ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья

Новые данные о составе среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей Западного Урала

Н.В.ГУБАНОВ[1,2]✉, **Д.А.ЗЕДГЕНИЗОВ**[1,3], **Е.А.ВАСИЛЬЕВ**[4], **В.А.НАУМОВ**[1]

[1] *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

[2] *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

[3] *Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия*

[4] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А., Васильев Е.А., Наумов В.А. Новые данные о составе среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей Западного Урала // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 645-656. EDN RYMYTJ

Аннотация. В настоящей работе приведены результаты изучения микровключений флюидов/расплавов в алмазах из россыпей Красновишерского района (западный склон Среднего/Северного Урала), позволяющие установить эволюцию алмазообразующих сред в субконтинентальной литосферной мантии восточной окраины Восточно-Европейского кратона. По характеристикам дефектно-примесного состава изученные кристаллы представлены тремя разными типами, образование которых было связано с независимыми метасоматическими событиями. Микровключения в алмазах B-типа, содержащих A и B1 азотные дефектные центры, отражают более древний метасоматический этап, характеризующийся ведущей ролью силикатных и низко-Mg карбонатных флюидов/расплавов. Второй этап ассоциирован с ростом алмазов A-типа, содержащих азот исключительно в форме A-центров. На этом этапе образование алмазов было связано с низко-Mg карбонатными средами, более обогащенными MgO, CaO, CO_2 и Na_2O по сравнению с алмазами B-типа. Третий этап, вероятно, предшествовал извержению транспортирующего мантийного расплава и привел к образованию алмаза C-типа, содержащего A и C азотные дефектные центры и микровключения силикатно-карбонатного состава. Зафиксированный тренд эволюции алмазообразующих флюидов/расплавов направлен в сторону более карбонатных составов. Предполагаемым источником флюидов/расплавов являются эклогитовые и пироксенитовые мантийные субстраты.

Ключевые слова: алмаз; азот; степень агрегации; микровключения; флюид; эклогит; литосферная мантия; Восточно-Европейский кратон

Благодарность. Работа поддержана Российским научным фондом, аналитические исследования и обработка данных осуществлялись за счет средств гранта № 22-17-00177, отбор образцов и изготовление препаратов проводились в рамках проекта № 21-77-20026.

Поступила: 29.11.2022 ***Принята: 02.03.2023*** ***Онлайн: 05.09.2023*** ***Опубликована: 27.10.2023***

Введение. Мантийные флюиды/расплавы играют важную роль в эволюции субконтинентальной литосферной мантии (SCLM), так как участвуют в процессах переноса вещества между различными мантийными доменами и оказывают влияние на их состав, реологические и окислительно-восстановительные свойства [1, 2]. Взаимодействие таких флюидов/расплавов с мантийными породами приводит к обогащению первичных породообразующих минералов несовместимыми элементами [3-5], а также к возникновению вторичных минеральных фаз, содержащих летучие [6, 7]. Согласно современным концепциям формирование алмазов связано с метасоматическими событиями, протекающими при активном участии глубинных флюидов/расплавов, взаимодействующих с мантийными эклогитами и перидотитами [8-10]. Уникальная физико-химическая устойчивость алмаза к внешним процессам обуславливает исключительную сохранность захваченного им материала, предоставляющего обширную информацию о составе, термодинамических условиях и эволюции мантии Земли. Минеральные включения и степень агрегации азота свидетельствуют о том, что подавляющее большинство алмазов (> 90 %) образовалось в субконтинентальной литосферной мантии в основании кратонов, и только менее 5 % имеют сверхглубинное

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

(сублитосферное) происхождение [10-12]. Образование некоторых разновидностей волокнистых алмазов (кубоидов и алмазов в «оболочке»), характеризующихся низкой степенью агрегации азота, обычно связывается с процессом формирования протокимберлитового расплава [9, 13, 14]. Такие алмазы часто содержат микровключения дочерних полифазных ассоциаций алмазообразующего высокоплотного флюида (HDF), который по своим свойствам близок к расплавам с высоким содержанием летучих компонентов [9]. Микровключения в волокнистых алмазах отражают состав алмазообразующей среды, существовавшей в субконтинентальной литосферной мантии, что позволяет реконструировать состав глубинных флюидов/расплавов, ответственных за метасоматизм мантии, формирование алмазов и их последующий вынос на поверхность кимберлитами.

Уральский складчатый пояс, маркирующий географическую границу между Европой и Азией, сформировался в позднем палеозое в результате образования суперконтинента Пангея [15]. Урал является одним из ключевых регионов добычи полезных ископаемых в России. Алмазоносные россыпи западного склона Среднего и Северного Урала известны с 1829 г., когда здесь был обнаружен первый задокументированный российский алмаз. Последующие разведочные работы середины XX в. привели к открытию промышленных россыпей в Красновишерском районе Пермского края. Основным источником алмазов в этих россыпях является такатинская свита, относящаяся к эмсскому ярусу нижнего девона (393-407 млн лет) [16]. Она сложена кварцевыми песчаниками с прослоями слабо сцементированных алмазоносных конгломератов и гравелитов в базальном горизонте [17]. Несмотря на добычу алмазов на территории Урала, их коренные источники до сих пор не обнаружены. Предполагается, что эти источники могут быть перекрыты мощным осадочным чехлом Восточно-Европейского кратона [16]. Время внедрения транспортирующего мантийного расплава, определенное $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по включениям клинопироксена в алмазах, составило 472±28 млн лет (O_{1-2}), что указывает на промежуток приблизительно в 65 млн лет между внедрением коренного источника и формированием алмазоносной такатинской свиты [18]. Такие оценки превышают возраст (D_3-C_1) промышленно алмазоносных кимберлитовых тел Сибирского кратона и севера Восточно-Европейского кратона (Архангельской алмазоносной провинции) [19, 20]. Отсутствие достоверных выходов коренных источников алмазов на Урале привело к возникновению ряда альтернативных гипотез, среди которых наиболее известной и дискуссионной является гипотеза алмазоносных «туффизитов» [21].

В настоящее время основные публикации, посвященные алмазам из россыпей Урала, описывают их морфологические и спектроскопические характеристики [22-24]. Только несколько исследований затрагивают изучение состава минеральных включений в таких алмазах, указывающих на значительное преобладание эклогитового парагенезиса [18, 25]. В настоящей работе представлены результаты первого исследования состава микровключений флюидов/расплавов в волокнистых алмазах из россыпей Красновишерского района (Средний/Северный Урал). В совокупности с характеристиками дефектно-примесного состава эти результаты были использованы для реконструкции состава и эволюции алмазообразующих сред в мантии восточной окраины Восточно-Европейского кратона.

Методы. Два кубоида из россыпей Красновишерского района [24] были предварительно разрезаны лазером и отполированы на алмазном диске параллельно плоскостям {100} до пластинок толщиной 0,5-0,8 мм. Один алмаз в «оболочке» был отполирован параллельно плоскости {110}. Фотографии алмазов в режиме катодолюминесценции (CL) были получены в Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма Новосибирского государственного университета с помощью холодного катода CITL Mk5, установленного на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axio Scope.A1, при 20 кВ и 1 мА.

