциации с плоским спектром распределения СРЗЭ-ТРЗЭ (группа Lz-2), мегакристы (Meg) и высокохромистые пиропы группы деформированных лерцолитов (Lz def) являются прямым свидетельством воздействия высокотемпературных расплавов на породы литосферной мантии. Несмотря на то, что в качестве метасоматизирующих агентов для каждой группы гранатов рассматриваются различные по составу расплавы [Kostrovitsky et al., 2004; Agashev et al., 2013; Doucet et al., 2013; Ziberna et al., 2013; Howarth et al., 2014; Shchukina et al., 2017; Tappe et al., 2017], считается, что воздействие этого типа метасоматоза негативно влияет на сохранность алмазов в породах литосферной мантии [Viljoen et al., 2014; Agashev et al., 2018]. Как было указано выше, провести корректную оценку масштабности влияния этого типа метасоматоза на породы литосферной мантии в районах высокоалмазоносной тр. им. В. Гриба и слабоалмазоносной тр. ЦНИГРИ-Архангельская на основании процентного количества гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов невозможно: можно только предполагать большее количество деформированных лерцолитов в нижних частях литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская на этапе кимберлитового магматизма (по сравнению с тр. им. В. Гриба). Поэтому для оценки степени влияния высокотемпературного силикатного мантийного метасоматоза необходимо использовать данные по гранатам группы Lz-2. Последние, как правило, являются самым распространенным типом гранатов, обнаруженных в ксенолитах лерцолитов из кимберлитов мира [Stachel et al., 1998; Agashev et al., 2013; Ziberna et al., 2013; Howarth et al., 2014], в том числе и для кимберлитовых трубок ААП [Lehtonen et al., 2009; Щукина и др., 2015; Kargin et al., 2016]. Обогащение гранатов Lz-2  $\text{TiO}_2$ , FeO, Y, Zr, ТРЗЭ и обеднение CaO,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и ЛРЗЭ указывает на силикатный состав метасоматизирующего агента [Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014; Похиленко и др., 2015; Shchukina et al., 2017], а сами гранаты Lz-2 представляют собой конечный продукт процесса эволюции состава гранатов от истощенного гарцбургитового к высокохромистому и затем низкохромистому лерцолитовому [Howarth et al., 2014; Похиленко и др., 2015]. Существенное преобладание гранатов Lz-2 при минимальном количестве (или полном отсутствии) гранатов Hз и Lz-4 в магматическом объекте или шлихоминералогических пробах рассматривается как негативный признак потенциальной алмазоносности объекта или территории при поисково-разведочных работах на алмазы [Shchukina et al., 2019a]. Доля гранатов Lz-2 высокая для обеих трубок: 28 и 38 %, по [Shchukina et al., 2017], для тр. им. В. Гриба и 30 % для тр. ЦНИГРИ-Архангельская. Тем не менее гранаты Lz-2 из тр. им. В. Гриба систематически содержат более высокие концентрации Y, и Zr по сравнению с таковыми из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, и практически все (94 %) соответствуют тренду высокотемпературного силикатного мантийного метасоматоза (см. рис. 10). Только 50 % гранатов Lz-2 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская по содержанию Y и Zr соответствует тренду высокотемпературного силикатного мантийного метасоматоза (см. рис. 10, б) и при одинаковых с гранатами Lz-2 из тр. им. В. Гриба концентрациях  $\text{TiO}_2$  преимущественно имеют более низкие содержания Zr, образуя отличительный от тр. им. В. Гриба тренд в распределении  $\text{TiO}_2$ —Zr (рис. 12). Эти данные свидетельствуют, что степень проработки пород литосферной мантии высокотемпературными силикатными расплавами в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская не может быть оценена как более масштабная по сравнению с таковой в районе тр. им. В. Гриба. Несоответствия составов гранатов Lz-2 из двух трубок могут указывать как на некоторые различия в составе метасоматизирующих агентов, так и на иной эволюционный тренд изменения состава мантийных гранатов в литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская, что будет показано ниже.

