

УДК 550.42

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

© 2022 г. А. И. Гудимова^{1,*}, Е. В. Агашева¹, А. М. Агашев¹, академик РАН Н. П. Похиленко¹

Поступило 04.03.2022 г.

После доработки 07.04.2022 г.

Принято к публикации 07.04.2022 г.

Приведены данные по концентрациям главных элементов для 1100 зерен гранатов (в том числе данные по Ni) и 831 зерна клинопироксенов, извлеченных из кимберлита диатремовой части высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба, расположенной в Архангельской алмазоносной провинции. Интерпретация химического состава минералов и результаты расчета *PT*-параметров позволили определить основные характеристики высокоалмазоносной литосферной мантии в регионе: 1) термальное состояние литосферной мантии соответствует 35–37 мВ/м² в ее центральной части (120–150 км) и 37–40 мВ/м² в ее верхних (80–120 км) и нижних (глубже 150 км) участках; 2) глубина залегания нижней границы – в интервале 210–230 км; 3) мощность “алмазного окна” – от 80 до 110 км; 4) сохранение потенциально алмазоносных деплетированных пород типа гарцбургит-дунитов в ее центральных и нижних частях на момент кимберлитового магматизма.

Ключевые слова: литосферная мантия, пироп, хромдиопсид, термальное состояние, кимберлитовая трубка, алмазоносность

DOI: 10.31857/S2686739722070088

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты являются уникальными природными объектами, содержащими вещество литосферной мантии в виде ксенолитов и ксенокристов. Хромсодержащий гранат пиропового состава является одним из самых информативных минералов-индикаторов кимберлита, так как интерпретация его состава позволяет получать информацию о типах мантийных пород, их соотношении и положении в разрезе литосферной мантии. Хромдиопсид также является важным для изучения минералом-индикатором кимберлита, так как существующие методы термобарометрии дают возможность получать данные по параметрам температуры и давления, что в свою очередь позволяет определять тепловой режим литосферной мантии на момент кимберлитового магматизма. Использование в комплексе данных по составам гранатов и хромдиопсидов позволяет

определять основные характеристики литосферной мантии: состав, строение, термальное состояние, глубину залегания нижней границы и мощность “алмазного окна”. Эта информация имеет фундаментальное значение как для понимания особенностей состава и строения литосферной мантии в районе известных кимберлитовых трубок с разной степенью алмазоносности, так и на этапах поисково-разведочных работ на алмазы с целью выявления перспективных объектов и территорий алмазодобычи.

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба (372 ± 8 млн лет [1]) является частью масштабного девонского-верхнекаменноугольного этапа (390–340 млн лет) основного и ультраосновного магматизма в Архангельской алмазоносной провинции (ААП) (обзор в [2]). Особенностью этой трубки являются высокая алмазоносность (0.93–1.27 кар/т в диатремовой части [3]), а также большое количество и разнообразие слабоизмененных мантийных пород и ксенокристов по сравнению с другими кимберлитовыми объектами ААП. В настоящей работе мы приводим данные по концентрациям главных элементов для 1100 зерен гранатов (в том числе данные по Ni) и 831 зерна клинопироксе-