Дефектно-примесный состав алмазов был изучен в Институте геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН с использованием ИК-спектрометра Bruker Vertex 70, совмещенного с ИК-микроскопом HYPERION 2000. Регистрация спектров осуществлялась в волновом интервале 600-4500 $см^{-1}$ с накоплением сигнала в 60 сканов при спектральном разрешении 1 $см^{-1}$ и апертуре 50 × 50 мкм. Концентрации азотных дефектных центров рассчитывались с использованием коэффициентов N_C (ppm) = 37,5 × α_{1344} ($см^{-1}$), N_A = 16,5 × α_{1282}, N_{B1} = 29,4 × α_{1170} [26]. Содержание

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 645-656
© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

водородсодержащих дефектов (N_3VH) оценивалось по коэффициенту поглощения пика на 3107 $см^{-1}$ [27]. Обработка спектров производилась в программном обеспечении OPUS spectroscopy (версия 5.0, Bruker, США) и SpectrExamination (разработчик О.Ковальчук, НИГП ПАО АЛРОСА). Значения отношения CMF = CO_2 / (H_2O + CO_2) в микровключениях были вычислены по максимальной интенсивности полос поглощения воды (~3420 $см^{-1}$) и карбонатов (~1450 $см^{-1}$) с использованием коэффициентов, приведенных в работе [28].

Состав микровключений проанализирован с использованием энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) Oxford Instruments X-Max 80, установленного на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS, в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик» (Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН). Идентификация приповерхностных микровключений проводилась в режиме обратного рассеяния электронов (BSE) при воздействии сфокусированного электронного пучка (20 кэВ, 0,8 нА). Накопление сигнала каждого спектра происходило в течение 30 с. Данные обрабатывались с помощью программного обеспечения Aztec v3.2. Химический состав микровключений в каждом образце рассчитывался методом усреднения 20-25 анализов индивидуальных микровключений, нормированных на 100 мас.% (со стехиометрически подобранным кислородом без учета углерода).

Состав минерального включения клинопироксена был получен на оснащенном пятью волновыми спектрометрами электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик» при токе пучка 20 нА и ускоряющем напряжении 15 кэВ. Калибровка элементов осуществлялась с использованием минеральных стандартов диопсида (Mg, Ca), жадеита (Na, Al) и гематита (Fe).

Обсуждение результатов. Среди алмазов из россыпей западного Приуралья значительно преобладают (70-90 %) кривогранно-округлые кристаллы – додекаэдроиды (тетрагексаэдроиды) [29], являющиеся конечной формой растворения алмазов [30]. Отмечены также немногочисленные находки кривогранных алмазов кубического габитуса [24]. В исследованных нами кубоидах (602-66, 685-66) центральная часть представлена прозрачной зоной, которая характеризуется совместным ростом пирамид <100> и <111> (рис.1, *а*, *б*). Внешняя насыщенная микровключениями зона демонстрирует концентрическую зональность, соответствующую пирамиде роста <100>. На катодолюминесцентных изображениях двух алмазов также фиксируются системы тонких субпараллельных полос, вероятно отражающих направление пластической деформации кристаллов. Алмаз в «оболочке» состоит из четырех ростовых зон (рис.1, *в*): (i) внутреннего сильно люминесцирующего октаэдрического ядра с прямолинейной зональностью, отражающей послойный (тангенциальный) рост; (ii) внешнего слабо люминесцирующего ядра с прямолинейной зональностью; (iii) внутренней «оболочки», демонстрирующей концентрическую зональность, маркирующую переход к кубическому росту <100>; (iv) внешней «оболочки», состоящей из волокон, направление роста которых соответствует <111>. Внешняя «оболочка» характеризуется тусклой желто-зеленой люминесценцией и желтым цветом в проходящем свете. Микровключения алмазообразующих флюидов/расплавов были обнаружены как в третьей, так и в четвертой зоне.

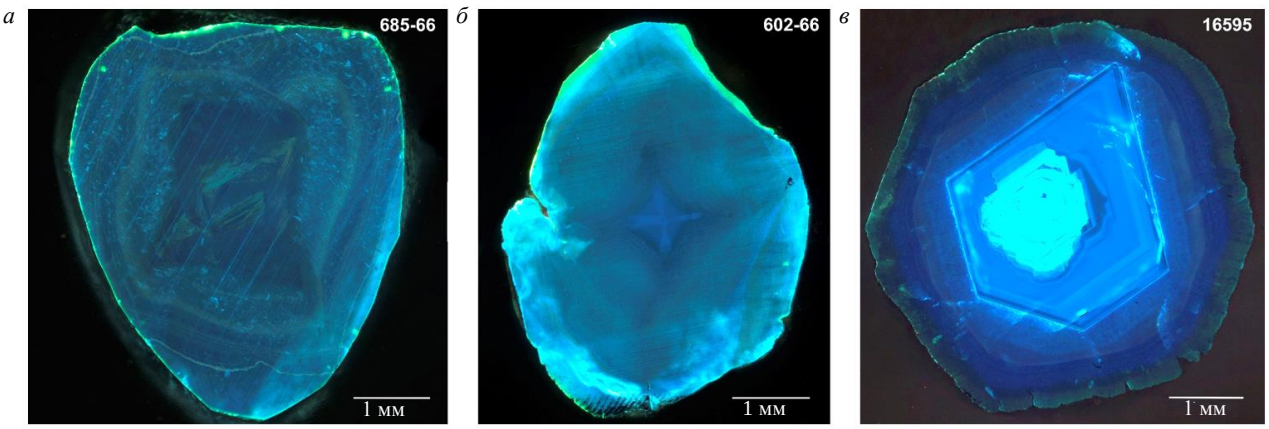


Рис.1. Катодолюминесцентные изображения пластинок алмазов из россыпей Красновишерского района

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Азот является наиболее распространенной структурной примесью в алмазе [26]. Форма вхождения азота зависит от температуры и времени отжига алмаза в мантийных условиях [31, 32]. Наиболее распространены алмазы, содержащие А (два атома азота в соседних позициях) и высокоагрегированные В1 (четыре атома азота, окружающие вакансию) азотные дефектные центры в разном взаимном соотношении (тип Ia) [33]. Гораздо реже встречаются алмазы, содержащие низкотемпературные С (единичный атом азота) дефектные центры (тип Ib) или содержащие азот в концентрациях ниже пределов обнаружения методом ИК-спектроскопии (тип IIa) [33]. В россыпях Урала преобладают алмазы типа IaAB, концентрация В1-центров (% В1 = 100 × В1/(В1 + А) в которых составляет 30-60 %, а содержание азота варьирует в пределах 400-900 ppm [23, 29, 34]. Некоторые алмазы кубического габитуса также в незначительных концентрациях содержат низкоагрегированные С-центры [24].

Алмаз 685-66 характеризуется относительно однородным дефектно-примесным составом (рис.2, *г-е*). Он относится к типу IaA и содержит исключительно А-центры. Общее содержание азота варьирует в узком интервале 239-256 ppm. Коэффициент поглощения полосы 3107 см$^{-1}$, свидетельствующей о присутствии водородсодержащих дефектов (N_3VH), демонстрирует незначительные вариации от 3,4 до 4,1 см$^{-1}$ [27]. Такие дефекты также проявляются в виде отчетливых пиков на 1405 и 2786 см$^{-1}$ [26].

