

УДК 552.323.6.

СОСТАВЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ: ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ КИМБЕРЛИТОВ

© 2023 г. А. В. Головин^а, *, В. С. Каменецкий^б, **

^а Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^б Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка, Московская обл., Россия

*e-mail: avg@igm.nsc.ru

**e-mail: dima.kamenetsky@hotmail.com

Поступила в редакцию 20.08.2020 г.

После доработки 24.06.2022 г.

Принята к публикации 18.09.2022 г.

Представлено обобщение известных на настоящий момент результатов исследований расплавных включений в минералах разновозрастных кимберлитов, располагающихся на территории древних кратонов различных регионов мира. Расплавные включения представляют собой законсервированные микропорции кимберлитовых расплавов на определенных этапах эволюции магматической системы. Все изученные включения полностью раскристаллизованны и состоят из дочерних минералов и пузырьков, в которых иногда фиксируется низкоплотная углекислота. Отдельных водосодержащих флюидных фаз, так же как и каких-либо стекол, во включениях не установлено. Среди дочерних фаз во включениях было выявлено более 60 минералов. Тем не менее включения из минералов различных кимберлитов характеризуются идентичным или очень близким набором дочерних кристаллических фаз. Дочерние минералы представлены разнообразными Na-K-Ca-, Na-Ca-, Na-Mg-, K-Ca-, Ca-Mg-, Ca-, Mg-, Na-карбонатами, Na-Mg- и Na-карбонатами с дополнительными анионами Cl^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , щелочными сульфатами, хлоридами, фосфатами, сульфидами, оксидами и силикатами. Щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды обычно отсутствуют в матриксе подавляющего большинства кимберлитов мира, однако во включениях в минералах из всех изученных кимберлитов этот парагенезис ассоциирует с традиционными минералами для таких пород, как оливин, слюды, монтчеллит, минералы группы шпинели, перовскит, рутил, ильменит, кальцит и доломит. Во всех включениях карбонаты всегда преобладают над силикатами и их содержание варьирует от 30 до 85 об. % при содержании силикатов от 0 до 18 об. %. В составе всех включений также присутствуют хлориды (галит/сильвин) от 2 до 55 об. %. При относительно низком содержании карбонатов во включениях (от 30 до 50 об. %) главенствующее положение занимают не дочерние силикаты, что следовало бы ожидать из традиционной парадигмы обогащения SiO_2 кимберлитовых расплавов, а хлориды, концентрация которых в этих случаях составляет от 18 до 55 об. %. Результаты изучения расплавных включений свидетельствуют в пользу того, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали преимущественно в пределах $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-CO}_2\text{-Cl}$ системы, т.е. представляли собой обогащенные щелочами карбонатитовые/карбонат-хлоридные жидкости. По разнообразным оценкам, содержание SiO_2 в кимберлитовых расплавах на разных этапах их эволюции могло варьировать от первых до 19 мас. %. Очевидно, что во время и после формирования кимберлитовых тел взаимодействие с метеорными и/или погребенными во вмещающих породах водами приводит к массовой серпентинизации оливина кимберлитов и растворению значительной части магматических минералов кимберлитов, таких как щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды. При использовании традиционных подходов изучения кимберлитов роль таких компонентов, как Na_2O , CO_2 , Cl , в меньшей степени K_2O , S и F , в петрогенезисе кимберлитов недооценена, в то время как содержания SiO_2 , MgO и H_2O в первичных/примитивных расплавах значительно завышены.

Ключевые слова: кимберлиты, минералогия, составы кимберлитовых расплавов, расплавные включения, карбонатиты, мантийные ксенолиты

DOI: 10.31857/S0869590323020036, EDN: GRAYKX

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты являются главным источником природных алмазов ювелирного качества, в том

числе самых крупных и необычной окраски кристаллов. Поэтому с момента их первой находки в Южной Африке в 1887 г. эти породы были окутаны

неким ореолом загадочности и мистицизма. Кроме прямого экономического значения, кимберлиты продолжают вызывать значительный интерес научного сообщества, поскольку изучение этих пород позволяет решать многочисленные фундаментальные вопросы, связанные с формированием и эволюцией литосферы древних кратонов. Кимберлитовые расплавы, по различным данным, могут формироваться на глубинах 150–650 км (например, Mitchell, 2008; Tappe et al., 2013; Pearson et al., 2014; Sharygin et al., 2017) и, возможно, даже глубже (Haggerty, 1994; Torsvik et al., 2010). Двигаясь через литосферу древних кратонов к поверхности, кимберлитовые расплавы захватывают разнообразные обломки (ксенолиты) мантийных и коровых пород. Ксенолиты вместе с транспортирующей их кимберлитовой магмой являются наиболее достоверным источником информации о химических и физических свойствах, режимах плавления и формирования континентальной литосферной мантии. В течение последних 50-ти лет научные исследования кимберлитовых пород были традиционно направлены на анализ составов пород и минералов, а также датирования эпизодов внедрения (например, Mitchell, 1986, 1995; Mitchell et al., 2019; Neaman et al., 2019). Однако проблема вариаций первоначального состава кимберлитовых расплавов и трендов их эволюции при подъеме к поверхности, а также при кристаллизации магмы остается открытой (Mitchell et al., 2019).

Согласно классификации Международного союза геологических наук (IUGS), кимберлитами называют “богатые летучими компонентами ультраосновные магматические породы со щелочным (калиевым) уклоном” (Классификация ..., 1997). Исходя из химического состава этих пород, кимберлиты являются бедными SiO_2 , но в то же время обогащенными MgO , CO_2 (~10 мас. %) и H_2O (≥ 5 мас. %) (Mitchell et al., 2019). Калий в кимберлитах, за исключением некоторых проявлений (Kamenetsky et al., 2012, 2014b; Golovin et al., 2017a), существенно преобладает над натрием (< 0.5 мас. % Na_2O , ≤ 3.0 мас. % K_2O) (Mitchell et al., 2019). Следует отметить, что, хотя кимберлиты являются ультраосновными и в целом бедными SiO_2 породами, SiO_2 и MgO ($\text{SiO}_2 + \text{MgO} \geq 50$ мас. %) существенно преобладают над всеми остальными компонентами.

Три основных подхода могут быть использованы для реконструкции составов примитивных кимберлитовых расплавов и их эволюционных трендов.

Первый, “традиционный” подход базируется на предположении, что валовый состав кимберлитовых пород, в частности афанитовых (скрытокристаллических) кимберлитов (например, Price et al., 2000; Корулова et al., 2007; Moore, 2012), может в значительной мере отображать первоначальный

или примитивный состав кимберлитовых расплавов. Именно этот подход часто используется в экспериментальных работах, посвященных проблемам генерации кимберлитовых расплавов (например, Ringwood et al., 1992; Edgar, Charbonneau, 1993; Kesson et al., 1994; Girnig et al., 1995, 2011; Stamm, Schmidt, 2017). На основании этого подхода был сделан вывод о том, что первичные/примитивные кимберлитовые расплавы характеризуются ультраосновным составом с преобладанием SiO_2 и MgO над другими компонентами. Они обогащены водой и углекислотой, а содержание CaO существенно преобладает над Na_2O или K_2O и суммой щелочей (например, Корулова et al., 2007; Kjarsgaard et al., 2009). Традиционно считается, что содержания SiO_2 и MgO как по отдельности, так и в сумме ($\text{SiO}_2 + \text{MgO} \geq 50$ мас. %) преобладают над любыми другими оксидами в моделируемых кимберлитовых расплавах (Kjarsgaard et al., 2009). Некоторые вариации главных породообразующих компонентов в кимберлитовых расплавах при таком подходе суммированы в работе (Sparks et al., 2009), где также отмечается, что максимальное содержание как SiO_2 , так и MgO может достигать 35 мас. %.