Яркой отличительной особенностью гранатов из тр. ЦНИГРИ-Архангельская является большое количество (40 %) гранатов группы Lz-1 (22 % Lz-1-1 и 18 % Lz-1-2). В трубке им. В. Гриба гранаты этого типа также обнаружены, но в существенно более низких количествах (8 %), из которых доля гранатов Lz-1-1 составляет 3 % и < 1 %, по [Shchukina et al., 2017], а Lz-1-2 — 5 %. Гранаты Lz-1-1 обеднены  $\text{TiO}_2$ , ЛРЗЭ, Y и Zr и имеют фракционированный спектр от ЛРЗЭ к ТРЗЭ ( $\text{ЛРЗЭ}_n/\text{СРЗЭ}_n \ll 1$  и  $\text{ЛРЗЭ}_n/\text{ТРЗЭ}_n \ll 1$ ) и  $\text{Nd}_n/\text{Y}_n < 1$ , что свидетельствует об отсутствии признаков какого-либо метасоматического обогащения, т. е. составы этих гранатов могут рассматриваться как «дометасоматического» («pre-metasomatic») [Stachel et al., 2004, 2022; Gibson et al., 2013; Shu, Brey, 2015; Gibson, 2017; Shchukina et al., 2017]). Гранаты Lz-1-1 обнаружены в виде включения в алмазе из кимберлита тр. Виктор в Канаде [Stachel et al., 2018], в шести ксенолитах лерцолитов из тр. им. В. Гриба [Щукина и др., 2015] и в виде граната расплавно-генезиса в мегакристе ортопироксена из кимберлита Джагерсфонтейн кратона Каапвааль [Gibson, 2017]. Необходимо отметить, что по сравнению с составом гипотетического «дометасоматического» граната [Stachel et al., 2004; Gibson et al., 2013; Shu, Brey, 2015; Gibson, 2017] гранаты Lz-1-1 из трубок ЦНИГРИ-Архангельская и им. В. Гриба, так же как из работ [Gibson, 2017; Stachel et



**Рис. 12.** Эволюция составов гранатов из кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская от группы Lz-1-1 к группам Lz-1-2 и Lz-2 в распределении редкоземельных элементов (а), нормированных на хондрит [McDonough, Sun, 1995], и в корреляциях Zr—TiO<sub>2</sub> (б), Zr—Sm<sub>n</sub> (в), Zr—Gd<sub>n</sub> (г).

al., 2018], показывают слегка более высокие концентрации ЛРЗЭ, а также СРЗЭ в некоторых образцах (см. рис. 12). Согласно моделированию [Weiss et al., 2009; Shu, Brey, 2015], даже влияние небольшого количества карбонатитового или кимберлитового расплава (0.15 % [Shu, Brey, 2015]) или высокомагнетического карбонатитового флюида [Weiss et al., 2009] приводит к одновременному увеличению концентраций ЛРЗЭ и СРЗЭ в «дометасоматических» гранатах, что не наблюдается в гранатах Lz-1-1. Высокое отношение Y/Zr (41) в гранате Lz-1-1 из включения в алмазе кимберлитовой тр. Виктор позволило предполагать влияние MARID типа мантийного метасоматоза [Stachel et al., 2018], который может быть идентифицирован в гранатах по тренду увеличения концентраций Y при постоянно низких содержаниях Zr [Gregoire et al., 2003; Creighton et al., 2009]. Все гранаты Lz-1-1 из трубок ЦНИГРИ-Архангельская и им. В. Гриба содержат очень низкие концентрации Y и Zr (см. рис. 10, б) при соотношении Y/Zr от 0.6 до 10, что исключает влияние этого типа мантийного метасоматоза на гранаты Lz-1-1. Отсутствие признаков воздействия какого-либо метасоматоза («флюидного» или расплавного) на гранаты Lz-1-1 из трубок ЦНИГРИ-Архангельская и им. В. Гриба позволяет рассматривать их как реальные образцы «дометасоматических» гранатов, подобные образцу граната типа Lz-1-1 из мегакриста ортопироксена из кимберлита Джагерсфонтейн (обр. BD3736/1 в [Gibson, 2017]), который рассматривается как свидетельство наличия в верхних частях литосферной мантии (~ 90 км) пород, не подверженных какому-либо типу мантийного метасоматоза [Gibson, 2017]. Ксенокристы гранатов группы Lz-1-1 из тр. им. В. Гриба характеризуются параметром  $T_{Ni}$  от 770 до 890 °C (наши данные и по [Shchukina et al., 2017]) и  $P$  от ~34 до ~ 40 кбар; для ксенолитов лерцолитов из тр. им. В. Гриба, содержащих гранаты Lz-1-1, расчетные параметры  $P$ - $T$  установлены в диапазоне 650—850 °C и 23—37 кбар [Щукина и др., 2015]. Эти данные позволяют предполагать расположение лерцолитов с гранатами Lz-1-1 в верхних частях литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба, от ~ 70 до ~120 км, при  $P$ - $T$  стабильности графита или вблизи переходных графит—алмаз условий. Гранаты Lz-1-1 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская имеют уз-

кий диапазон вариаций  $T_{Ni}$  от 1150 до 1220 °С и могут представлять 10—12-километровый интервал литосферной мантии.