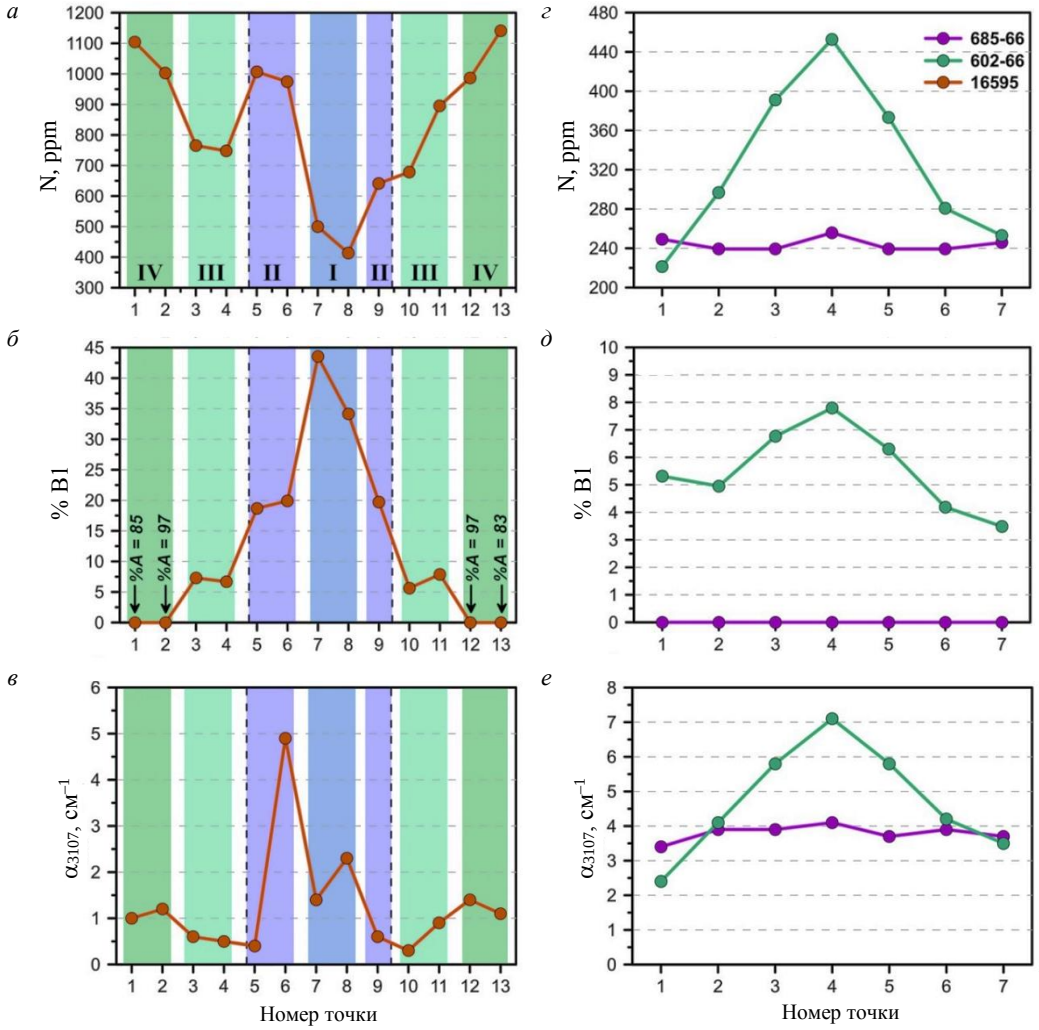


Рис.2. Профили (край-центр-край) распределения общего содержания азота (*а*, *г*), степени агрегации % В1 = 100 × В1/(А + В1) (*б*, *д*) и коэффициента поглощения водородсодержащих центров на 3107 см$^{-1}$ (*в*, *е*) в алмазах из россыпей Красновишерского района. Ростовые зоны алмаза в «оболочке» (обр. 16595):
I – внутреннее ядро; II – внешнее ядро; III – внутренняя «оболочка»; IV – внешняя «оболочка».
Содержание А-центров относительно С-центров во внешней «оболочке» % А = 100×А/(А + С)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 645-656
© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

Алмаз 602-66 содержит небольшое количество B1-дефектов (3-8 %) при общем содержании азота 210-417 ppm (рис.2, *г-е*). Центральная часть образца обогащена азотом и B1-центрами относительно краевых зон. Такая же закономерность проявляется и в коэффициенте поглощения пика 3107 см$^{-1}$ (2,4-7,1 см$^{-1}$), что свидетельствует о реализации условий роста, способствующих вхождению в структуру алмаза как азота, так и водорода.

Ядро алмаза 16595 демонстрирует неоднородное распределение концентраций азота и B1-дефектов (рис.2, *а-в*). Внутреннее ядро характеризуется высокой степенью агрегации (34-44 % B1) и низкими содержаниями азота (413-500 ppm), что указывает на его более длительный отжиг в мантийных условиях [31]. Внешнее ядро обогащено азотом (678-1007 ppm), а содержание B1-центров в нем составляет 19-20 %. Коэффициент поглощения пика, соответствующего B2-дефектам (platelets), состоящим из слоев межузельных атомов углерода [35], зависит от степени агрегации азота и изменяется в интервале от 3,2 до 13,2 см$^{-1}$. Положение пика B2 в агрегированном внутреннем ядре соответствует длине волны 1363 см$^{-1}$, в то время как во внешнем ядре положение полосы B2 смещается на 1370-1372 см$^{-1}$. Положение максимума отражает линейный размер слоев B2-дефектов, что указывает на их больший диаметр во внутреннем ядре по сравнению с внешним [35]. Коэффициент поглощения пика 3107 см$^{-1}$ варьирует от 0,4 до 4,9 см$^{-1}$. Внутренняя «оболочка» алмаза 16595 характеризуется низкими концентрациями азота 678-896 ppm и B1-дефектов (6-8 %). В ней также отмечены низкие коэффициенты поглощения водородного пика (0,3-0,9 см$^{-1}$). Внешняя желто-зеленая «оболочка» содержит A и низкоагрегированные C азотные дефектные центры. При этом концентрации C-центров (100 × C/(A + C) и азота при движении к краю увеличиваются от 3 % и 987-1003 ppm до 15-17 % и 1104-1141 ppm соответственно.