Однако в первом подходе не учитывается ряд процессов, которые могут происходить при подъеме кимберлитовых магм и формировании кимберлитовых тел. К этим процессам относятся: (1) неизбежная контаминация кимберлитовой магмы верхнемантийным и коровым веществом, (2) возможная ликвация кимберлитовой магмы, (3) дегазация, (4) гравитационная дифференциация в кимберлитовой магме при подъеме и формировании кимберлитовых тел, (5) син- и постмагматическое изменение пород гидротермальными флюидами и метеорными водами. Всем этим процессам при традиционном подходе изучения петрогенезиса кимберлитов не уделялось достаточное внимание.

Общепринятая модель ультраосновного, обогащенного магниальным силикатом (оливин, серпентин) состава кимберлитовых расплавов несет в себе многочисленные противоречия и не объясняет многие физические свойства кимберлитовых магм. Такой состав подразумевает высокую степень частичного плавления перидотитовой мантии, что не согласуется с высокой обогащенностью кимберлитовых пород несовместимыми литофильными элементами и ставит серьезные ограничения на растворимость летучих компонентов в этих расплавах при низких давлениях. Это, в свою очередь, противоречит концепциям “вскипания” кимберлитовых расплавов и взрывного характера внедрения кимберлитовых магм.

Второй подход заключается в учете объема ксеногенных силикатов из дезинтегрированных мантийных пород в отдельном образце кимбер-

лита и объема растворения этих силикатов в кимберлитовых магмах. Результаты использования этого подхода в целом демонстрируют, что концентрации SiO_2 и MgO в примитивных кимберлитовых расплавах могут быть значительно ниже содержания таковых в валовом составе кимберлитовых пород. Кроме того, применение второго подхода приводит к выводам, что содержание карбонатного компонента (CO_2) в кимберлитовых расплавах существенно недооценено по сравнению с первым подходом. Оценки составов примитивных кимберлитовых жидкостей при использовании этого подхода в некоторой степени различаются и приводят к заключению, что примитивные кимберлитовые расплавы могли иметь существенно карбонатитовый (например, Brett et al., 2009, 2015) или обогащенный карбонатным компонентом состав (Giuliani et al., 2020), либо представлять собой переходные силикатно-карбонатные жидкости с содержанием SiO_2 до 19 мас. % (Soltys et al., 2018).

С нашей точки зрения, второй подход является наиболее рациональным, чем первый, поскольку учитывает мантийную ксеногенную составляющую в кимберлитовых породах. Тем не менее этот подход так же, как и первый, не принимает во внимание возможную ликвацию, дегазацию, кристаллизационную дифференциацию в кимберлитовых магмах и син/постмагматические изменения кимберлитовых пород.

Третьим подходом, используемым для выяснения первоначальных составов и трендов эволюции расплавов, из которых кристаллизуются минералы и формируются породы, является изучение расплавных/флюидных включений (реликтов законсервированных расплавов/флюидов) в минералах. В целом расплавные включения являются единственным прямым источником информации о составе расплавов на разных этапах их эволюции в пространстве и времени. Кроме того, изучение включений позволяет реконструировать процессы ликвации, дегазации и декарбонатизации, происходящие в магмах при их подъеме и дальнейшем формировании магматических пород.

Этот подход широко используется при изучении любых магматических пород (например, Реддер, 1987; Sobolev, 1996; Kamenetsky, Kamenetsky, 2010) и может быть с успехом применен, как будет показано ниже, и при решении разнообразных проблем, касающихся кимберлитового магматизма. К сожалению, до начала XXI в. исследований состава расплавных включений в минералах кимберлитов не проводилось, что привело к доминированию некорректных подходов и слабо обоснованных моделей петрогенезиса этих пород.

Насколько нам известно, первое достоверное описание включений расплава в оливинах из кимберлитов и их термометрия были проведены Н.П. Похиленко и Л.В. Усовой (Похиленко, Усо-

ва, 1978) по образцам из трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон, Россия). Следующей работой, подтверждающей присутствие расплавных включений в минералах кимберлитов из трубок Удачная и Мир, являлась статья И.В. Попивняка и Е.Е. Лазько (1979). В этой работе подробно были представлены результаты экспериментального изучения вещества расплавных включений при нагревании. В работе (Sobolev et al., 1989) дополнительно к раскристаллизованным вторичным расплавным включениям были выявлены вторичные флюидные (газово-жидкие, преимущественно углекислотного состава) включения в оливинах из кимберлитов трубки Удачная-Восточная. Также, по результатам термоэкспериментов со вторичными расплавными включениями, была предположена очень низкая вязкость расплава, из которого сформировались включения (Sobolev et al., 1989). Первые работы, посвященные именно детальному изучению состава расплавных включений в минералах кимберлитов, появились только в начале XXI в. и были выполнены опять же по образцам из трубки Удачная-Восточная (Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004). Результаты этих исследований противоречили существовавшим парадигмам петрогенезиса кимберлитов, что послужило стимулом для аналогичных исследований включений в других кимберлитах мира. В последнее десятилетие было проведено исследование расплавных включений в минералах из кимберлитов, расположенных на территории кратонов Северной Америки (Канада) и острова Гренландия (Дания), кратона Восточной Европы (Финляндия) и кратона Каапвааль (Южно-Африканская Республика) (Kamenetsky et al., 2009b, 2013, 2014a; Mernagh et al., 2011; Giuliani et al., 2017; Aberteiner et al., 2017, 2018b, 2018c, 2019a, 2020a, 2020b, 2022a). В совокупности все проведенные исследования расплавных включений в минералах кимберлитов мира позволили получить весьма необычные для петрогенезиса кимберлитов результаты, а именно: все включения были обогащены щелочами, хлором, серой и обеднены кремнием, магнием и водой относительно валового состава пород. Эти данные опровергают традиционные выводы об ультраосновном, обогащенном SiO_2 и MgO составе кимберлитовых расплавов. В итоге была предложена и стала активно развиваться новая модель, предполагающая щелочно-карбонатитовую природу первичных/примитивных кимберлитовых расплавов (Kamenetsky et al., 2014b).

Определенные реологические свойства (низкие плотность и вязкость) таких карбонатитовых расплавов могут обеспечивать их быстрый подъем с мантийных глубин вместе с мантийными и коровыми ксенолитами. В какой-то мере аналогами расплавов такого состава могут служить низкотемпературные натрокарбонатитовые лавы вулкана Олдоиньо-Ленгаи (например, Keller, Zaitsev, 2012) и

экспериментально полученные при низких степенях плавления мантийных пород расплавы натро-доломитового состава (Green, Wallace, 1988; Wallace, Green, 1988; Sweeney, 1994; Sweeney et al., 1995; Shatskiy et al., 2015, 2020a, 2020b, 2021; Podborodnikov et al., 2019).

Настоящая статья представляет обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов мира, а также новых концепций, которые возникли на основе таких исследований.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Протокимберлитовые расплавы – существенно карбонатные жидкости, возникающие при малых степенях плавления в мантийном источнике.

Первичные кимберлитовые расплавы – расплавы, находящиеся в равновесии или частичном равновесии с мантийными породами в основании континентальной литосферы.

Примитивные кимберлитовые расплавы – незначительно проэволюционировавшие расплавы в результате взаимодействия с мантийными силикатами литосферы при движении к поверхности (по составу близки к первичным расплавам).

Кимберлитовая магма – смесь расплава (расплавов в случае ликвации) с некоторым количеством ксенокристов, ксенолитов и ликвидусными фазами.