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

*E-mail: a.gudimova@igm.nsc.ru

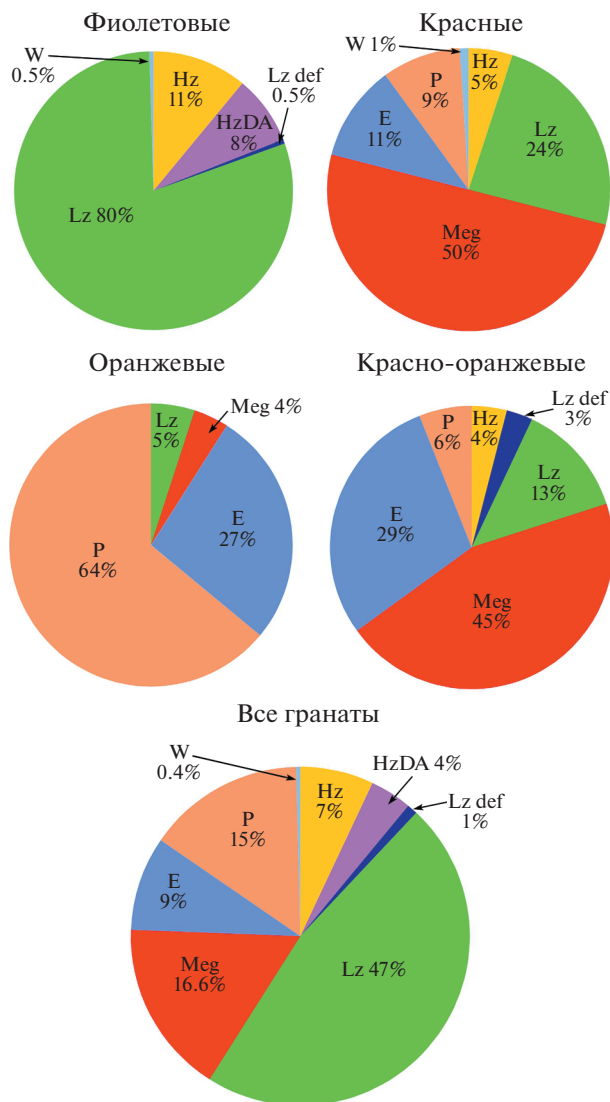


Рис. 1. Распределение парагенезисов гранатов (%) различных цветных групп из кимберлитовой трубки им. В. Гриба на основании классификаций [4, 5]. Lz – лерцолитовый/G9, Lz def – деформированные лерцолиты, Hz – гарцбургитовый/G10, HzDA – гарцбургит-дунитовый “алмазная ассоциация”/G10DA, W – верлитовый, Meg – мегакристы, P – низкохромистый пироксенитовый/G4, E – эклогитовый/G3.

нов из кимберлита трубки им. В. Гриба для выявления основных характеристик высокоалмазной литосферной мантии в этом регионе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гранаты и хромдиопсиды были отобраны методом случайной выборки из концентрата минералов тяжелой фракции, полученного из раздробленных образцов кимберлита диатремовой части трубки. Концентрации главных элементов в гранатах и хромдиопсидах определялись с помощью

электронно-зондового микроанализатора “JEOL” JXA-8100 в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 50 нА с размером пучка 1 мкм. Время подсчета составляло 20 с для пиков сигнала и 10 с для фона; был применен метод коррекции 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. Для определения концентраций Ni были использованы ускоряющее напряжение 25 кВ и ток 300 нА, время подсчета составляло 400 с для пиков сигнала и фона. Концентрации Ni были дополнительно определены методом масс-спектрометрии с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой XSERIES2 (“Thermo Scientific”) с лазерной абляцией Nd:YAG LaserProbe в Аналитическом центре НГУ (г. Новосибирск). Соответствие данных по концентрациям Ni в гранатах, определенных методами микронзондового анализа и LA-ICP-MS, находится в пределах 90–100%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основании цветных характеристик гранаты были разделены на четыре группы: фиолетовые (46% от общего количества зерен), красные (11%), оранжевые (21%) и красно-оранжевые (22%). Для установления парагенезисов гранатов были использованы классификации [4, 5]. Распределение парагенезисов гранатов для каждой цветовой группы и в целом для трубки представлено на рис. 1. Преобладающая часть зерен фиолетовых гранатов (80%) относится к лерцолитовой ассоциации; красных и красно-оранжевых (50 и 39% соответственно) – к мегакристам; оранжевых (64%) – к ассоциации низкохромистых пироксенитов. Данные по всем гранатам из трубки указывают на то, что среди гранатов перидотитовой ассоциации преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса (47% от общего количества всех зерен) при подчиненном значении дунит-гарцбургитовых пиропов (11%), и редко встречаются пиропы из деформированных лерцолитов (1%) и верлитов (0.4%). Полю гранатов дунит-гарцбургитовой “алмазной ассоциации” соответствует 4% гранатов от общей выборки (рис. 2). Для трубки отмечается ранее не установленное [6] высокое содержание пиропов мегакристной (16.6%) и низкохромистой пироксенитовой (15%) ассоциаций. Доля гранатов эклогитового парагенезиса составляет 9%.

Все изученные гранаты характеризуются однородным составом в пределах зерна без признаков зональности. Среди гранатов наблюдается тренд одновременного уменьшения концентраций TiO_2 и увеличения значений $mg\#$ ($Mg/(Mg + Fe)$) и со-