Дефектно-примесный состав изученных алмазов указывает на их различия во времени и/или температуре пребывания в мантийных условиях. Согласно Re-Os систематике включений эклогитовых сульфидов в алмазах из россыпей Урала, возраст их формирования составляет 1280±310 млн лет, в то время как предположительный возраст внедрения транспортирующего мантийного расплава (выноса алмазов на поверхность), определенный ^{40}Ar/^{39}Ar методом по включениям эклогитового клинопироксена в алмазах, составляет 472±28 млн лет [18]. Следовательно, с учетом указанных погрешностей время отжига кривогранно-округлых додекаэдрических алмазов в мантийных условиях, вероятно, было ограничено интервалом в 470-1146 млн лет. Для оценки температур пребывания в мантии нами были взяты значения в 500 млн и 1 млрд лет (рис.3, *б*). При

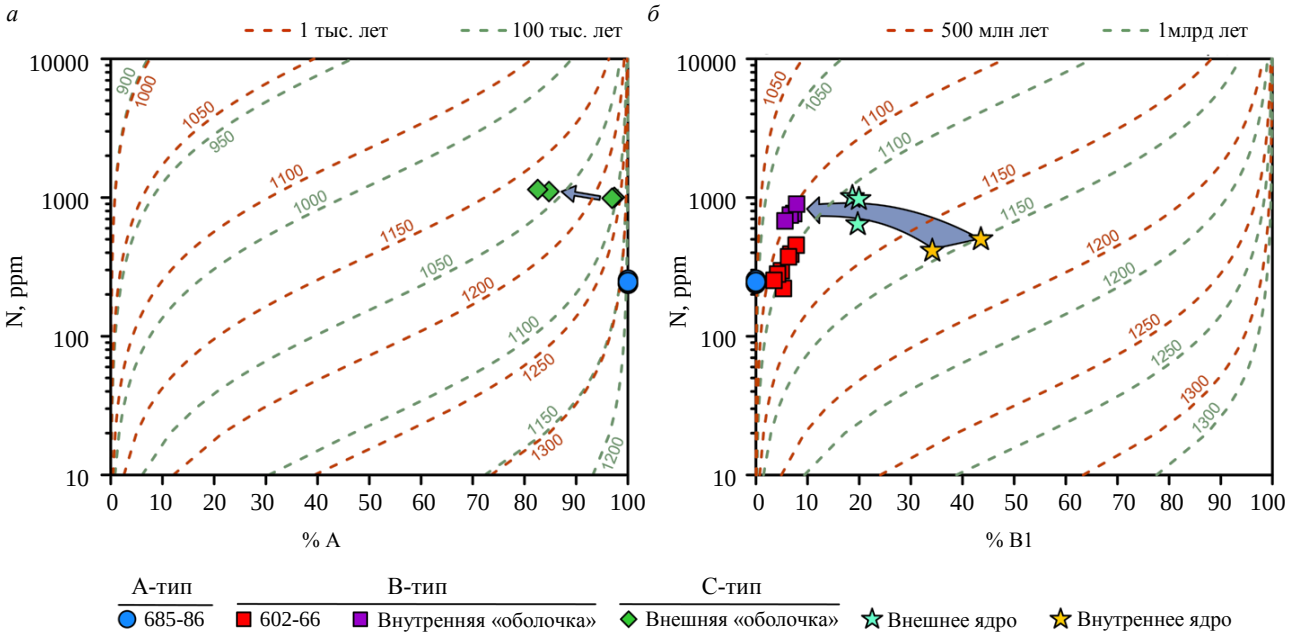


Рис.3. Дефектно-примесный состав и температурные условия мантийного отжига алмазов из россыпей Красновишерского района. Изотермы рассчитаны на основе уравнений, приведенных в работах [31, 32], с использованием кинетических параметров Ea = 6 эВ, ln(A) = 18,81 для перехода C-центров в A-центры (*а*) и Ea = 7 эВ, ln(A) = 12,59 для перехода A-центров в B1-центры (*б*). Стрелки демонстрируют ростовую эволюцию алмаза 16595

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

таких временных рамках алмаз 602-66 испытывал отжиг при температурах ~1090-1120 °С, что выше значений, полученных для алмаза 685-66 (~1000-1040 °С) [31]. Такое различие может быть обусловлено как более высокими температурами отжига, так и более длительным пребыванием образца 602-66 в мантийных условиях. Дефектно-примесный состав ядра алмаза 16595 указывает на отжиг при температурах ~1110-1170 °С, при этом для внутреннего агрегированного ядра характерны повышенные значения (~1150-1170 °С) по сравнению с внешним ядром (~1110-1140 °С). Состав внутренней «оболочки» отражает температуру пребывания в интервале от ~1080 до 1100 °С. Внешняя «оболочка» содержит С-центры, быстро трансформирующиеся в поле стабильности алмаза в более высокоагрегированные А-центры [32]. Это указывает на то, что формирование внешней «оболочки» происходило незадолго до ее выноса на поверхность мантийным транспортирующим расплавом. При оценке пребывания в 100 тыс. лет температура отжига внешней «оболочки» составляет ~1040-1100 °С, что сопоставимо с интервалом, полученным для внутренней «оболочки» (рис.3, *а*) [32]. Таким образом, в случае относительно постоянного температурного режима во время роста разных зон алмаза временной разрыв между образованием внешней и внутренней «оболочки» мог составлять более 400 млн лет. При более высоких температурах (1170-1250 °С) время отжига внешней «оболочки» сокращается от 100 до ~1 тыс. лет. На основе характеристик дефектно-примесного состава можно выделить три генерации содержащих микровключения алмазов, образование которых было связано с тремя независимыми метасоматическими событиями, разорванными друг от друга во времени. Эти генерации состоят из алмазов, содержащих исключительно А-центры (А-тип; образец 685-66); А и В1-центры (В-тип; образец 602-66 и внутренняя «оболочка» образца 16595); А и С-центры (С-тип; внешняя «оболочка» образца 16595). Подобная систематика волокнистых алмазов была также выделена для Северо-Атлантического кратона (NAC) [14].

Все многообразие составов микровключений алмазообразующих флюидов/расплавов из различных регионов мира ограничено тремя конечными членами: (i) высоко-Mg карбонатным, богатым карбонатами Fe, Mg и Ca; (ii) хлоридным, обогащенным K и Cl; (iii) силикатным, характеризующимся повышенными концентрациями Si, Al, K и H_2O [9, 13, 14]. Между силикатным и высоко-Mg карбонатным конечными членами также выделяется промежуточная группа низко-Mg карбонатных флюидов/расплавов. Промежуточные составы силикатно-хлоридного тренда в настоящее время не задокументированы (рис.4, *а*).