Для дальнейшей дискуссии также требуется ввести определение терминов “карбонатиты” и “карбонатитовые расплавы”. По классификации Международного союза геологических наук (IUGS) карбонатитами называются породы, содержащие более 50% первичных (т.е. магматических) карбонатных минералов. Кроме того, определение карбонатитов ограничивается содержанием $\text{SiO}_2 < 20 \text{ мас. \%}$ в породе. При содержаниях в карбонатитах $\text{SiO}_2 > 20 \text{ мас. \%}$ их рекомендовано называть силикокарбонатитами (silicocarbonatites) (Le Maitre, 2002). Однако, например, автор работы (Mitchell, 2005) расширяет этот термин и определяет породы, со-

держащие более 30 об. % первичных магматических карбонатов независимо от содержания SiO_2 , как карбонатиты. К сожалению, каких-либо обобщающих работ или общепринятых ограничений вариаций содержания основного летучего компонента – CO_2 и второстепенных летучих, например, таких как Cl, S, F, для карбонатитов нам не известно. В настоящей работе карбонатитовые расплавы условно ограничены содержанием $\text{SiO}_2 < 20 \text{ мас. \%}$.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВ

В настоящем обзоре мы использовали опубликованные данные по кимберлитам разных провинций мира, располагающихся на территории кратонов Северной Америки и Восточной Европы, Сибирского кратона, а также кратона Каапвааль и мобильного пояса Лимпопо, примыкающего к последнему на севере (рис. 1). Важно отметить, что все исследованные кимберлиты за пределами России располагаются в разных породах архейского фундамента и имеют разный возраст внедрения, от протерозоя до кайнозоя (рис. 1, табл. 1).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КИМБЕРЛИТОВ МИРА: ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Расплавные включения в минералах обычно подразделяют на первичные, вторичные и псевдотеричные/мнимовторичные (Реддер, 1987). В минералах кимберлитов мира встречены первичные, вторичные и псевдотеричные расплавные включения (рис. 2). Форма включений разнообразная: округлая, каплевидная, удлинненно-овальная, неправильная, амебообразная, реже полуограниченная (рис. 2а; 3а, 3б; 4а). Размер включений варьирует обычно от первых до 100 мкм, в редких случаях размер единичных включений может дости-

Рис. 1. Обзорная схема местоположений кимберлитовых проявлений мира.

Границы кратонов, в пределах которых располагаются кимберлиты, обозначены штриховыми линиями: 1 – Северо-Американский кратон, 2 – Восточно-Европейский кратон, 3 – Сибирский кратон, 4 – кратон Каапвааль. Схемы расположения и возраст кимберлитовых проявлений приведены в нижней части рисунка, на которых после названия кимберлитовых тел в скобках указан период их формирования в соответствии со стратиграфической шкалой (Cohen et al., 2013) и аббревиатурами периодов (кроме введенного нами сокращения – Ed – эдиакарий) в соответствии с (Ogndorff et al., 2010). Ed – эдиакарийский, Є – кембрийский, S – силурийский, D – девонский, Tr – триасовый, J – юрский, K – меловой, PЄ – палеогеновый. 1 – Северо-Американский кратон, положение и возраст кимберлитов (врезка 1а, 1б): Аарон, Лесли, Коала, Марк по (Creaser et al., 2004), Роджер по (Lockhart et al., 2004), Джериго по (Heaman et al., 2006; Корюлова, Неуман, 2008), Гайчо Къэ по (Hetman et al., 2004), Майюге по (Nielsen, Sand, 2008). 2 – Восточно-Европейский кратон, возраст и расположение трубки №1 по (Tuni, 1997) (врезка 2). 3 – Сибирский кратон, положение и возраст трубок Удачная, Комсомольская-Магнитная, Заполярная и Малокуонапская по (Kinny et al., 1997; Зайцев, Сметлов, 2010; Sun et al., 2014; Lerekhina et al., 2008) (врезка 3). 4 – кратон Каапвааль, расположение и возраст кимберлитов Булфонтейн, Весселтон, Монастери и Бенфонтейн по (Field et al., 2008; Abersteiner et al., 2019a; Kramers et al., 1983; Shee, 1985; Batumike et al., 2008). Мобильный пояс Лимпопо (врезка 4), расположение и возраст кимберлитового поля Венеция (трубки K1 и K2) по (Allsopp et al., 1995).

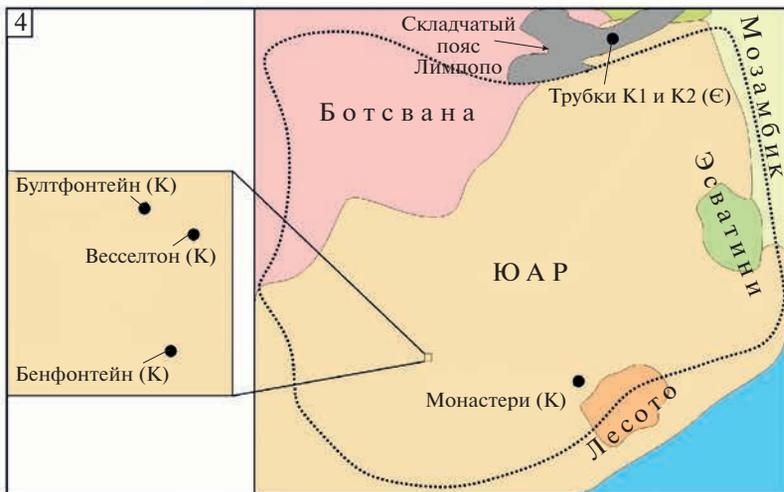
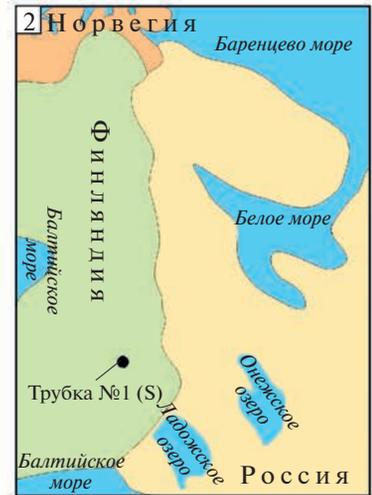
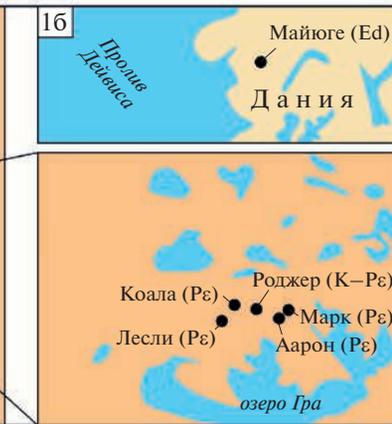
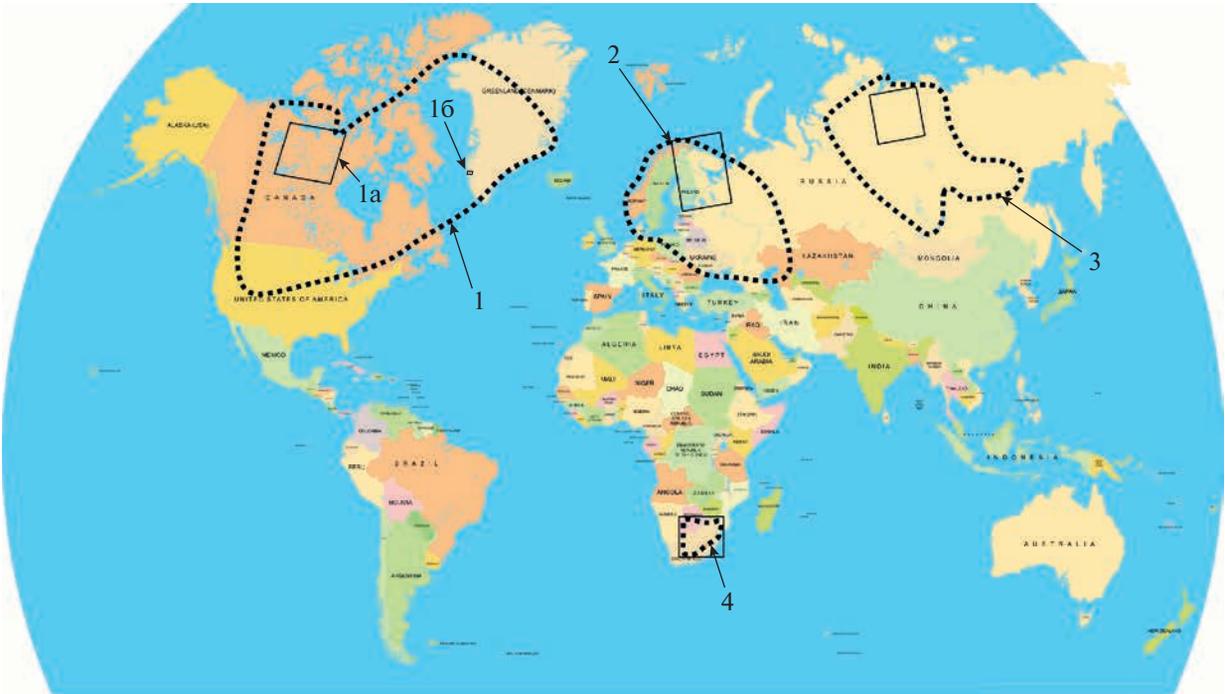