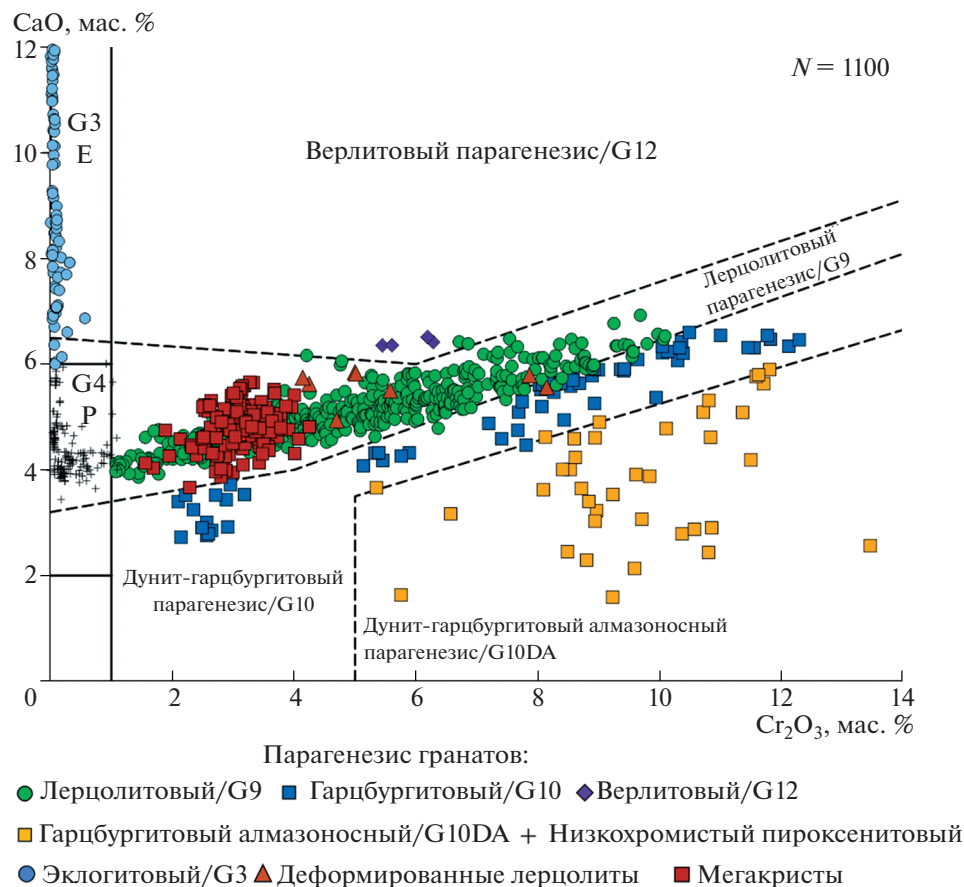


Рис. 2. Положение точек составов гранатов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба на диаграмме [4]. Поля ассоциаций эклогитов (E/G3) и низкохромистых пироксенитов (P/G4) проведены согласно [5].

держаний Cr_2O_3 от гранатов мегакристной ассоциации ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.8$ мас. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.5\text{--}4.2$ мас. %; $\text{mg}\# = 0.76\text{--}0.82$) к лерцолитовым ($\text{TiO}_2 = 0.01\text{--}0.7$ мас. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1\text{--}10$ мас. %; $\text{mg}\# = 0.75\text{--}0.85$), гарцбургитовым ($\text{TiO}_2 = 0.02\text{--}0.5$ мас. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5.1\text{--}12.3$ мас. %; $\text{mg}\# = 0.81\text{--}0.85$) и гарцбургит-дунитовым “алмазной ассоциации” ($\text{TiO}_2 = 0.01\text{--}0.3$ мас. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5\text{--}13.5$ мас. %; $\text{mg}\# = 0.82\text{--}0.87$; рис. 3а, 3б). В распределении $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ [7] > 70% гранатов эклогитового парагенезиса соответствуют полю включений в алмазах (рис. 3е), но, тем не менее, содержат более низкие концентрации Na_2O по сравнению с таковыми из включений в алмазах ААП [8].

На основании концентраций Al_2O_3 и Cr_2O_3 и диаграммы [9] было определено, что из 831 зерен клинопироксенов 86% (712 зерен) являются хромдиоксидами ($0.5 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 3.4$ мас. %; $\text{mg}\# = 0.86\text{--}0.95$), типичными для кратонных перидотитов, в том числе по составу идентичны таковым из перидотитов месторождений им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба [10–12]; 12% – диоксидами с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.5$ мас. % и генетически

могут относиться к мегакристной ассоциации ($\text{mg}\# = 0.83\text{--}0.96$); 1% – омфацитами ($0.21 < \text{Na}/\text{Na} + \text{Ca} < 0.52$; $\text{mg}\# = 0.77\text{--}0.90$), типичными для мантийных эклогитов, в том числе по составу идентичным высоко- и низкомагниевым разновидностям из трубки им. В. Гриба, имеющим субдукционный генезис [13]); и 1% – хромдиоксидами из мантийных внекратонных перидотитов (рис. 4а). Для расчета PT -параметров были использованы данные по составу хромдиоксидов, соответствующих по составу полю “кратонных перидотитов” (712 зерен), с использованием термобарометра [14] и рекомендаций [15]. Термобарометр [14] основан на комбинации термометра “En-in-Crx” (энстатитовый компонент в клинопироксене) и барометра “Cr-in-Crx”, при условии равновесия между хромдиоксидом, энстатитом и гранатом. Для получения корректных значений P и T были использованы зерна, состав которых соответствует протоколу [15]: 1) сумма катионов, рассчитанных на 6 атомов кислорода, должны находиться в диапазоне 3.98–4.02, исключено 12 зерен (2%); 2) концентрации $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 0.7$ мас. % и $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 12.175\text{--}$