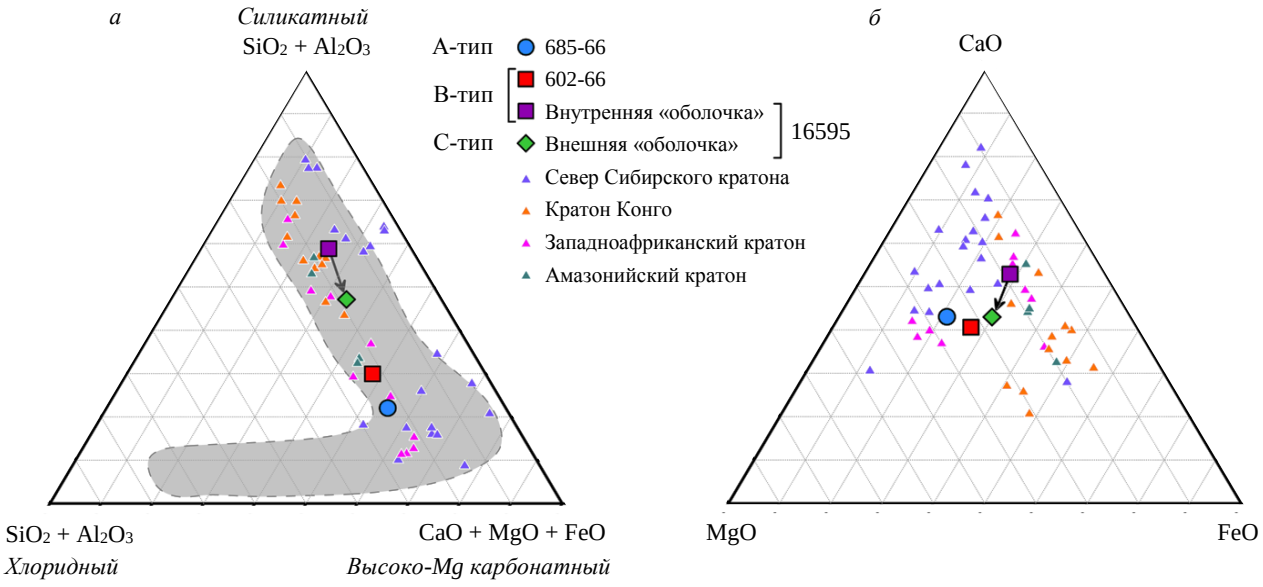


Рис.4. Состав микровключений флюидов/расплавов в алмазах из россыпей Красновишерского района. Серое поле – задокументированные данные по составам флюидов/расплавов в волокнистых алмазах из разных регионов мира [9]. Стрелки указывают на эволюцию флюидов/расплавов при образовании разных ростовых зон алмаза 16595. Для сравнения на диаграммы нанесены составы микровключений в алмазах из россыпей севера Сибирского кратона [36], кратона Конго [37, 38], Западноафриканского кратона [39] и Амазонийского кратона [40]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 645-656
© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

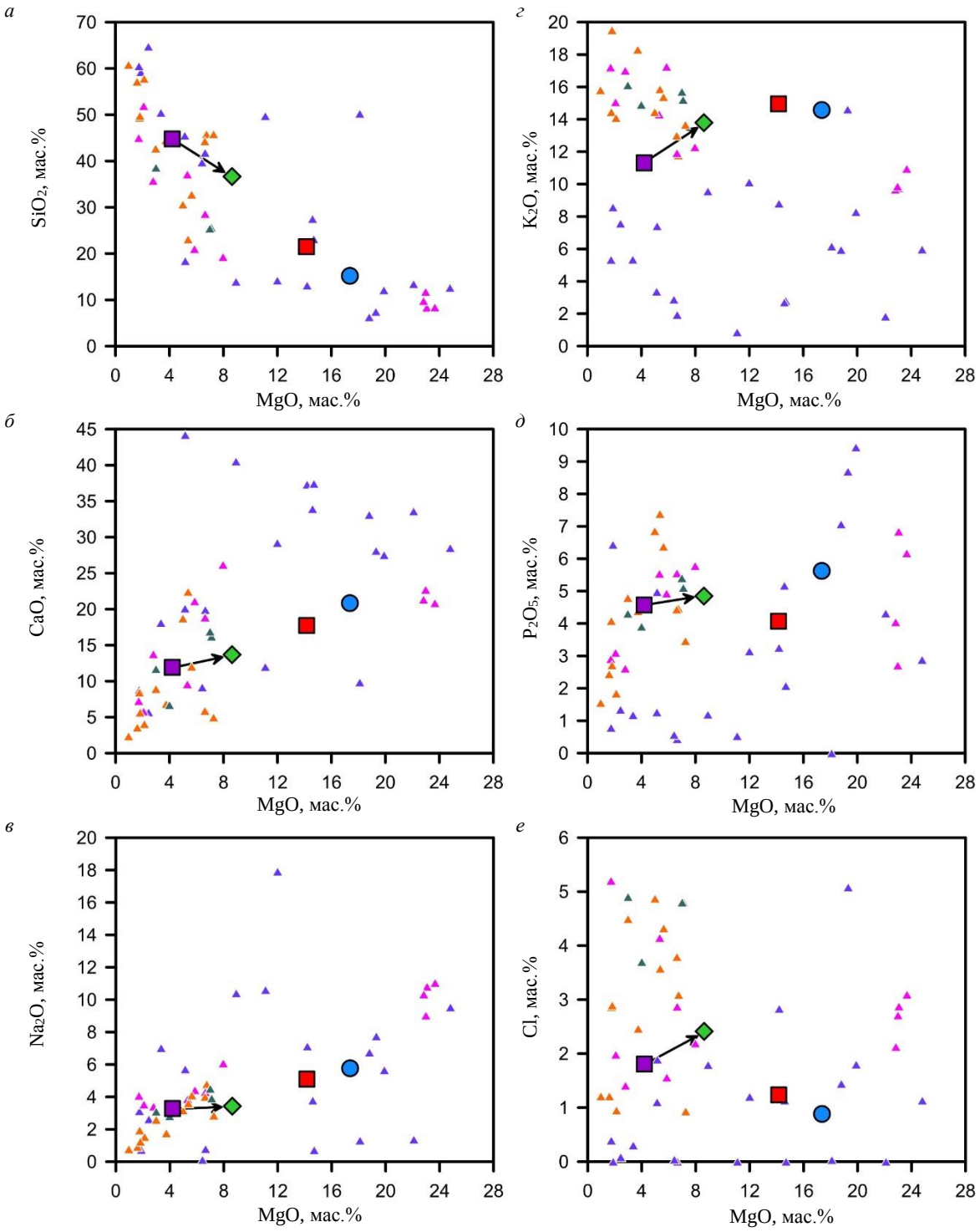


Рис.5. Двухкомпонентные диаграммы составов микровключений флюидов/расплавов в алмазах из россыпей Красновишерского района: *а* – вариации SiO_2; *б* – CaO; *в* – Na_2O; *г* – K_2O; *д* – P_2O_5; *е* – Cl. Условные обозначения см. на рис.4

Формирование алмазов В-типа отражает древнее метасоматическое событие в субконтинентальной литосферной мантии восточной окраины Восточно-Европейского кратона. Изученные алмазы В-типа демонстрируют заметные различия в составе захваченных флюидов/расплавов (рис.4, 5). Алмаз 602-66 (В-тип) содержит микровключения низко-Mg карбонатных флюидов/расплавов. Основу таких микровключений составляют двухвалентные катионы (CaO + MgO + FeO + + BaO = 44,7 мас.%), находящиеся преимущественно в карбонатных фазах, о чем свидетельствует

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

повышенное значение отношения CMF = 0,25, определенное с помощью ИК-спектроскопии (см. таблицу). ИК-спектроскопия также выявила присутствие дополнительных полос поглощения, соответствующих кальциту (877 $см^{-1}$; 834 $см^{-1}$). Среди двухвалентных катионов в микровключениях образца 602-66 незначительно преобладает CaO (см. рис.4, *б*). Содержание SiO_2 и K_2O составляет 21,5 и 15 мас.%, соответственно. Концентрации других компонентов (Al_2O_3, TiO_2, Na_2O, P_2O_5, SO_3 и Cl) не превышают 5,75 мас.%. Внутренняя «оболочка» алмаза 16595, также относящаяся к В-типу, во время роста захватила алмазообразующие флюиды/расплавы силикатного состава. Они характеризуются преобладанием SiO_2 (44,8 мас.%), Al_2O_3 (8,31 мас.%), CaO (11,9 мас.%) и K_2O (11,3 мас.%). CaO значительно доминирует над другими двухвалентными катионами и, вероятно, накапливается в составе фосфатов и карбонатов. Низкое значение отношения CMF = 0,03 указывает на более высокую концентрацию воды в составе этих микровключений.