Таблица 1. Возрасты кимберлитовых проявлений мира

Кимберлитовое поле	Проявление	Возраст, млн лет	Литературный источник
Северо-Американский кратон			
Лак де Гра	Аарон	~45	Fedortchouk et al., 2005
	Марк	~48	Davis, Kjarsgaard, 1997
	Коала	~53	Creaser et al., 2004
	Лесли	~53	Sarkar et al., 2015
	Роджер	~68	Lockhart et al., 2004
Джерико	Джерико	~173	Heaman et al., 2006
Гайчо Къэ		~539	Hetman et al., 2004
Регион Манийтсок	Майюге	~564	Nielsen, Sand, 2008
Восточно-Европейский кратон			
Купио-Каави	Трубка № 1	~430	Tyni, 1997
Сибирский кратон			
Далдынское	Удачная (восточное и западное тело)	~367	Kinny et al., 1997
		~353	
Верхне-Мунское	Комсомольская-Магнитная	~380	Зайцев, Смелов, 2010
	Заполярная	~366	Sun et al., 2014
Куранахское	Малокуонапская	~226	Lepekhina et al., 2008
Кратон Каапвааль			
Кимберли	Бултфонтейн	~84	Kramers et al., 1983
	Весселтон	~90	Shee, 1985
	Бенфонтейн	~86	Batumike et al., 2008
Монастери	Монастери	~89	Batumike et al., 2008
Мобильный пояс Лимпопо			
Венеция	Трубки K1 и K2	~530–540	Allsopp et al., 1995

гать 200 мкм. Только в мегакристаллах клинопироксенов были установлены вторичные расплавные раскристаллизованные макровключения размером до 5 мм (Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019). В большинстве случаев фазовый состав расплавных включений — обычно деформированный или округло-овальный пузырек + кристаллические дочерние минералы, размер которых составляет от 5 до 20 мкм, но в отдельных случаях может достигать 50 мкм ± тонкораскристаллизованный агрегат с размером составляющих его индивидов менее 2 мкм, который может составлять до 10 об. % вещества включений (рис. 2а; 3а, 3б; 4а). Достоверные определения стекла во включениях в макро- и микрокристаллах из кимберлитов мира отсутствуют. Количество кристаллических дочерних минералов в невоскрытых и выведенных на поверхность вмещающего минерала индивидуальных включениях может достигать 20 минеральных видов (рис. 2а; 3а, 3б; 4а). Все перечисленные особенности расплавных включений в минералах кимберлитов характерны и для вторичных расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов (рис. 5). Названия дочерних мине-

ралов из расплавных включений в минералах кимберлитов мира, их формулы и аббревиатура, используемая в статье на рисунках, а также частота встречаемости представлены в табл. 2.

Включения расплава изучались в мегакристаллах, ксенокристаллах, фенокристаллах, минералах основной массы из вулканокластических и когерентных разновидностей как несерпентинизированных, так и частично серпентинизированных кимберлитов и в минералах мантийных ксенолитов (табл. 3–4, рис. 2–5). Включения расплава изучались как в ранних минералах, образовавшихся при относительно высоких давлениях, таких как оливин, Ст-шпинель, перовскит и ильменит, так и в минералах, кристаллизовавшихся в приповерхностных условиях и слагающих основную массу пород, таких как перовскит, монтичеллит, магнетит, апатит и кальцит. В ксенокристаллах/фенокристаллах/микрофенокристаллах оливина установлены все три типа расплавных включений — первичные, вторичные и псевдвторичные (Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004, 2009b, 2013; Mernagh et al., 2011; Томиленко и др., 2017; Giuliani et al., 2017; Abersteiner et al., 2018b, 2019a,

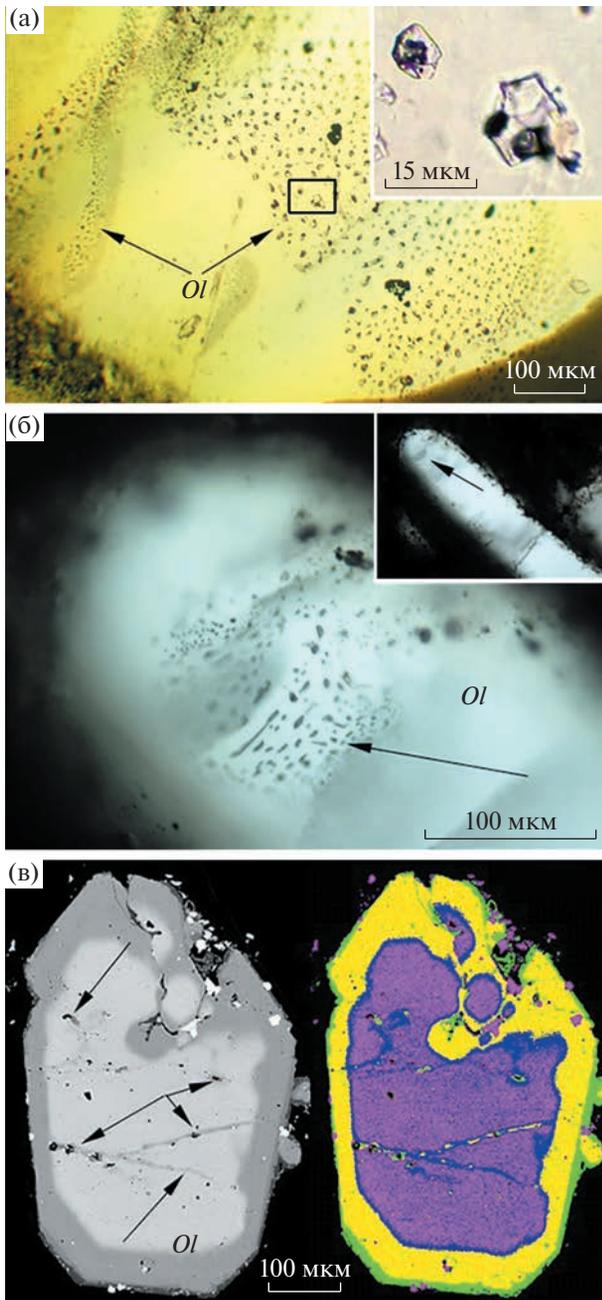


Рис. 2. Распределение вторичных и псевдвторичных включений расплава в оливинах из кимберлитов трубки Удачная.