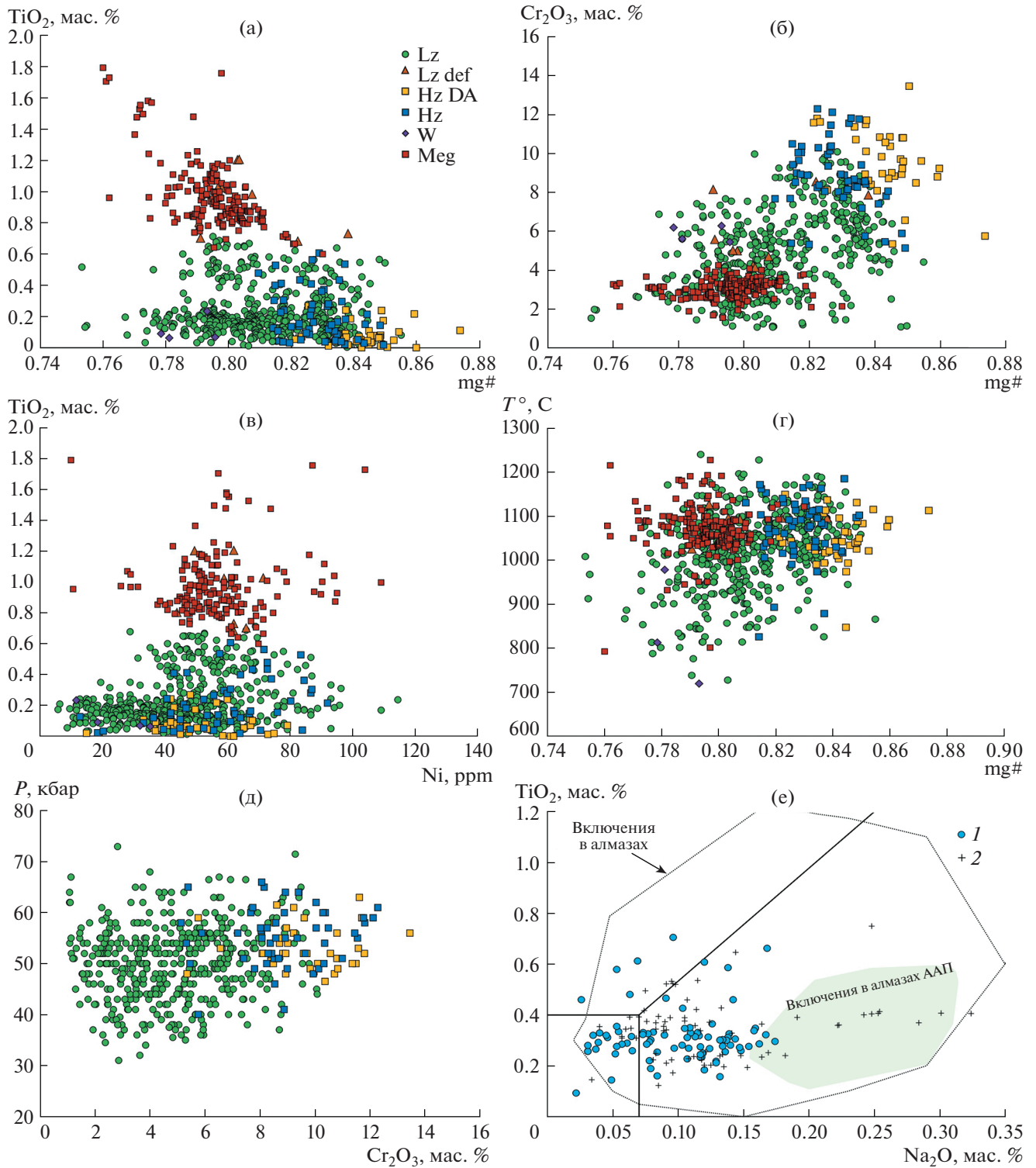


Рис. 3. Особенности состава гранатов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Распределение TiO₂/mg# (а), Cr₂O₃/mg# (б), TiO₂/Ni (в), T°С/mg# (г) в гранатах перidotитовой и мегакристовой ассоциации; P/Cr₂O₃ (д) в гранатах перidotитовой ассоциации и TiO₂/Na₂O (е) в гранатах эклогитового парагенезиса. Lz – лерцолитовый/G9, Lz def – деформированные лерцолиты, Hz – гарцбургитовый/G10, HzDA – гарцбургит-дунитовый “алмазная ассоциация”/G10DA, Meg – мегакристы, W – верлитовый, 1 – гранаты эклогитовой ассоциации из трубки им. В. Гриба, 2 – гранаты из крупнозернистых эклогитов субдукционного генезиса из трубки им. В. Гриба [13]. Включения в алмазах мира [7], включения в алмазах ААП [8].