Гранаты Lz-1-2 из трубок ЦНИГРИ-Архангельская и им. В. Гриба показывают прогрессирующий тренд увеличения концентраций  $TiO_2$ , Y, Zr, а также CPЗЭ от составов гранатов Lz-1-1, с сохранением фракционированного спектра от CPЗЭ к TPЗЭ. Положительные корреляции  $TiO_2$ , Zr и CPЗЭ (см. рис. 12) свидетельствуют, что обогащение гранатов этими элементами происходило в рамках единого процесса. Тем не менее преобладающее большинство гранатов Lz-1-2 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская образуют единообразный тренд обогащения  $TiO_2/Zr$  от гранатов Lz-1-1 к Lz-2, что свидетельствует о том, что преобладающее большинство гранатов Lz-2 является результатом эволюции составов «дометасоматических» гранатов под воздействием метасоматического агента. С учетом характера обогащения гранатов Lz-1-2, в том числе низкими значениями ЛРЗЭ/ТРЗЭ, влияние карбонатитового или «флюидного» типа метасоматоза может быть исключено, а состав метасоматирующего агента может быть оценен только как силикатный. Результаты расчета  $P$ - $T$  параметров для гранатов Lz-1-2 и Lz-2 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская говорят о том, что лерцолиты с гранатами Lz-1-2 могли представлять ~ 30-километровый интервал литосферной мантии (126—156 или 153—180 км), а лерцолиты с гранатами Lz-2 — 20—24 км литосферной мантии от 129 до 150 км или 159—183 км. Высокое процентное количество гранатов Lz-1-1 (без признаков влияния какого-либо метасоматического обогащения), Lz-1-2 (слабая степень метасоматического обогащения силикатным расплавом) и Lz-2 (конечный продукт эволюции гранатов Lz-1-1 под воздействием силикатного расплава) в тр. ЦНИГРИ-Архангельская указывает, что большая часть пород, находящихся в центральной и нижней частях литосферной мантии, в том числе при  $P$ - $T$  параметрах стабильности алмаза, никогда не испытывали воздействие карбонатитового или «флюидного» типа мантийного метасоматоза, которое могло ассоциировать процессам алмазообразования. Все гранаты Lz-1-2 из тр. им. В. Гриба соответствуют тренду обогащения  $TiO_2/Zr$  от гранатов Lz-1-1 к Lz-2 из тр. ЦНИГРИ-Архангельская, но преобладающее большинство гранатов Lz-2 из тр. им. В. Гриба показывает абсолютно другой характер обогащения  $TiO_2/Zr$ , с более высокими концентрациями Zr (см. рис. 12, б). Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что лерцолиты с гранатами Lz-2, образование которых в породах может быть рассмотрено как конечный продукт эволюции состава граната Lz-1-1, в малом количестве были распространены в литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба, а большая часть лерцолитов с гранатами Lz-2 были именно конечным продуктом рефертилизации литосферной мантии при доминирующем силикатном типе мантийного метасоматоза. Наличие в тр. ЦНИГРИ-Архангельская большого количества гранатов Lz-1-1 и Lz-1-2 с признаками отсутствия или слабого воздействия силикатного мантийного метасоматоза исключает широкомасштабное воздействие высокотемпературных силикатных расплавов в центральной и нижней частях литосферной мантии.

## ВЫВОДЫ

Интерпретация концентраций главных и редких элементов в ксенокристаллах гранатов из высокоалмазоносной кимберлитовой тр. им. В. Гриба и слабоалмазоносной кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская позволила реконструировать основные параметры литосферной мантии в районах двух кимберлитовых объектов с разной степенью алмазоносности.

На этапе кимберлитового магматизма в литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба фиксируется преимущественная распространенность лерцолитов от ~ 90—100 до 180—210 км при сохранности в подчиненном количестве деплетированных гарцбургит-дунитов в интервале от ~ 105—120 до ~ 170—200 км, в том числе потенциально алмазоносных разновидностей в интервале от ~ 105—120 до ~ 160—190 км. Для литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба также установлено наличие существенного количества эклогитов, составы гранатов которых соответствуют таковым из крупнозернистых высоко- и низко-Mg эклогитов субдукционного генезиса, в том числе и некоторым гранатам эклогитового парагенезиса из включений в алмазах ААП. Глубина нахождения нижней границы литосферной мантии может быть оценена как > 200 км, а мощность «алмазного окна», определенная по фактически изученным образцам, может варьировать от минимальной 70 км до максимальной 102 км. До этапа кимберлитового магматизма изначально истощенные перидотиты литосферной мантии испытали несколько этапов воздействия низкотемпературного «флюидного»/карбонатитового и высокотемпературного силикатного типов мантийного метасоматоза. Среди гранатов перидотитовой ассоциации отмечается высокий процент (31 % от общего количества гранатов ассоциаций перидотитов и мегакритов) высокохромистых низко- и среднекальциевых пиропов с синусоидальными спектрами распределения PЗЭ (группы Nz и Lz-4), имеющих геохимические признаки воздействия СНО флюида/расплава с высокими значениями отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ; образование этих гранатов могло ассоциировать процессам алмазообразования в породах литосферной мантии. Отсутствие положительной корреляции между значениями Mg# и расчетной глубиной для гранатов лерцолитовой и гарцбургит-дунитовой ассоциаций исключает более де-



плетированный состав пород в нижней части литосферной мантии. Процессы рефертилизации пород литосферной мантии, связанные с влиянием высокотемпературных силикатных расплавов, зафиксированы вдоль всего ее разреза. Высокая алмазоносность кимберлитовой тр. им. В. Гриба обусловлена сочетанием нескольких факторов, касающихся состава и строения участка опробованной кимберлитом литосферной мантии: 1) «холодный» режим при мощности теплового потока 36—38 мВ/м<sup>2</sup>; 2) значительная мощность «алмазного окна» (70—102 км) при предполагаемой глубине нахождения нижней границы литосферной мантии > 200 км; 3) высокий процент сохранности потенциально алмазоносных пород при *P-T* параметрах стабильности алмаза, несмотря на высокую степень проработки пород литосферной мантии высокотемпературными силикатными расплавами.