Состав микровключений флюидов/расплавов в алмазах из россыпей Красновишерского района

Показатель	Образец			
	685-66	602-66	16595	
Тип[1]	A	B	B	C
n[2]	20	25	23	20
Зона алмаза			Внутренняя «оболочка»	Внешняя «оболочка»
SiO_2[3]	15,2 (4,2)	21,5 (5,4)	44,8 (7,7)	36,7 (6,3)
TiO_2	3,06 (2,2)	2,18 (1,2)	2,01 (1,4)	–
Al_2O_3	4,23 (2,3)	5,75 (1,5)	8,31 (1,7)	7,00 (1,1)
FeO	10,2 (2,7)	11,8 (1,8)	6,42 (2,1)	9,52 (1,8)
MgO	17,4 (3,4)	14,2 (2,3)	4,21 (1,5)	8,63 (2,9)
CaO	20,8 (7,0)	17,7 (6,1)	11,9 (5,8)	13,7 (3,1)
Na_2O	5,76 (1,7)	5,10 (1,7)	3,28 (1,9)	3,43 (2,7)
K_2O	14,6 (2,8)	15,0 (3,1)	11,3 (3,5)	13,8 (2,8)
BaO	1,59 (1,4)	0,99 (0,8)	1,24 (0,9)	–
P_2O_5	5,63 (3,1)	4,07 (2,7)	4,57 (3,2)	4,85 (3,9)
SO_3	0,63 (0,6)	0,57 (0,5)	0,18 (0,1)	–
Cl	0,88 (0,5)	1,24 (0,6)	1,81 (0,9)	2,41 (1,9)
CMF[4]	0,43	0,25	0,03	0,10
CO_2[5]	23,7	16,9	3,72	6,86
H_2O[5]	12,8	20,7	49,2	25,3

[1] Тип алмазов в соответствии с их дефектно-примесным составом: A – содержащие исключительно A и B1 азотные центры; B – содержащие A- и B1-центры; C – содержащие A- и C-центры.

[2] Количество проанализированных микровключений.

[3] Составы микровключений усреднены и нормированы на 100 % без учета H_2O и CO_2. Стандартные отклонения для каждого компонента – в круглых скобках.

[4] Мольная доля карбоната (CMF = CO_2 / (H_2O + CO_2) рассчитана с помощью ИК-спектроскопии по максимальным интенсивностям полос поглощения, соответствующих воде (3420 $см^{-1}$) и карбонатам (1450 $см^{-1}$), с использованием коэффициентов из [28].

[5] Содержание CO_2 и H_2O (в мас.% относительно остальных компонентов) в микровключениях рассчитано с использованием отношения CMF и уравнений из [9].

Различия в составе между микровключениями из разных алмазов В-типа могут отражать особенности кристаллизации кубоидов и алмазов в «оболочке». Известно, что щелочной карбонатный расплав является благоприятной средой для нуклеации алмазов [41]. Возможность зарождения алмаза в силикатном флюиде/расплаве существенно зависит от содержания H_2O и CO_2 и достигает минимума в сухих системах [41]. Дефектно-примесный состав кубоида 602-66 указывает на его формирование в рамках одного метасоматического события. В связи с необходимостью нуклеации его рост происходил в наиболее благоприятных щелочных водосодержащих карбонатных средах. Древнее ядро в образце 16595, вероятно, выступало в качестве затравки и способствовало росту внутренней «оболочки» из менее пригодных насыщенных летучими силикатных флюидов/расплавов. Подобная закономерность также отмечена для кубоидов и алмазов в «оболочке» из других регионов мира [13, 39].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 645-656
© Н.В.Губанов, Д.А.Зедгенизов, Е.А.Васильев, В.А.Наумов, 2023

Микровключения флюидов/расплавов в кубоиде 685-66 (А-тип) характеризуются составами, близкими к описанным в алмазе 602-66 (см. таблицу). Основными компонентами таких микровключений являются CaO (20,8 мас.%), MgO (17,4 мас.%), SiO_2 (15,2 мас.%), K_2O (14,6 мас.%) и FeO (10,2 мас.%). Они также демонстрируют повышенные концентрации Na_2O (5,76 мас.%) и P_2O_5 (5,63 мас.%). Отношение CMF = 0,43 указывает на значительное преобладание карбонатов в составе дочерних фаз. Ключевым отличием от алмаза 602-66 (В-тип) является более карбонатный состав захваченных флюидов/расплавов, обладающих более высоким содержанием MgO, Na_2O, CaO и CO_2 и пониженной концентрацией SiO_2 (рис.4, 5).

Внешняя «оболочка» образца 16595 (С-тип) содержит С-центры, неустойчивые в поле стабильности алмаза [32]. Их присутствие указывает на то, что формирование внешней «оболочки» происходило незадолго до извержения транспортирующего мантийного расплава. Микровключения алмазообразующих флюидов/расплавов характеризуются силикатно-карбонатным составом, менее обогащенным SiO_2 (36,7 мас.%) и Al_2O_3 (7 мас.%) относительно внутренней «оболочки» (рис.4, 5). В них также наблюдаются повышенные концентрации K_2O (13,8 мас.%), CaO (13,7 мас.%), FeO (9,52 мас.%) и MgO (8,63 мас.%). Низкое значение отношения CMF = 0,1 и высокие концентрации SiO_2, Al_2O_3 и K_2O свидетельствуют о преобладании воды и силикатных фаз в составе микровключений (см. таблицу).

Микровключения в волокнистых алмазах с разными характеристиками дефектно-примесного состава из россыпей Красновишерского района Среднего/Северного Урала отражают, по крайней мере, три разнесенных во времени метасоматических алмазообразующих события. Первое, более древнее, протекало при участии силикатных (в случае внутренней «оболочки» 16595) и низко-Mg карбонатных флюидов/расплавов (в случае кубоида 602-66). Второй этап алмазообразования был ассоциирован с флюидами/расплавами, схожими по составу с обнаруженными в кубоиде 602-66, но имеющими более карбонатный состав с меньшими содержаниями SiO_2 и повышенными концентрациями MgO, Na_2O, CaO и CO_2. Третий этап, предшествующий выносу алмазов на поверхность, привел к образованию внешней «оболочки» алмаза 16595 и был связан с силикатно-карбонатными флюидами/расплавами, обогащенными MgO, FeO, K_2O и CO_2 и обедненными SiO_2 относительно микровключений во внутренней «оболочке». Таким образом, если учитывать возможные различия в условиях роста между разными морфологическими типами алмазов (кубоидами и алмазами в «оболочке»), общий тренд эволюции флюидов/расплавов направлен от более силикатных в сторону более карбонатных составов. Подобный тренд также был обнаружен в алмазах с локальными неоднородностями состава микровключений из Бразилии и Гвинеи [39, 40]. Общие особенности составов флюидов/расплавов схожи с описанными в алмазах из россыпей Западноафриканского, Амазонийского и севера Сибирского кратона [36, 39, 40]. В россыпях кратона Конго с установленными кимберлитовыми источниками преобладают силикатные и силикатно-карбонатные среды, близкие к обнаруженным в образце 16595 [37, 38]. Все исследованные микровключения из алмазов Красновишерского района попадают в общий тренд составов флюидов/расплавов из кимберлитовых волокнистых алмазов (см. рис.4) [9].