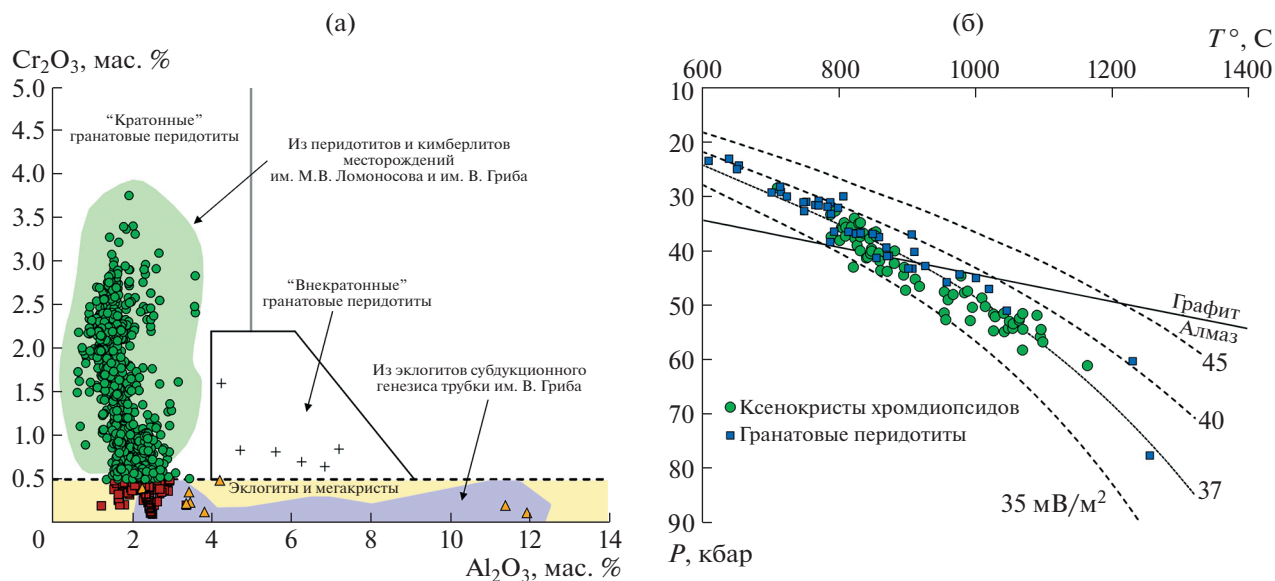


Рис. 4. Положение точек составов ксенокритов клинопироксенов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба на диаграмме [9] (а) и расчетные PT -параметры по [14] (б) для хромдиопсидов. Составы клинопироксенов из крупнозернистых эклогитов субдукционного генезиса из трубки им. В. Гриба [13]. Гранатовые перидотиты [11, 12]. Тепловые потоки [20]. Зона перехода графит–алмаз [17].

0.6375*MgO мас. %, исключено 407 зерен (57%); 3) значения $Cr\#$ ($Cr/(Cr + Al)$) в диапазоне от 0.1 до 0.65, не исключено ни одного зерна; 4) $\alpha_{Cr}/Cr\# > 0.011$, где $\alpha_{Cr} = Cr - 0.81 * (Na + K) * Cr\# / (Cr + Al)$, исключено 218 зерен (31%). В результате отбраковки составы 75 зерен (10%) были использованы для PT -расчетов. Расчетные значения PT -параметров для хромдиопсидов (рис. 4б) находятся в интервале T от 710 до 1163°C и P от 28 до 61 кбар и соответствуют интервалу глубины от ~90 до ~180 км. Значения PT -параметров соответствуют тепловому потоку 35–37 мВ/м² в центральной части литосферной мантии (120–150 км) и от 37 до 40 мВ/м² в ее верхних (<120 км) и нижних (>150 км) участках.

Для оценки параметра T для гранатов был использован термометр [16], основанный на зависимости значений коэффициента распределения Ni между сосуществующими в равновесии гранатом и оливином от температуры. Гистограмма распределения параметра T_{Ni} для гранатов лерцолитовой, гарцбургитовой, низкохромистых пироксенитовой и мегакритной ассоциаций из трубки им. В. Гриба показана на рис. 5. Большинство гранатов лерцолитового (72%), гарцбургитового (70%) и гарцбургит-дунитового "алмазного" (86%) парагенезисов соответствует диапазону температур от 900 до 1100°C, интервалу, традиционно считающемуся полем температур, при которых стабилен алмаз [17]. Практически все (94%) гранаты ассоциаций деформированных перидотитов и мегакритов характеризуются парамет-