На этапе кимберлитового магматизма в центральной и нижней частях литосферной мантии в районе кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская в интервале от 110—140 до 150—180 км фиксируется преимущественная распространенность лерцолитов; в интервалах литосферной мантии от 130—160 до 150—175 км зафиксирована сохранность деплетированных гарцбургит-дунитов, в том числе потенциально алмазоносных разновидностей, но в гораздо меньших количествах по сравнению с тр. им. В. Гриба. Стабильно высокие содержания Ni во всех гранатах перидотитовой ассоциации и отсутствие каких-либо корреляций между концентрациями Ni и TiO<sub>2</sub>, FeO, Zr, Y и Sm исключают локальный прогрев литосферной мантии, связанный с воздействием высокотемпературных силикатных расплавов. Мощность теплового потока литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская может быть оценена как от ~38 до ~42 мВ/м<sup>2</sup> [Hasterok, Charman, 2011], что выше, чем определенная для литосферной мантии в районе тр. им. В. Гриба. Глубина нахождения нижней границы литосферной мантии может быть оценена как минимальная ~ 165 км и максимальная ~ 195 км, а мощность «алмазного окна» — от минимальной 10 до максимальной 60 км, что значительно меньше, чем таковые для тр. им. В. Гриба. Характер метасоматического обогащения перидотитов литосферной мантии в районе тр. ЦНИГРИ-Архангельская резко отличается от такового для тр. им. В. Гриба. Воздействие СНО флюида/расплава с высокими значениями отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ зафиксировано в составах гранатов групп Hz и Lz-4, представляющих небольшой 10—12-километровый интервал литосферной мантии, и этому же интервалу соответствуют расчетные *P-T* параметры гранатов Lz-3, которые являются представителями прогрессирующей эволюции состава гранатов от Lz-4 при смене доминирующего низкотемпературного «флюидного»/карбонатитового режима мантийного метасоматоза на высокотемпературный силикатный. Большая же часть литосферной мантии была представлена лерцолитами, последние до этапа внедрения кимберлита вообще не испытывали воздействия низкотемпературного «флюидного»/карбонатитового типа метасоматоза, которое могло способствовать процессам алмазообразования. Большое количество гранатов с признаками отсутствия или слабого воздействия силикатного мантийного метасоматоза исключает широкомасштабное воздействие высокотемпературных силикатных расплавов в центральной и нижней частях литосферной мантии и не может рассматриваться как первоочередная причина низкой алмазоносности кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская. Низкая алмазоносность кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская по сравнению с таковой в районе тр. им. В. Гриба обуславливается сочетанием следующих факторов: 1) более высокая мощность теплового потока литосферной мантии от 38 до 42 мВ/м<sup>2</sup>; 2) меньшая мощность «алмазного окна» от 10 до 60 км при предполагаемой глубине нахождения нижней границы литосферной мантии < 200 км; 3) слабая проработка как минимум пород центральной части литосферной мантии низкотемпературным СНО флюидом/расплавом, которые могли способствовать процессам алмазообразования; 4) минимальное сохранение потенциально алмазоносных перидотитов в нижней части литосферной мантии, что также могло быть связано с проработкой этого участка высокотемпературными силикатными расплавами, на что косвенно указывает высокий процент гранатов ассоциации деформированных лерцолитов.

Авторы выражают искреннюю благодарность заведующему отделу алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ» к.г.-м.н. Ю.К. Голубеву и к.г.-м.н. Н.А. Прусаковой (ФГБУ «ЦНИГРИ») за предоставление для изучения образцов ксенокристов гранатов и клинопироксенов из кимберлитовой тр. ЦНИГРИ-Архангельская. Авторы очень признательны д.г.-м.н. В.К. Гаранину и анонимному рецензенту за ценные замечания, которые помогли существенно улучшить качество рукописи.

Все аналитические работы выполнены при поддержке РФФ, грант № 20-77-10018. Отбор образцов кимберлита из тр. им. В. Гриба выполнен по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

Дополнительные материалы см. <https://sibran.ru/journals/SupplAgasheva.pdf>

## ЛИТЕРАТУРА

Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М., Парсадян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазоносная провинция. М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, 524 с.

- Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А.** Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия // *Петрология*, 2007, т. 15, № 4, с. 339—360.
- Божко Н.А., Прусакова Н.А., Громцев К.В.** Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулит-гнейсового пояса и перспективы его коренной алмазоносности // *Отечественная геология*, 2021, № 6, с. 45—64, doi:10.47765/0869-7175-2021-10031.
- Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К.** Спектроскопические особенности алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова // *Зап. РМО*, 2020, № 2, с. 1—11, doi:10.31857/S0869605520020082.
- Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К.** Термическая история алмаза из кимберлитовых трубок Архангельская и Карпинского-1 // *Зап. Горного института*, 2022, т. 255, с. 327—336, doi:10.31897/PMI.2022.57.
- Васильева Е.Р., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Писарев П.А.** Особенности состава важнейших минералов-индикаторов тяжелой фракции из месторождения алмазов им. В. Гриба // *Известия вузов. Геология и разведка*, 2005, т. 3, с. 33—41.
- Веричев Е.М.** Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба: Автореф. дис. к. г.-м. н., М., 2002, 43 с.
- Галимов Э.М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А., Махин А.И.** Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // *Геохимия*, 1994, № 1, с. 74—76.
- Галимов Э.М., Палажченко О.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Головин Н.Н.** Изотопный состав углерода алмазов Архангельской алмазоносной провинции // *Геохимия*, 2008, № 10, с. 1027—1036.
- Гаранин В.К., Васильева Е.Р., Веричев Е.М., Костровицкий С.И., Кудрявцева Т.П., Писарев П.А.** Минералогия мантийных ксенолитов из алмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Статья 1. Перидотиты, пироксениты, эклогиты // *Изв. вузов. Геология и разведка*, 2004, т. 6, с. 26—30.
- Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Голубева Ю.Ю.** Кепинские кимберлиты, Архангельская область // *Руды и металлы*, 2010, № 1, с. 38—45.
- Голубева Ю.Ю., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И., Хачатрян Г.К.** Особенности состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская (Зимнебережное поле) // *Сборник публикаций по результатам I и II научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой / Под ред. В.К. Гаранина*. М., Институт прикладной минералогии, 2008, с. 66—75.
- Гудимова А.И., Агашева Е.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П.** Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): данные по химическому составу ксенокристов граната и хромдиопсида // *ДАН*, 2022, т. 505, № 1, с. 38—45, doi: 31857/S2686739722070088.
- Каргин А.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Пересецкая Е.В., Голубева Ю.Ю., Лебедева Н.М., Третьяченко В.В., Хвостиков В.А., Бурмий Ж.П.** Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // *Петрология*, 2020, т. 28, № 4, с. 341—369.
- Квасница В.Н., Захарченко О.Д., Вишневский А.А., Мельников В.С.** Морфология минеральных включений в алмазах Беломорья // *Минералогический журнал*, 1993, т. 15, № 4, с. 38—46.
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В.** Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // *Геология рудных месторождений*, 2007, т. 49, № 6, с. 483—505.
- Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Васильев Е.А., Кязимов В.О., Матвеева О.П., Иванников П.В.** Новые данные о строении кристаллов алмаза кубического габитуса из месторождения им. М.В. Ломоносова // *Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология*, 2012, № 5, с. 12—18.
- Криулина Г.Ю., Искрина А.В., Зедгенизов Д.А., Бобров А.В., Гаранин В.К.** Особенности состава микровключений в кристаллах алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // *Геохимия*, 2019а, т. 64, № 9, с. 958—966, doi:10.31857/S0016-7525649958-966.
- Криулина Г.Ю., Васильев Е.А., Гаранин В.К.** Структурно-минералогические особенности алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская провинция): новые данные и их интерпретация // *ДАН*, 2019б, т. 486, № 6, с. 695—698, doi: 10.31857/S0869-56524866695-698.
- Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Логвинова А.М.** Электронно-зондовое определение примеси никеля в пиропсах для целей геотермометрии перидотитов // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (10), с. 1090—1093.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

**Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С.** Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // *Петрология*, 2016, т. 24, № 6, с. 607—639, doi: 10.7868/S0869590316040026.

**Мальковец В.Г., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В., Кузьмин Д.В., Гибшер А.А., Щукина Е.В., Головин Н.Н., Веричев Е.М., Похиленко Н.П.** Содержание элементов-примесей в оливинах из алмазов и ксенолитов перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // *ДАН*, 2011, т. 436, № 4, с. 515—520.

**Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А.** Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // *Петрология*, 1996, т. 4, № 5, с. 496—517.

**Перов В.А., Богомолов Е.С., Ларченко В.А., Левский Л.К., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Сергеев С.А., Степанов В.П.** Rb-Sr возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) // *ДАН*, 2005, т. 400, № 1, с. 88—92.

**Петров О.В., Лохов К.И., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Богомолов Е.С., Антонов А.В., Лепехина Е.Н., Саблуков С.М.** Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // *Региональная геология и металлогения*, 2006, т. 27, с. 158—167.

**Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н.** Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (1—2), с. 361—383, doi:10.15372/GiG20150120.

**Рагозин А.Л., Агашев А.М., Зедгенизов Д.А., Денисенко А.А.** Эволюция литосферной мантии в районе Накынского кимберлитового поля по данным изучения гранатов из ксенолитов мантийных перидотитов трубок Нюрбинская и Ботуобинская // *Геохимия*, 2021, т. 66, № 8, с. 694—708.

**Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // *Петрология*, 2000, т. 8, № 5, с. 518—548.

**Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л.** Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // *Труды IX Международного семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы»*. Изд-во Института географии СО РАН, 2009, с. 134—167.

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

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

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

**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.

**Третьяченко В.В.** Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья: Автореф. дис. ... к. г.-м. н., М., 2008, 30 с.

**Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Малыгина Е.В., Соболев Н.В.** Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (10), с. 1564—1585, doi:10.15372/GiG20181005.

**Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К., Анташук М.Г., Лобкова Л.П., Микоев И.И., Николаева Э.В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р.Н.** Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы, СПб, Наука, 2021, 409 с.

**Хачатрян Г.К.** Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // *Отечественная геология*, 2013, № 2, с. 29—42.

**Червяковская М.С., Червяковский В.С., Вотяков С.Л.** Локальный анализ микроэлементного состава силикатных минералов на масс-спектрометре Nexion 300S ЛА с приставкой NWR 213: методические аспекты // *Геодинамика и тектонофизика*, 2022, т. 13, № 2, с. 0605.

**Щукина Е.В., Головин Н.Н., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П.** Минералогия и *P-T* параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // *ДАН*, 2012, т. 444, № 6, с. 1—6.

**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.

**Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V., O'Brien H.O., Palessky S.V.** PT conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, № 70–71, p. 45—63, doi:10.1016/j.jseae.2013.03.002.

**Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S.** Metasomatism in the lithospheric mantle roots: Constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe // *Lithos*, 2013, № 160—161, p. 201—215, doi:10.1016/j.lithos.2012.11.014.

**Agashev A.M., Nakai S., Serov I.V., Tolstov A.V., Garanin K.V., Kovalchuk O.E.** Geochemistry and origin of the Mirny field kimberlites, Siberia // *Mineral. Petrol.*, 2018, № 112 (Suppl. 2), p. 597—608, doi:10.1007/s00710-018-0617-4.

**Agasheva E.V.** Magmatic material in sandstone shows prospects for new diamond deposits within the Northern East European platform // *Minerals*, 2021, v. 11 (4), Article 339, doi:10.3390/min11040339.

**Aulbach S., Stachel T.** Evidence for oxygen-conserving diamond formation in redox-buffered subducted oceanic crust sampled as eclogite // *Nat. Commun.*, 2022, v. 13, 1924, doi:10.1038/s41467-022-29567-z.

**Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M.** Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: Evidence for transitional kimberlite magma types // *Lithos*, 2000, v. 51, p. 47—73, doi:10.1016/S0024-4937(99)00074-2.

**Bussweiler Y., Stone R.S., Pearson D.G., Luth R.W., Stachel T., Kjarsgaard B.A., Menzies A.** The evolution of calcite-bearing kimberlites by melt-rock reaction: evidence from polymineralic inclusions within clinopyroxene and garnet megacrysts from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2016, v. 171, p. 65, doi:10.1007/s00410-016-1275-3.

**Canil D.** The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 136, p. 240—246, doi:10.1007/s004100050535.

**Chepurov A.A., Faryad S.W., Agashev A.M., Strnad L., Jedlicka R., Turkin A.I., Mihaljevic M., Lin V.V.** Experimental crystallization of a subcalcic Cr-rich pyrope in the presence of REE-bearing carbonate // *Chem. Geol.*, 2019, v. 509, p. 103—114, doi:10.1016/j.chemgeo.2019.01.011.

**Creighton S., Stachel T., McLean H., Muehlenbachs K., Simonetti A., Eichenberg D., Luth R.** Diamondiferous peridotitic microxenoliths from the Diavik Diamond Mine, NT // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 541—554, doi:10.1007/s00410-007-0257-x.

**Creighton S., Stachel T., Matveev S., Hofer H., McCammon C., Luth R.W.** Oxidation of the Kaapvaal lithospheric mantle driven by metasomatism // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2009, v. 157, p. 491—504, doi: 10.1007/s00410-008-0348-3.

**Day H.W.** A revised diamond-graphite transition curve // *Am. Mineral.*, 2012, v. 97, p. 52—62, doi:10.2138/am.2011.3763.

**Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V.** The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: New data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Contrib. Miner. Petrol.*, 2013, v. 165, p. 1225—1242, doi:10.1007/s00410-013-0855-8.

**Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, № 25, p. 297—356, doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.