Микровключения из изученных алмазов характеризуются силикатными, силикатно-карбонатными и низко-Mg карбонатными составами. Формирование таких флюидов/расплавов связывается с частичным плавлением эклогитов с разным соотношением H_2O и CO_2 [42]. Эта взаимосвязь подтверждается находками минеральных включений эклогитового парагенезиса в содержащих микровключения алмазах [13, 14, 43]. Низко-Mg карбонатные флюиды/расплавы, обнаруженные в кубоидах 602-66 и 685-66, вероятно, происходят из эклогитов, обогащенных CO_2 [42, 44]. Флюиды/расплавы, полученные из перидотитового источника, при аналогичном содержании SiO_2 характеризуются значительным преобладанием MgO над CaO [44], что не характерно для изученных микровключений. Во внутренней «оболочке» образца 16595 обнаружено минеральное включение клинопироксена (SiO_2 = 54; TiO_2 = 0,13; Al_2O_3 = 1,14; Cr_2O_3 = 0,22; FeO = 2,11; MgO = 17,3; CaO = = 23,8; Na_2O = 0,43; K_2O = 0,02; MnO = 0,02; NiO = 0,05; CoO = 0,03 мас.%), по составу соответствующего пироксенитовому (вебстеритовому) парагенезису [10]. Следовательно, формирование захваченных алмазообразующих флюидов/расплавов могло быть связано с частичным плавлением пироксенитового или смешанного эклогит-пироксенитового субстрата [42, 44, 45]. Таким образом,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

рост кубоидов и алмазов в «оболочке» из россыпей Красновишерского района Среднего/Северного Урала связан с эклогитовыми и пироксенитовыми мантийными породами. Значительное преобладание включений эклогитового парагенезиса также характерно для уральских додекаэдроидов [18, 25]. Подобная закономерность указывает на ведущую роль субдукционных процессов в формировании алмазов, что также предполагается для россыпей севера Сибирского кратона [46].

Заключение. Содержащие микровключения алмазы из россыпей Красновишерского района Среднего/Северного Урала характеризуются различным дефектно-примесным составом, позволяющим выделить по крайней мере три независимых метасоматических этапа в субконтинентальной литосферной мантии восточной окраины Восточно-Европейского кратона:

1. Наиболее древний метасоматический этап привел к образованию алмазов В-типа, содержащих азот в виде А- и В1-центров. Степень агрегации (% В1) таких алмазов составляет 3-8 %, а содержание азота варьирует в пределах 210-896 ppm. Формирование алмазов В-типа было связано с низко-Mg карбонатными (для кубоида) и силикатными (для алмаза в «оболочке») флюидами/расплавами.

2. Следующий метасоматический этап привел к образованию кубоида А-типа, содержащего азот исключительно в виде А-центров в концентрациях 239-256 ppm. Этот этап протекал при активном участии низко-Mg карбонатных флюидов/расплавов, более обогащенных MgO, CaO, Na_2O и CO_2 и обедненных SiO_2 относительно микровключений из кубоида В-типа.

3. Последний метасоматический этап предшествовал извержению транспортирующего мантийного расплава на поверхность и привел к образованию внешней «оболочки» С-типа, содержащей С и А азотные дефектные центры (% С = 3-17). Общее содержание азота в «оболочке» варьирует в интервале 987-1141 ppm. Рост этой генерации алмаза генетически взаимосвязан с силикатно-карбонатными флюидами/расплавами, имеющими более карбонатный состав по сравнению с внутренней «оболочкой» В-типа.

Выявленный тренд эволюции глубинных алмазообразующих флюидов/расплавов в субконтинентальной литосферной мантии восточной окраины Восточно-Европейского кратона направлен в сторону более карбонатных составов, обогащенных MgO, CaO, Na_2O и CO_2. Источниками вовлеченных флюидов/расплавов могли являться эклогитовые и пироксенитовые мантийные субстраты с разным соотношением H_2O и CO_2. Определенные геохимические особенности алмазообразующих сред сопоставимы с флюидами/расплавами, описанными в волокнистых алмазах из россыпей и кимберлитов из разных регионов мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Mantle Metasomatism // Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Heidelberg: Springer, 2013. P. 471-533. DOI: 10.1007/978-3-642-28394-9_12

2. *Aulbach S., Massuyeau M., Garber J.M. et al.* Ultramafic Carbonated Melt- and Auto-Metasomatism in Mantle Eclogites: Compositional Effects and Geophysical Consequences // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2020. Vol. 21. Iss. 5. № e2019GC008774. DOI: 10.1029/2019GC008774

3. *Skuzovatov S., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Smelov A.P.* The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the north-eastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential // Geoscience Frontiers. 2022. Vol. 13. Iss. 6. № 101455. P. 1-17. DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101455

4. *Melnik A.E., Korolev N.M., Skublov S.G. et al.* Zircon in mantle eclogite xenoliths: a review // Geological Magazine. 2021. Vol. 158. Iss. 8. P. 1371-1382. DOI: 10.1017/S0016756820001387

5. *Ashchepkov I., Logvinova A., Spetsius Z. et al.* Eclogite Varieties and Their Positions in the Cratonic Mantle Lithosphere beneath Siberian Craton and Archean Cratons Worldwide // Minerals. 2022. Vol. 12. № 1353. DOI: 10.3390/min12111353

6. *Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite // Geoscience Frontiers. 2019. Vol. 10. Iss. 5. P. 1941-1959. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.12.006

7. *Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A. et al.* Metasomatic Evolution of Coesite-Bearing Diamondiferous Eclogite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. Vol. 10. Iss. 4. № 383. DOI: 10.3390/min10040383

8. *Stachel T., Luth R.W.* Diamond formation – Where, when and how? // Lithos. 2015. Vol. 220-223. P. 200-220. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.01.028

9. *Weiss Y., Czas J., Navon O.* Fluid Inclusions in Fibrous Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 475-532. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.09

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

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

11. *Walter M.J., Thomson A.R., Smith E.M.* Geochemistry of Silicate and Oxide Inclusions in Sublithospheric Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 393-450. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.07

12. *Smit K.V., Timmerman S., Aulbach S. et al.* Geochronology of Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 567-636. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.11

13. *Gubanov N., Zedgenizov D., Sharygin I., Ragozin A.* Origin and Evolution of High-Mg Carbonatitic and Low-Mg Carbonatitic to Silicic High-Density Fluids in Coated Diamonds from Udachnaya Kimberlite Pipe // Minerals. 2019. Vol. 9. Iss. 12. № 734. DOI: 10.3390/min9120734