ром T от 1000 до 1200°C. Треть гранатов (34%) низкохромистой пироксенитовой ассоциации имеет параметр T , соответствующий полю стабильности графита. Для определения параметра P для гранатов лерцолитовой, гарцбургитовой и низкохромистой пироксенитовой ассоциаций был использован метод проецирования полученных значений T на геотерму 37 мВ/м² (рис. 6). Гранаты лерцолитового парагенезиса характеризуются широким диапазоном значений T (720–1240°C) и P (30–73 кбар), соответствующая интервалу глубины от ~90 до ~220 км; 100% гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса, в том числе "алмазной ассоциации", соответствуют полю стабильности алмаза с параметрами T от 900 до 1180°C и P от 40 до 66 кбар, соответствующая интервалу глубины от ~120 до ~200 км. Гранаты низкохромистой пироксенитовой ассоциации характеризуются самыми широкими вариациями T (от 630 до 1250°C) и P (26–75 кбар), соответствующая интервалу глубины от 75 до 225 км. Каких-либо корреляций между значениями Cr_2O_3 , TiO_2 , $mg\#$ и $Cr\#$ гранатов с расчетными параметрами давления не наблюдается (рис. 3в–3д).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные по составу ксенокритов гранатов и хромдиопсидов, представленные в настоящей работе и полученные ранее для образцов мантийных перидотитов [11, 12] позволяют более детально охарактеризовать состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе

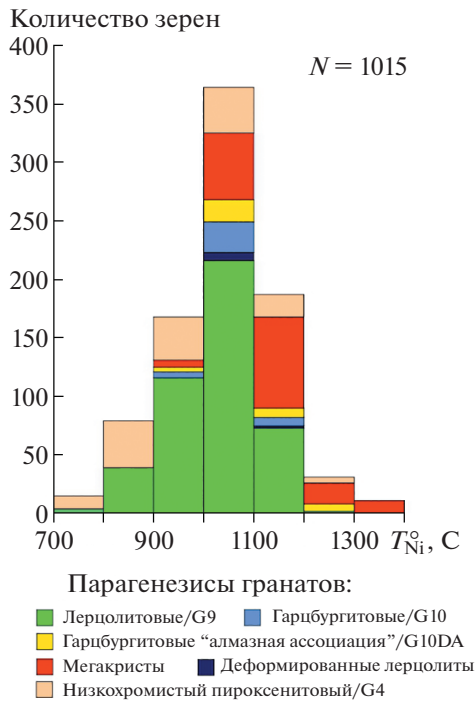


Рис. 5. Гистограмма распределения параметра T_{Ni} по [16] для гранатов лерцолитовой, гарцбургит-дунитовой, низкохромистых пироксенитовой и мегакристовой ассоциаций из трубки им. В. Гриба.

высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба на момент кимберлитового магматизма. Расчетные PT -параметры ксенокристов хромдиопсидов свидетельствуют об опробовании участка литосферной мантии в интервале ~ 80 – 180 км, термальный режим которой соответствует 35 – 37 мВ/м² в ее центральной части (120 – 150 км) и 37 – 40 мВ/м² в ее верхних (80 – 120 км) и нижних (150 – 180 км) участках. PT -параметры гранатовых перидотитов [11, 12] соответствуют тепловым потокам 37 – 40 мВ/м² в верхних и нижних частях литосферной мантии (70 – 110 и 140 – 230 км) и от 35 до 40 мВ/м² в ее центральной части (110 – 140 км; рис. 36). Зона перехода графит–алмаз может быть предположена при минимальных значениях T от 800 до 900°C , что соответствует глубине от 120 км. Максимальные значения P для гранатовых перидотитов определены в 51 кбар [12] и 60 и 77 кбар [11], соответствуя глубине ~ 155 , ~ 180 и ~ 230 км. При проецировании параметра T_{Ni} на геотерму 37 мВ/м² максимальные значения P для гранатов определены как 63 кбар для гарцбургитовой "алмазной" ассоциации, 66 кбар для гарцбургитовой ассоциации и 73 кбар для лерцолитовой ассоциации, что соответствует глубине ~ 190 , ~ 200 и 220 км соответственно. Таким образом, нижняя граница литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба может находиться в интервале