**Garanin V., Garanin K., Kriulina G., Samosorov G.** Diamonds from the Arkhangelsk Province, NW Russia. *Cham, Springer Mineralogy*, 2021, 248 p.

**Gibson S.A.** On the nature and origin of garnet in high-refractory Archean lithospheric mantle: Constraints from the garnet exsolved in Kaapvaal craton orthopyroxene // *Mineral. Mag.*, 2017, v. 81, p. 781—809, doi:10.1180/minmag.2016.080.158.

**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 // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, p. 1503—1546, doi:10.1093/petrology/egt020.

**Giuliani A., Pearson D.G.** Kimberlites: From deep Earth to diamond mines // *Elements*, 2019, v. 15 (6), p. 377—380, doi:10.2138/gselements.15.6.377.

**Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.** Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 629—657, doi:10.1093/petrology/44.4.629.

**Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Upper mantle composition: tools for smarter diamond exploration // *Mineral deposit research: meeting the global challenge* / Eds. J. Mao, F.P. Bierlein. Berlin, Heidelberg, Springer, 2005, p. 7—10, doi:10.1007/3-540-27946-6\_2.



- Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F.** Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989, № 103, p. 199—202, doi.org/10.1007/BF00378505.
- 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, Kimberly, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 232—250, doi: 10.1007/s004100050481.
- Grütter H.** Pyroxene xenocryst geotherms: techniques and application // *Lithos*, 2009, v. 122 (S2), p. 1167—1178, doi:10.1016/j.lithos.2009.03.023.
- 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, v. 77, p. 841—857, doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.012.
- Grütter H., Latti D., Menzies A.** Cr-saturation arrays in concentrate from kimberlite and their use in mantle barometry // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 801—820, doi: 10.1093/ptrology/egi096.
- Hasterok D., Chapman D.S.** Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 307, p. 59—70, doi:10.1016/j.epsl.2011.04.034.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M.** Superplume metasomatism: evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*, 2014, v. 184—187, p. 209—224, doi: 10.1016/j.lithos.2013.09.006.
- Kamenetsky V.S., Yaxley G.M.** Carbonate-silicate liquid immiscibility in the mantle propels kimberlite magma ascent // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2015, v. 158, p. 48—56, doi: 10.1016/j.gca.2015.03.004.
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Tretyachenko V.V.** Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // *Lithos*, 2016, v. 262, p. 442—455, doi:10.1016/j.lithos.2016.07.015.
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Pervov V.A., Minevrina E.V., Khvostikov V.A., Burmii Z.P.** Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // *Geosci. Front.*, 2017, v. 8, p. 653—669, doi:10.1016/j.gsf.2016.03.001.
- Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., Garanin V.K., Suvorova L.V.** Megacrysts from the V. Grib Kimberlite Pipe // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 511—523, doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.014.
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V.** Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 924—933, doi:10.1016/j.lithos.2009.03.008.
- Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U.** Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, Russia // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 201—227, doi: 10.1093/ptrology/41.2.201.
- McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253, doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- Nimis P., Taylor W.R.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 541—554, doi:10.1007/s004100000156.
- Nowicki T.E., Moore R.O., Gurney J., Baumgartner M.C.** Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: A review of key concepts and applications // *Dev. Sedimentol.*, 2007, v. 58, p. 1235—1267, doi: 10.1016/S0070-4571(07)58046-5.
- Pearson D.G., Scott J.M., Liu J., Schaeffer A., Wang L.H., van Hunen J., Szilas K., Chacko T., Kelemen P.B.** Deep continental roots and cratons // *Nature*, 2021, v. 596, p. 199—210, doi:10.1038/s41586-021-03600-5.
- Ramsey R.R., Tompkins L.A.** The geology, heavy mineral concentrate, mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil // *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Proc. 5th Int. Kimberlite Conference / Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos. Brasilia, CPRM Spec. Publ.*, 1994, p. 329—345.
- Rubanova E.V., Palazhchenko O.V., Garanin V.K.** Diamonds from the V. Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 880—885, doi: 0.1016/j.lithos.2009.04.044.
- Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J.** Garnet geotherms: A technique for derivation of P-T data from Cr-pyrope garnets // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 5611—5625, doi: 10.1029/95JB03207.
- Schulze D.J.** A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 195—213, doi: 10.1016/S0024-4937(03)00113-0.
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V.** Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana Res.*, 2015, v. 28, p. 106—120, doi: 10.1016/j.gr.2014.03.018.

**Shchukina E.V., Shchukin V.S.** Diamond exploration potential of the northern East European Platform // *Minerals*, 2018, v. 8, p. 189, doi:10.3390/min8050189.

**Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P.** Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // *Geosci. Front.*, 2017, v. 8, p. 641—651, doi: 10.1016/j.gsf.2016.08.005.

**Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A.** Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // *Mineral. Petrol.*, 2018, v. 112 (1), p. 85—100, doi:10.1007/s00710-018-0581-z.