14. *Elazar O., Grütter H., Weiss Y.* The A B C's of metasomatism in the North Atlantic Craton during Pangea breakup; characterized by fluid inclusions in Chidliak diamonds // Lithos. 2022. Vol. 422-423. № 106725. DOI: 10.1016/j.lithos.2022.106725

15. *Puchkov V.N.* The evolution of the Uralian orogen // Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 327. P. 161-195. DOI: 10.1144/SP327.9

16. *Puchkov V.N.* General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 4-29. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.01.005

17. *Konstantinovskii A.A.* Epochs of Diamond Placer Formation in the Precambrian and Phanerozoic // Lithology and Mineral Resources. 2003. Vol. 38. № 6. P. 530-546. DOI: 10.1023/A:1027316611376

18. *Laiginhas F., Pearson D.G., Phillips D. et al.* Re-Os and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotope measurements of inclusions in alluvial diamonds from the Ural Mountains: Constraints on diamond genesis and eruption ages // Lithos. 2009. Vol. 112. S. 2. P. 714-723. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.03.003

19. *Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I. et al.* Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // Chemical Geology. 2018. Vol. 479. P. 228-240. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.01.013

20. *Устинов В.Н., Микоев И.И., Пивень Г.Ф.* Поисковые модели коренных месторождений алмазов севера Восточно-Европейской платформы // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 299-318. DOI: 10.31897/PMI.2022.49

21. *Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др.* Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134-157.

22. *Васильев Е.А., Клепиков И.В., Козлов А.В., Антонов А.В.* Природа удлиненной формы кристаллов алмаза из россыпей Урала // Записки Горного института. 2019. Т. 239. С. 492-496. DOI: 10.31897/PMI.2019.5.492

23. *Nefedov Y.V., Klepikov I.V.* Occurrence Regularities of Nitrogen Defects in the Ural Type Crystal Diamonds from Different Regions // Key Engineering Materials. 2018. Vol. 769. P. 201-206. DOI: 10.4028/www.scientific.net/KEM.769.201

24. *Klepikov I.V., Vasilev E.A., Antonov A.V.* The Defect-Impurity Composition of Diamond Crystals with 〈100〉 Growth Pyramids from Placers of the Krasnovishersk District, the Urals // Geology of Ore Deposits. 2020. Vol. 62. № 8. P. 743-753. DOI: 10.1134/S107570152008005X

25. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Tomilenko A.A. et al.* Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N_2 and hydrocarbons in fluid inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. Vol. 266. P. 197-219. DOI: 10.1016/j.gca.2019.08.028

26. *Zaitsev A.M.* Optical Properties of Diamond. Heidelberg: Springer, 2001. 502 p. DOI: 10.1007/978-3-662-04548-0

27. *Goss J.P., Briddon P.R., Hill V. et al.* Identification of the structure of the 3107 cm^{-1} H-related defect in diamond // Journal of Physics: Condensed Matter. 2014. Vol. 26. № 14. № 145801. DOI: 10.1088/0953-8984/26/14/145801

28. *Weiss Y., Kiflawi I., Navon O.* IR spectroscopy: Quantitative determination of the mineralogy and bulk composition of fluid microinclusions in diamonds // Chemical Geology. 2010. Vol. 275. Iss. 1-2. P. 26-34. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2010.04.010

29. *Vasilev E.A., Klepikov I.V., Lukianova L.I.* Comparison of Diamonds from the Rassolninskaya Depression and Modern Alluvial Placers of the Krasnovishersky District (Ural Region) // Geology of Ore Deposits. 2019. Vol. 61. № 7. P. 598-605. DOI: 10.1134/S1075701519070134

30. *Harris J.W., Smit K.V., Fedortchouk Y., Moore M.* Morphology of Monocrystalline Diamond and its Inclusions // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 119-166. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.02

31. *Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // American Mineralogist. 1990. Vol. 75. № 11-12. P. 1290-1310.

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

33. *Green B.L., Collins A.T., Breeding C.M.* Diamond Spectroscopy, Defect Centers, Color, and Treatments // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 637-688. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.12

34. *Fedorova E.N., Logvinova A.M., Luk'yanova L.I., Sobolev N.V.* Typomorphic characteristics of the Ural diamonds (from FTIR spectroscopy data) // Russian Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54. № 12. P. 1458-1470. DOI: 10.1016/j.rgg.2013.10.013

35. *Speich L., Kohn S.C., Wirth R. et al.* The relationship between platelet size and the B′ infrared peak of natural diamonds revisited // Lithos. 2017. Vol. 278-281. P. 419-426. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.02.010

36. *Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. и др.* Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1649-1664.

37. *Kosman C.W., Kopylova M.G., Stern R.A. et al.* Cretaceous mantle of the Congo craton: Evidence from mineral and fluid inclusions in Kasai alluvial diamonds // Lithos. 2016. Vol. 265. P. 42-56. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.07.004

38. *Timmerman S., Yeow H., Honda M. et al.* U-Th/He systematics of fluid-rich 'fibrous' diamonds – Evidence for pre- and syn-kimberlite eruption ages // Chemical Geology. 2019. Vol. 515. P. 22-36. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.04.001

39. *Weiss Y., Kessel R., Griffin W.L. et al.* A new model for the evolution of diamond-forming fluids: Evidence from microinclusion-bearing diamonds from Kankan, Guinea // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 660-674. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.05.038

40. *Ширяев А.А., Израэли Е.С., Хаури Э.Г. и др.* Химические, оптические и изотопные особенности волокнистых алмазов из Бразилии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1207-1222.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

41. *Luth R.W., Palyanov Y.N., Bureau H.* Experimental Petrology Applied to Natural Diamond Growth // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 755-808. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.14

42. *Elazar O., Frost D., Navon O., Kessel R.* Melting of H_2O and CO_2-be aring eclogite at 4-6 GPa and 900-1200 °C: implications for the generation of diamond-forming fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. Vol. 255. P. 69-87. DOI: 10.1016/j.gca.2019.03.025

43. *Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder M. et al.* High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds – a new type of diamond-forming fluid // Lithos. 2009. Vol. 112. S. 2. P. 648-659. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.03.015

44. *Hammouda T., Keshav S.* Melting in the mantle in the presence of carbon: Review of experiments and discussion on the origin of carbonatites // Chemical Geology. 2015. Vol. 418. P. 171-188. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2015.05.018

45. *Kogiso T., Hirschmann M.M., Pertermann M.* High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2407-2422. DOI: 10.1093/petrology/egh057

46. *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 Research. 2015. Vol. 28. Iss. 1. P. 106-120. DOI: 10.1016/j.gr.2014.03.018

***Авторы*: Н.В.Губанов,** *младший научный сотрудник, аспирант, https://orcid.org/0000-0002-0718-8021, goubanov97@gmail.com* (*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*; *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), **Д.А.Зедгенизов,** *д-р геол.-минерал. наук, профессор РАН, директор, заведующий кафедрой, https://orcid.org/0000-0002-5934-9122* (*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*; *Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия*), **Е.А.Васильев,** *д-р геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0003-2216-0956* (*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*), **В.А.Наумов,** *д-р геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0002-2824-1012* (*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0