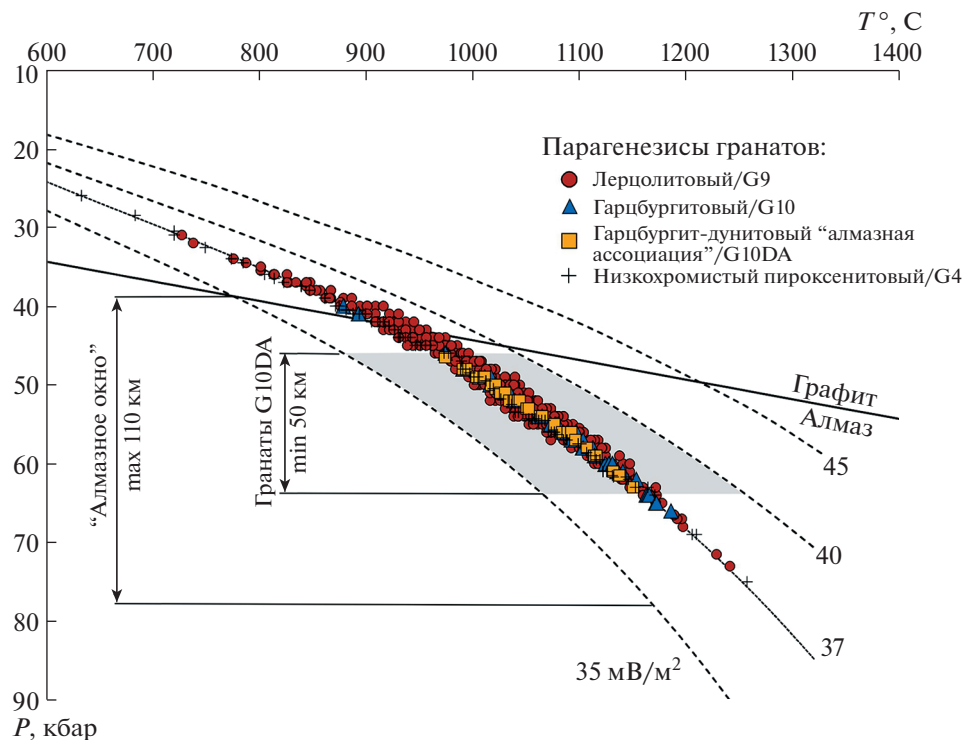


Рис. 6. Положение точек расчетных значений T_{Ni} по [16] гранатов лерцолитовой, гарцбургит-дунитовой и низкохромистой пироксенитовой ассоциаций из трубки им. В. Гриба на геотерме 37 мВ/м² [20]. Max и min – максимальные и минимальные значения мощности соответственно. Зона перехода графит–алмаз [17].

глубин 210–230 км, что соответствует таковой, определенной для высокоалмазоносной кимберлитовой трубки Архангельская [18]. Мощность “алмазного окна” может варьировать от минимальной ~80 км при термальном режиме 40 мВ/м² до максимальной ~110 км при термальном режиме 35 мВ/м² (рис. 3б). При условии термального режима 37 мВ/м² мощность “алмазного окна” составит ~105 км; при этом может быть установлено, что гранат-содержащие лерцолиты и низкохромистые пироксениты представлены на всем участке литосферной мантии от ~70 до 210–230 км; гарцбургиты – в центральной и нижней частях литосферной мантии от ~120 до 200 км; гарцбургит-дуниты “алмазной ассоциации”, т.е. потенциально алмазоносные породы могут представлять пятидесятикилометровый интервал литосферной мантии от ~140 до ~190 км (рис. 6). Расчетные значения T для гранатов ассоциации мегахристов и деформированных перидотитов свидетельствуют о расположении этих типов пород преимущественно в нижней части литосферной мантии (>120–130 км), но оценить глубину их нахождения затруднительно, так как они могут представлять значительно более прогретые (до 40–45 мВ/м² по [19]) локальные участки литосферной мантии.

Отсутствие положительной корреляции между значениями Mg# и расчетной глубиной для гранатов лерцолитовой и гарцбургит-дунитовой ассоциаций (рис. 3в–д) исключает более деплетированный состав пород в нижней части литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Присутствие высокохромистых (>7 мас. %) гранатов лерцолитового парагенезиса на всем участке литосферной мантии (рис. 3д) свидетельствует о том, что процессы рефертилизации могли быть проявлены вдоль всего ее разреза. Концентрации TiO₂ в гранатах лерцолитовой ассоциации также не показывают каких-либо корреляций ни с расчетными параметрами температуры (рис. 3в), ни с определенными значениями давления и глубины, свидетельствуя о том, что процессы высокотемпературного мантийного метасоматоза также могли быть проявлены вдоль всего разреза литосферной мантии. Тем не менее результаты настоящего исследования показывают, что более деплетированные породы типа гарцбургит-дунитов, в том числе потенциально алмазоносные, сохранились исключительно в ее центральной и нижней частях на момент кимберлитового магматизма (рис. 6). Учитывая достаточно низкий процент гранатов “алмазной ассоциации” (от 4 до 6% по нашим данным и [6] соответственно) и высокую алмазоносность трубки им. В. Гриба, можно предположить, что алмазоносность изученного участка литосферной мантии могла быть связана не только с деплетирован-