**Shchukina E.V., Agashev A.M., Shchukin V.S.** Diamond-bearing root beneath the northern East European Platform (Arkhangelsk region, Russia): Evidence from Cr-pyrope trace-element geochemistry // *Minerals*, 2019a, v. 9, p. 261, doi: 10.3390/min9050261.

**Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaia M.V., Zedgenizov D.A.** Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): Geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics // *Mineral. Petrol.*, 2019b, v. 113, p. 593—612, doi:10.1007/s00710-019-00679-7.

**Shu Q., Brey G.P.** Ancient mantle metasomatism recorded in subcalcic garnet xenocrysts: Temporal links between mantle metasomatism, diamond growth and crustal tectonomagmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, v. 418, p. 27—39, doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.038.

**Skuzovatov S., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Smelov A.P.** The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the northeastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential // *Geosci. Front.*, 2022, v. 13 (6), p. 101455, doi: 10.1016/j.gsf.2022.101455.

**Smit K.V., Shor R.** Geology and development of the Lomonosov diamond deposit, Northwestern Russia // *Gems Gemol.*, 2017, v. 53, p. 144—167, doi: 10.5741/GEMS.53.2.144.

**Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 39—52, doi:10.1007/BF00371762.

**Sobolev N.V., Yefimova E.S., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39 (3—4), p. 135—157, doi: 10.1016/S0024-4937(96)00022-9.

**Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C., Taylor L.A.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // *Lithos*, 2004, v. 77 (1—4), p. 225—242, doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.001.

**Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // *Eur. J. Mineral.*, 2008, v. 20 (3), p. 305—315, doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1829.

**Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, v. 112 (Suppl. 1), p. 701—713, doi:10.1016/j.lithos.2009.06.038.

**Stachel T., Harris J.W.** The origin of cratonic diamonds — constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34, p. 5—32, doi:10.1016/j.oregeorev.2007.05.002.

**Stachel T., Luth R.W.** Diamond formation — where, when and how? // *Lithos*, 2015, v. 220—223, p. 200—220, doi: 10.1016/j.lithos.2015.01.028.

**Stachel T., Viljoen K.S., Brey G., Harris J.W.** Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 159 (1—2), p. 1—12, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00064-8.

**Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S.** The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: A review // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 1—19, doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.027.

**Stachel T., Banas A., Aulbach S., Smit K.V., Wescott P., Chinn I.L., Julie Kong J.** The Victor Mine (Superior Craton, Canada): Neoproterozoic lherzolitic diamonds from a thermally-modified cratonic root // *Mineral. Petrol.*, 2018, v. 112 (Suppl. 1), p. S325—S326, doi: 10.1007/s00710-018-0574-y.

**Stachel T., Aulbach S., Harri, J.W.** Mineral Inclusions in Lithospheric Diamonds // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2022, v. 88 (1), p. 307—391, doi:10.2138/rmg.2022.88.06.

**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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2021, v. 176, p. 32, doi: 10.1007/s00410-021-01791-8.

**Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steinfeld A., Smart K.A., Muehlenbachs K., Torsvik T.H.** Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 466, p. 152—167, doi: 10.1016/j.epsl.2017.03.011.

**Tappe S., Smart K., Torsvik T., Massuyeau M., Wit M.** Geodynamics of kimberlites on a cooling Earth: Clues to plate tectonic evolution and deep volatile cycles // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, v. 484, p. 1—14, doi: 10.1016/j.epsl.2017.12.013.

**Viljoen K.S., Harris J.W., Ivanic T., Richardson S.H., Gray K.** Trace element chemistry of peridotitic garnets in diamonds from the Premier (Cullinan) and Finsch kimberlites, South Africa: Contrasting styles of mantle metasomatism // *Lithos*, 2014, v. 208—209, p. 1—15, doi: 10.1016/j.lithos.2014.08.010.

**Viljoen K.S., Perritt S.H., Chinn I.L.** An unusual suite of eclogitic, websteritic and transitional websteritic-lherzolitic diamonds from the Voorspoed kimberlite in South Africa: Mineral inclusions and infrared characteristics // *Lithos*, 2018, v. 320—321, p. 416—434, doi: 10.1016/j.lithos.2018.09.034.

**Weiss Y., Kessel R., Griffin W.L., Kiflawi I., Klein-BenDavid O., Bell D.R., Harris J.W., Navon O.** A new model for the evolution of diamond-forming fluids: Evidence from microinclusion-bearing diamonds from Kankan, Guinea // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 660—674, doi:10.1016/j.lithos.2009.05.038.

**Zedgenizov D.A., Malkovets V.G., Griffin W.L.** Composition of diamond-forming media in cuboid diamonds from the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk province, Russia) // *Geochem. J.*, 2017, v. 51, p. 205—213, doi: 10.2343/geochemj.2.0455.

**Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N.V.** Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: Evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, p. 2379—2409, doi: 10.1093/petrology/egt051.

**Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G.** Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101, p. 2222—2232, doi: 10.2138/am-2016-5540.