(а) – вторичные расплавные включения, формирующие поля и цепочки по залеченным трещинам в ксенокристе оливина (проходящий свет); (б) – псевдвторичные расплавные включения в центральной зоне макрокристалла оливина (проходящий свет); (в) – зональный макрокристалл оливина (изображение в обратнорассеянных электронах). Центральная часть этого макрокристалла является частично резорбированным обломком ксенокристалла. Стрелками показаны трещины в центральной части оливина и распределение в них включений расплава. Видно, что трещины не секут внешние, магматического происхождения зоны оливина, т.е. расплавные включения являются псевдвторичными для этих внешних зон. Цветом показано распределение Mg# в макрокристе оливина (повышение Mg# от центра к краю). *Oi* – оливин.

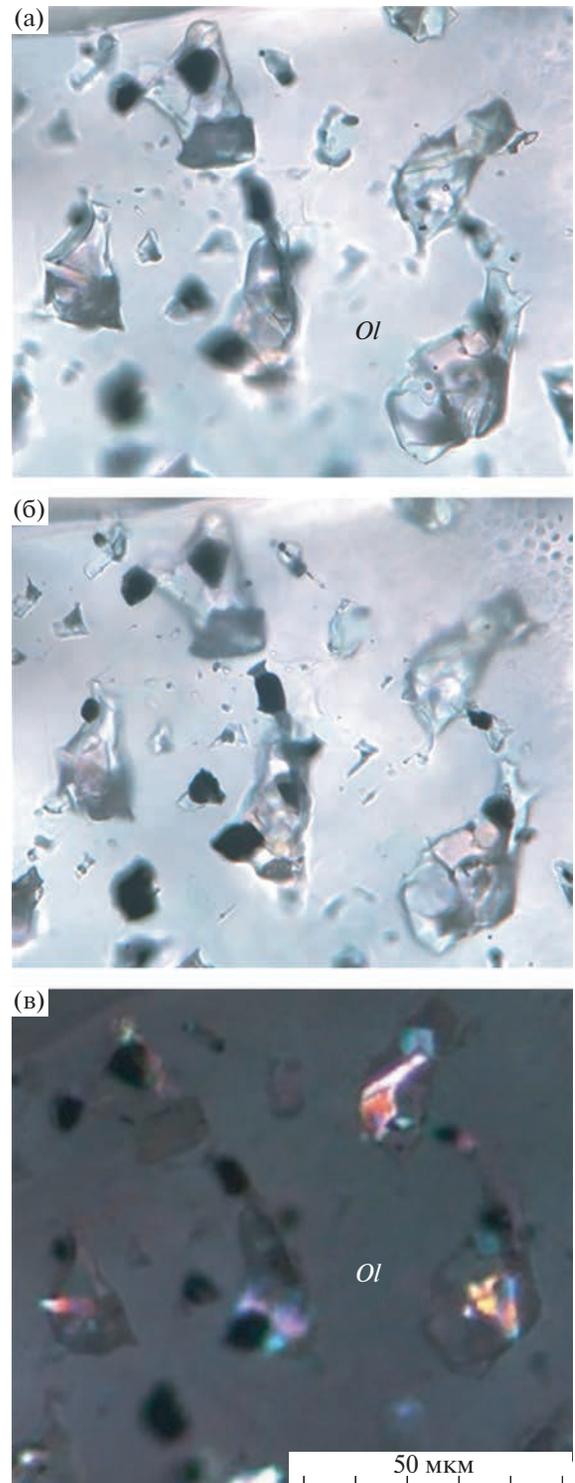


Рис. 3. Формы расплавных включений в ксенокристе оливина из кимберлита трубки Удачная.

(а, б) – группа включений на различных глубинах фокуса (проходящий свет). В каждом индивидуальном включении визуально идентифицируется более десяти дочерних минералов. (в) – эти же включения в скрещенных николях, светящиеся фазы внутри включений являются карбонатами. *Oi* – оливин.

Таблица 2. Название дочерних минералов, аббревиатура, формулы и частота идентификации этих фаз в индивидуальных расплавленных включениях в минералах кимберлитов мира

Дочерний минерал из включений	Аббревиатура	Формула	Частота идентификации*
Карбонаты			
Ньеререит ¹	<i>Ny</i>	$(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$	>5%
Шортит	<i>Sht</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$	>5%
Эйтелит	<i>Eit</i>	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$	>5%
Доломит	<i>Dol</i>	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	>5%
Кальцит	<i>Cal</i>	CaCO_3	>5%
Арагонит	<i>Arg</i>	CaCO_3	>5%**
Na-Са-карбонат ²	<i>Na-Ca-Carb</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$	<5%**
Пирссонит	<i>Prs</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	<5%
Файрчильдит ³	<i>Frc</i>	$\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$	<5%
К-ньеререит ⁴	<i>K-Ny</i>	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$	<5%
Грегориит	<i>Gre</i>	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_2\text{CO}_3$	<5%
Натрит	<i>Nat</i>	Na_2CO_3	<5%
Магнезит	<i>Mgs</i>	MgCO_3	<5%
Сидерит	<i>Sdr</i>	FeCO_3	<5%
Стронцианит	<i>Str</i>	SrCO_3	<5%
Витерит	<i>Wir</i>	BaCO_3	<5%
Карбонаты с дополнительным анионом			
Нортупит	<i>Nrt</i>	$\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$	>5%
Беркеит	<i>Burk</i>	$\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$	>5%
Тихит	<i>Tych</i>	$\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$	<5%
Нахколит	<i>Nhc</i>	NaHCO_3	<5%
Брэдлийит	<i>Brd</i>	$\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$	<5%
Цебаит	<i>Cb</i>	$\text{Ba}_3\text{Ce}_2(\text{CO}_3)_5\text{F}_2$	<5%
Даусонит	<i>Dw</i>	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	<5%
Анцилит	<i>Anc</i>	$\text{Sr}(\text{REE})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$	<5%
Сульфаты			
Афгиталиит	<i>Aph</i>	$\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	>5%
Аркианит	<i>Arc</i>	K_2SO_4	<5%
Тенардит	<i>Ten</i>	Na_2SO_4	<5%
Глауберит	<i>Glb</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$	<5%
Барит	<i>Bar</i>	BaSO_4	<5%
Когаркоит	<i>Kgr</i>	$\text{Na}_3(\text{SO}_4)\text{F}$	<5%
Целестин	<i>Cel</i>	SrSO_4	<5%
Бассанит	<i>Bas</i>	$\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	<5%