ными породами гарцбургит-дунитового типа, но и с лерцолитами, содержащими высокохромистые пиропы (как предложено в [6]), которые также достаточно распространены в нижней части литосферной мантии при PT -параметрах стабильности алмаза. Связь алмазоносности литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба с породами эклогитового типа в настоящее время нельзя ни подтвердить, ни исключить, так как данные по составам включений в алмазах из трубки им. В. Гриба отсутствуют и алмаз-содержащие эклогиты до сих пор не обнаружены, но более 70% ксенокристов гранатов эклогитового парагенезиса содержат концентрации Na₂O и TiO₂, соответствующие полю включений в алмазах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018. Отбор образцов осуществлялся в рамках базового проекта ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шевченко С.С., Лохов К.И., Сергеев С.А., Богомолов Е.С., Антонов А.В., Лепехина Е.Н. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов / Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее: Мат. научно-практич. конф., посв. 50-летию открытия первой алмазоносной трубки “Зарница”. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2004. С. 383–387.
2. Agasheva E.V. Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform // Minerals. 2021. № 11 (4). Art. 339.
3. Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К., Антащук М.Г., Лобкова Л.П., Микоев И.И., Николаева Э.В., О’Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р.Н. Алмазоносность Севера Восточно-Европейской платформы. Санкт-Петербург: Наука, 2021. 409 с.
4. Sobolev N.V., Lavrentyev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and their Parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. № 40. P. 39–52.
5. 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. № 77. P. 841–857.
6. Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. Metasomatic Origin of Garnet Xenocrysts from the V. Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Region, NW Russia // Geoscience Frontiers. 2017. № 8. P. 641–651.
7. Cookenboo H.O., Grütter H.S. Mantle-derived Indicator Mineral Compositions as Applied to Diamond Exploration // Geochemistry exploration environment analyses. 2010. № 10 (1). P. 81–95.

8. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В.* Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 358–370.
9. *Ramsey R.R., Tompkins L.A.* The Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Prospecting of Boa Esperanca and Cana Verde Pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths* // Proc. 5th Int. Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, 18 June–4 July 1991; Meyer, H.O.A., Leonardos, O.H., Eds.; CPRM Spec. Publ.: Brasilia, Brazil. 1994. P. 329–345.
10. *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.
11. *Шукина 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.
12. *Шукина 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. № 12. С. 2153–2172.
13. *Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaaya 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 // *Mineralogy and Petrology*. 2019. № 113. P. 593–612.
14. *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 // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. № 139. P. 541–554.
15. *Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G.* Error Sources in Single-clinopyroxene Thermobarometry and a Mantle Geotherm for the Novinka Kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. № 101. P. 2222–2232.
16. *Canil D.* The Ni-in-garnet Geothermometer: Calibration at Natural Abundances // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. № 136. P. 240–246.
17. *Day H.W.* A Revised Diamond-graphite Transition Curve // *American Mineralogist*. 2012. № 97. P. 52–62.
18. *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. № 112. P. 924–933.
19. *Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., Garannin V.K., Suvorova L.V.* Megacrysts from the V. Grib Kimberlite Pipe // *Lithos*. 2004. № 77. P. 511–523.
20. *Hasterok D., Chapman D.S.* Heat Production and Geotherms for the Continental Lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. № 307. P. 59–70.

COMPOSITION, STRUCTURE AND THERMAL STATE OF THE LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH HIGH DIAMONDIFEROUS V. GRIB KIMBERLITE PIPE (ARKHANGELSK DIAMONDIFEROUS PROVINCE): EVIDENCE FROM MAJOR-ELEMENT COMPOSITIONS OF GARNET AND CHROMIUM DIOPSIDE XENOCRYSTS

A. I. Gudimova^{a, #}, E. V. Agasheva^a, A. M. Agashev^a, and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^a

^aV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation

[#]E-mail: a.gudimova@igm.nsc.ru

The paper presents data on the concentrations of the major elements for 1100 grains of garnets (including data on Ni) and 831 grains of clinopyroxenes extracted from kimberlite of the diatreme part of the highly diamondiferous V. Grib pipe, located in the Arkhangelsk diamond province. The interpretation of the chemical composition of minerals and the results of calculating the P–T parameters made it possible to evaluate the main characteristics of the highly diamond-bearing lithospheric mantle in the region: 1) the thermal state of the lithospheric mantle corresponds to 35–37 mW/m² in its central part (120–150 km) and 37–40 mW/m² in its upper (80–120 km) and lower (deeper than 150 km) sections; 2) the depth of the lower boundary is in the range of 210–230 km; 3) the thickness of the “diamond window” can vary from 80 to 110 km; 4) the preservation of potentially diamond-bearing depleted rocks of the harzburgite-dunite type in its central and lower parts at the time of kimberlite magmatism.

Keywords: lithospheric mantle, pyrope, chromium diopside, thermal state, kimberlite pipe, diamond content