Таблица 2. Продолжение

Дочерний минерал из включений	Аббревиатура	Формула	Частота идентификации*
Боуссингаултит	<i>Bou</i>	$(\text{NH}_4)_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	<5%
Фосфаты			
Апатит	<i>Ap</i>	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	<5%
Нахпоит	<i>Nhp</i>	$\text{Na}_2(\text{HPO}_4)$	<5%
Сульфиды			
Джерфишерит	<i>Dj</i>	$\text{K}_6(\text{Na}, \text{Cu})(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$	<5%
Расвумит	<i>Rs</i>	KFe_3S_4	<5%
Пирротин	<i>Po</i>	Fe_{1-x}S	<5%
Пентландит	<i>Pn</i>	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	<5%
Халькопирит	<i>Ccp</i>	CuFeS_2	<5%
Галогениды			
Галит	<i>Hal</i>	NaCl	>5%
Сильвин	<i>Syl</i>	KCl	>5%
Хлоромагнезит	<i>Cmgm</i>	MgCl_2	<5%**
Флюорит	<i>Flt</i>	CaF_2	<5%
Оксиды			
Шпинелиды ⁵			
хромит	<i>Chr</i>	$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$	>5%
шпинель	<i>Spl</i>	MgAl_2O_4	
магнетит	<i>Mgt</i>	FeFe_2O_4	
Перовскит	<i>Prv</i>	CaTiO_3	<5%
Ильменит	<i>Ilm</i>	FeTiO_3	<5%
Рутил	<i>Rt</i>	TiO_2	<5%
Пирохлор	<i>Prc</i>	$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$	<5%
Периклаз	<i>Per</i>	MgO	<5%
Кимцеит	<i>Kim</i>	$\text{Ca}_3(\text{Zr}, \text{Ti}_2)(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{+3})_3\text{O}_{12}$	<5%
Фрейденбергит	<i>Fr</i>	$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_6\text{O}_{16}$	<5%
Прайдерит	<i>Prd</i>	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_8\text{O}_{16}$	<5%
Силикаты			
Слюды ⁶			
флогопит	<i>Phl</i>	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	>5%
тетраферрифлогопит	<i>Tphl</i>	$\text{KMg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	
Оливин	<i>Ol</i>	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	<5%
Клинопироксен	<i>Cpx</i>	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	<5%
Гумит	<i>Hum</i>	$(\text{Mg}, \text{Fe})_7(\text{SiO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})_2$	<5%
Монтчеллит	<i>Mtc</i>	CaMgSiO_4	<5%

Таблица 2. Окончание

Дочерний минерал из включений	Аббревиатура	Формула	Частота идентификации*
Содалит	<i>Sdl</i>	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$	<5%
Кальсилит	<i>Kls</i>	KAlSiO_4	<5%
Мелилит	<i>Mll</i>	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{+2})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$	<5%
Рихтерит	<i>Rch</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	<5%**
Буллфонтейнит	<i>Bul</i>	$\text{Ca}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{F}, \text{OH})_2$	< 5%
Пектолит	<i>Pct</i>	$\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$	< 5%
Нефелин	<i>Nph</i>	$(\text{Na}, \text{K})\text{AlSiO}_4$	< 5%

* Все дочерние минералы из индивидуальных включений из разных объектов мира были по частоте встречаемости (для удобства на 100 определений) разделены на 2 группы: >5% и <5%. Например, >5% для дочернего минерала означает, что этот минерал среди других дочерних минералов из раскристаллизованных расплавных включений будет диагностирован с наибольшей долей вероятности более чем в пяти случаях на 100 определений; <5% означает, что минерал диагностируется редко или вообще был диагностирован в единичных случаях; >5%** – такие содержания характерны для арагонита только в расплавных включениях в оливинах ксенолитов деформированных перидотитов (Golovin et al., 2018, 2020), в единичном случае арагонит также диагностировался в расплавном включении в оливине трубки Аарон (Mernagh et al., 2011); <5%** – определены в единичных случаях только во включениях в оливине ксенолитов деформированных перидотитов (Golovin et al., 2018).¹ Используется общее название “ньерерит” (минерал ромбической симметрии *Cmcm* и состава $\text{Na}_{1.64}\text{K}_{0.36}\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ (Bolotina et al., 2017)) для всех карбонатов из расплавных включений с преобладанием Na над K и Ca, однако соотношение натрия к калию и других примесей в катионных и анионных позициях (в частности, SO_4^{2-}) могут приводить к кристаллизации ромбических минералов с другими группами симметрии (см., например, обобщение в (Gavryushkin et al., 2016)). В некоторых статьях (табл. 3) для карбонатов состава $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, идентифицированных в расплавных включениях, использовалось также название “земкорит”, минерала, идентичного по составу ньерериту, выявленному в несерпентинизированных кимберлитах трубки Удачная-Восточная. Земкорит был выделен как отдельный минерал по причине гексагональной группы симметрии (Егоров и др., 1988), однако позже экспериментально было показано, что гексагональный карбонат состава $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ не устойчив в нормальных условиях (Golovin et al., 2015) и при температурах $\leq 360^\circ\text{C}$ стабилизируются только ромбический ньерерит.² Чистый $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ карбонат (Golovin et al., 2018), согласно данным рамановской спектроскопии, характеризуется ромбической группой симметрии. Все синтетические аналоги чистых Na-Ca карбонатов, для которых получены эталонные рамановские спектры (Böttcher, Reutel, 1996; Golovin et al., 2017b, Zucchini et al., 2022), также характеризуются ромбическими группами симметрии (Gavryushkin et al., 2016, Zucchini et al., 2022).³ Название “файрчильдит” – минерал гексагональной симметрии, заимствованно из первоисточников (см. табл. 3), вместе с тем такой же по составу K-Ca-карбонат, бючлиит (тригональная симметрия) является более устойчивым при нормальных условиях (Cooper et al., 1975).⁴ Кроме чистых K-Ca-карбонатов, файрчильдита и бючлиита, во включениях идентифицирован карбонат состава $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ при существенном преобладании K над Na в катионной позиции A_2 . Карбонат состава $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ ранее в единственном случае был диагностирован среди дочерних минералов в расплавных включениях из лампроитов (Abersteiner et al., 2022b). Состав этого карбоната в расплавных включениях в оливинах из лампроитов варьирует от $\text{K}_{1.7}\text{Na}_{0.3}\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ до $\text{K}_{1.3}\text{Na}_{0.7}\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$. Структура K-Na-Ca-карбоната не расшифрована, однако, согласно данным рамановской спектроскопии, этот карбонат имеет ромбическую симметрию, так же как и ньерерит, поэтому мы предлагаем его называть калиевым ньереритом (K-Ny).⁵ Состав минералов группы шпинели (которые могут быть зональные) варьирует от хромитов (*Chr*, $(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$) через разнообразные промежуточные разности (*Spl*) до титано-магнетитов (*Ti-Mgt*, $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$) и магнетитов (*Mgt*, FeFe_2O_4).⁶ Состав слюд (которые могут быть зональные) варьирует от флогопитов (*Phl*, $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) через промежуточные разности до практически не содержащих алюминия слюд – тетраферрифлогопитов (*Tphl*, $\text{KMg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$).

2019b, 2020a, 2022a; табл. 3, рис. 2). В фено/микрофенокристах других минералов и минералах основной массы кимберлитов расплавные включения являются первичными (Kamenetsky et al., 2013; Giuliani et al., 2017; Abersteiner et al., 2017, 2018a, 2018b, 2018c, 2019a, 2019c, 2020b; Потапов и др., 2022; табл. 3). В мегакристах генезис расплавных включений определен как вторичный (Kamenetsky et al., 2014b; Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019; Lebedeva et al., 2020; табл. 3). В оливинах ксенолитов мантийных перидотитов из кимберлитов включения являются вторичными (Шарыгин и др., 2012, 2021; Golovin et al., 2017b, 2018, 2020; Sharygin et al., 2022; Тарасов и др.,

2022; табл. 4, рис. 5), в то время как в ильмените из полимиктового мантийного ксенолита включения описываются как первичные (Giuliani et al., 2012; табл. 4).

При исследовании включений в минералах кимберлитов применялись такие традиционные методы термобарогеохимии, как термометрия и криометрия (высоко- и низкотемпературные исследования включений). Термометрия (нагревание включений) применялась для определения температур начала плавления вещества включений и температур гомогенизации включений, которые соответствуют минимальным температурам захвата/образования расплавных включений,

Таблица 3. Результаты изучения дочерних фаз из включений расплава в минералах кимберлитов мира

Литературный источник	Тип включений, вмещающий минерал	Минеральный состав раскристаллизованных расплавных включений*
Сибирский кратон (Россия)		
<i>Трубка Удачная-Восточная</i>		
Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004; Sharygin et al., 2007; Mernagh et al., 2011; Golovin et al., 2017a; Томиленко и др., 2017; Abersteiner et al., 2018a, 2019b, 2019c	Первичные, вторичные и псевдвторичные расплавные включения в макро/микрористах, минералах основной массы (вмещающие минералы: оливин, шпинель, перовскит, ильменит и кальцит)	Карбонаты ¹ : <i>Ny, Sht, Dol, Eit, Cal, Nrt, Burk, Gre, Nat, Frc, Mgs, Sdr, Str, Nhc</i> Сульфаты: <i>Aph, Ten, Arc</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Po, Pn</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Prv, Ilm</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Di, Hum, Mtc, Sdl, Mll</i>
Abersteiner et al., 2019d	Вторичные расплавные микровключения в мегакристах клинопироксена	Карбонаты: <i>Sht</i> , Ва-Sr- Сульфиды: <i>Dj</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Pct</i>
<i>Трубка Малокуонапская</i>		
Томиленко и др., 2015	Первичные расплавные включения во внешних зонах фено/микрофенокристов оливина	Карбонаты: щелочные карбонаты, <i>Dol, Cal, Mgs, Str</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Оксиды: <i>Mgt</i> Силикаты: <i>Phl, Cpx</i> , силикатная фаза с содержанием хлора 1.1 мас. %
<i>Трубка Заполярная</i>		
Потапов и др., 2022	Первичные расплавные включения в фено/микрофенокристах хромшпинелидов	Карбонаты: <i>Ny, Dol, Cal, Gre, Nrt, Brd</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl</i> Силикаты: <i>Phl, Ol</i>
Северо-Американский кратон (Канада и Дания (о. Гренландия))		
<i>Трубки Гайчо Къэ, Джерико, Аарон, Лесли и дайка Майюге</i>		
Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011	Вторичные и мнимовторичные расплавные включения в фенокристах оливина	Карбонаты: <i>Ny, Sht, Dol, Cal, Nrt, Gre, Nhc, Prs, Mgs, Arg, Wtr, Brd, Dw, Cb</i> Сульфаты: <i>Aph, Cel, Bas</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Fe-Ni-</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Prc</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Mtc</i>
<i>Трубка Лесли</i>		
Abersteiner et al., 2018c	Первичные расплавные включения в минералах основной массы: монтчеллите, перовските, магнетите	Карбонаты: щелочные (Na, K, Sr, Ba), <i>Dol, Cal</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: Fe- Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Per, Prv</i> Силикаты: <i>Ol, Phl</i>

Таблица 3. Продолжение

Литературный источник	Тип включений, вмещающий минерал	Минеральный состав раскристаллизованных расплавных включений*
<i>Трубка Джерико</i>		
Kamenetsky et al., 2014b	Расплавные включения в макрокристаллах ильменита	Карбонаты: щелочные (Na, K, Ca) Галогениды: <i>HI, Syl</i>
<i>Трубка Коала</i>		
Kamenetsky et al., 2013	Первичные, вторичные и мнимовторичные расплавные включения в фенокристаллах оливина; первичные включения в фенокристаллах шпинели	Карбонаты: <i>Ny, Sht, Eit, Dol, Frc, Brd</i> Сульфаты: <i>Aph</i> Галогениды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Spl</i> Силикаты: <i>Tphl</i>
<i>Трубка Роджер</i>		
Abersteiner et al., 2018b	Первичные расплавные включения в минералах основной массы: Сг-шпинели, монтичеллите и апатите; вторичные включения в фенокристаллах оливина	Карбонаты: щелочные (Na, K, Sr, Ba), <i>Ny, Gre, Frc, Dol, Cal, Wtr, Brd</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфаты: <i>Arc, Aph</i> Сульфиды: Fe-, Ni-Fe-, Fe-Zn- Галогениды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Mgt</i> Силикаты: <i>Phl, Ol, Hum, Mtc, Tphl</i>
<i>Гипабиссальное тело Марк</i>		
Abersteiner et al., 2020a	Вторичные и мнимовторичные расплавные включения в центральных частях и первичные расплавные включения в самых внешних краевых зонах макро/микрокристаллов оливина	Карбонаты: <i>Cal, Dol, Frc, Gre, Ny, Mgs, Wtr, Brd</i> Сульфаты: <i>Bar, Arc</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: Fe-Cu-, Cu-Fe- Галогениды: <i>Syl, HI</i> Оксиды: <i>Mgt, Prv, Per</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Mtc, Kls</i>
Abersteiner et al., 2020b	Первичные расплавные включения в центральных частях перовскита и хромшпинели	Карбонаты: K-Na-Ba-, <i>Cal, Dol</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Галогениды: <i>Syl, Na-K хлорид</i> Оксиды: <i>Prv</i> Силикаты: <i>Phl, Ol, Mtc, Kls</i>
Abersteiner et al., 2020b	Первичные расплавные включения в центральных частях монтичеллита и апатита	Карбонаты: <i>Cal, Ca-K-</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Галогениды: <i>Syl</i> Оксиды: Fe- <i>Per, Mg-Mgt</i> Силикаты: <i>Mtc</i>
Кратон Каапвааль (Южно-Африканская республика)		
<i>Трубка Весселтон</i>		
Mernagh et al., 2011	Вторичные и мнимовторичные расплавные включения в фенокристаллах оливина	Карбонаты: <i>Gre, Cal, Prs</i> Сульфаты: <i>Bar, Bou</i>
Kamenetsky et al., 2014b	Вторичные расплавные включения в мегакристаллах ильменита	Карбонаты: щелочные, <i>Brd</i> , Хлориды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Fr</i>

Таблица 3. Окончание

Литературный источник	Тип включений, вмещающий минерал	Минеральный состав раскристаллизованных расплавных включений*
<i>Трубка Монастери</i>		
Kamenetsky et al., 2014a	Вторичные расплавные включения в мегакристах ильменита	Карбонаты: <i>Dol, Cal, Eit, Ny, Wtr, Brd</i> Фосфаты: <i>Ap, Nhp</i> Сульфаты: <i>Aph, Ten</i> Галогениды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Mg-Ti-Fe-, Prd, Fr</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Sod, Kls, Nph</i>
<i>Трубка Булфонтейн</i>		
Giuliani et al., 2017	Первичные расплавные включения в фенокристах оливина и шпинели	Карбонаты: <i>Dol, Cal, Ny, Mgs, Sht, Brd, Wtr</i> Сульфаты: <i>Arc</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Галогениды: <i>Syl, HI, Flt</i> Оксиды: <i>Spl, Prv, Ilm</i> Силикаты: <i>Phl</i>
<i>Силловый комплекс Бенфонтейн</i>		
Abersteiner et al., 2019a	Первичные расплавные включения в минералах основной массы: монтичеллите, хромите, перовските, апатите и кальците; вторичные включения в фенокристах оливина	Карбонаты: <i>Cal, Dol, Mgs, Sdr, Ny, Frc, Anc, Wrt, Brd,</i> Сульфаты: <i>Bar</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Rs, Fe-Cu-Pb-, Po</i> Галогениды: <i>HI, Syl, Flt</i> Оксиды: <i>Spl, Mgt, Prv, Kim, Rt, Per, Prc</i> Силикаты: <i>Phl, Ol, Bul, Hum</i>
Мобильный пояс Лимпопо (Южно-Африканская республика)		
<i>Кимберлитовое поле Венеция (трубка K1 или K2)</i>		
Abersteiner et al., 2017	Первичные расплавные включения в минералах основной массы: хромите, перовските, апатите и вторичные включения в кальците	Карбонаты: <i>Cal, Dol, Sht, Frc,</i> Щелочные (<i>Na, K, Ca, Sr, Ba</i>), <i>Brd</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Fe-Cu-Ni-</i> Галогениды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Spl</i> Силикаты: <i>Phl, Ol, Mtc</i>
Восточно-Европейский кратон (Финляндия)		
<i>Трубка № 1</i>		
Abersteiner et al., 2018c	Первичные расплавные включения в минералах основной массы: монтичеллите, перовските, магнетите	Карбонаты: щелочные (<i>Na, K, Sr, Ba</i>), <i>Dol, Cal</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Fe-Ni-</i> Галогениды: <i>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Per, Prv</i> Силикаты: <i>Ol, Phl</i>

Примечание. Жирным шрифтом выделена аббревиатура минералов, содержания которых >5 об. % во включениях; светлым шрифтом обозначены второстепенные/аксессуарные ≤5 об. % минералы из включений, некоторые из которых были определены в единичных случаях.

* Аббревиатура минералов приведена в табл. 2.

¹ Карбонаты – включают минералы с дополнительными анионами (см. табл. 2).

Таблица 4. Результаты изучения дочерних фаз из включений расплава в минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов мира

Литературный источник	Тип включений, вмещающий минерал	Минеральный состав раскристаллизованных расплавных включений*
Сибирский кратон (Россия)		
<i>Трубка Удачная-Восточная</i>		
Korsakov et al., 2009; Похиленко и др., 2011; Шарыгин и др., 2012, 2016; Sharygin et al., 2013; Golovin et al., 2017a, 2018, 2020	Вторичные расплавные включения в оливине из ксенолитов деформированных перидотитов	Карбонаты ¹ : <i>Ny, Sht, Dol, Eit, Arg, Cal, Nrt, Burk, Mgs, Tych, Brd</i> Сульфаты: <i>Aph</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Po, Pn, Rs</i> Галогениды: <i>Hl, Syl, Cmgp</i> Оксиды: <i>Spl, Mgt, Prv, Ilm, Ru</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Di, Sdl, Rch</i>
<i>Трубка Комсомольская-Магнитная</i>		
Шарыгин и др., 2021; Kalugina et al., 2022	Вторичные расплавные включения в оливине из ксенолитов деформированных перидотитов	Карбонаты: <i>Ny, Sht, Dol, Eit, Cal, Burk, Mgs, Tych</i> Сульфаты: <i>Aph, Ten</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Po</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Mgt</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Di, Mtc</i>
Кратон Каапвааль (Южно-Африканская республика)		
<i>Трубка Бултфонтейн</i>		
Sharygin et al., 2022; Тарасов и др., 2022	Вторичные расплавные включения в оливине из ксенолитов деформированных перидотитов	Карбонаты: <i>Ny, Sht, Eit, Dol, Mgs, Cal, Nrt, Burk</i> , К- <i>Ny, Gre/Nat, Tych, Brd, Nhc, Wtr</i> Сульфаты: <i>Aph, Arc, Ten, Glb, Bar</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: Ni-Fe- Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Mgt, Ru, Ilm, Prv</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Rch</i> ± серпентин вторичного происхождения
Giuliani et al., 2012	Первичные расплавные включения в ильмените из полимиктового мантийного ксенолита	Карбонаты: <i>Dol, Mgs, Ny, Sht, Gre, Frc, Nat, Nhc, Eit, Brd</i> Сульфаты: <i>Aph, Cel, Kgr</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj, Po, Pn</i> Галогениды: <i>Hl, Syl</i> Оксиды: <i>Prd, Fr, Spl, Mgt, Ru</i> Силикаты: <i>Kls, Phl, Ol</i>

Примечание. Жирным шрифтом представлена аббревиатура минералов, содержания которых >5 об. % во включениях; светлым — обозначены второстепенные/аксессуарные ≤5 об. % минералы из включений, некоторые из которых были определены в единичных случаях. *Аббревиатура минералов приведена в табл. 2. ¹Карбонаты — включают минералы с дополнительными анионами (см. табл. 2).

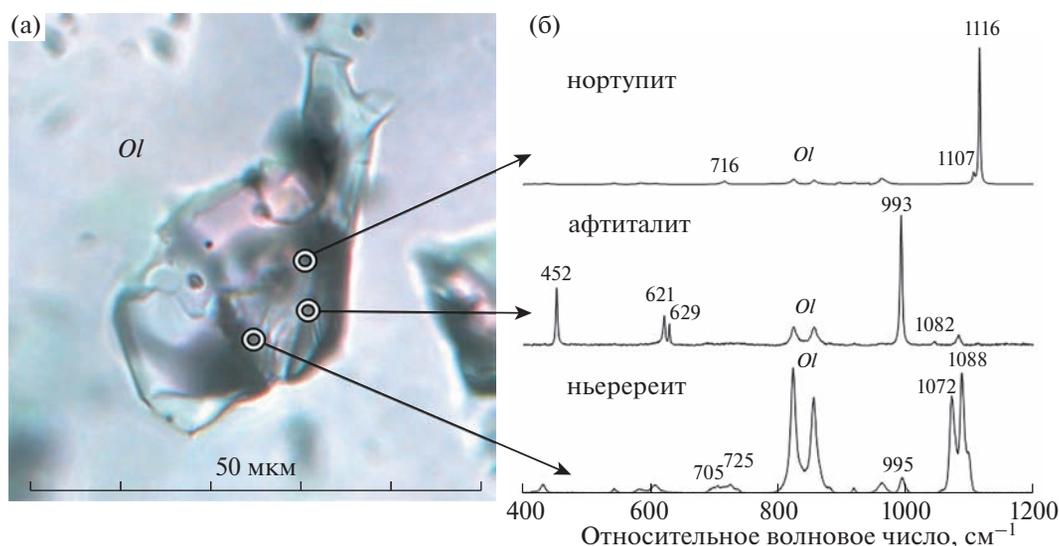


Рис. 4. КР-спектры дочерних минералов из вторичного расплавного включения (рис. 3) в ксенокристе оливина из кимберлита трубки Удачная.

(а) – расплавленное включение (проходящий свет). Кругами обозначены области во включении, из которых получены КР-спектры. (б) – КР-спектры карбонатов (нортупита и ньереерита) и сульфата афгиталита.

а также изучения поведения вещества включений. Криометрические исследования (замораживание включений) применялись для определения состава и плотности отдельной флюидной фазы в расплавных включениях и индивидуальных флюидных включений.

Сканирующая электронно-растровая микроскопия и микрозондовый анализ использовались для идентификации и определения вариаций состава дочерних кристаллических фаз во включениях, выведенных на поверхность вмещающего минерала. Поскольку во включениях присутствует большое количество водорастворимых минералов (щелочные карбонаты, сульфаты, хлориды), не рекомендуется использовать воду при вскрытии и полировке включений.

КР-спектроскопия (спектроскопия комбинационного рассеяния или рамановская спектроскопия) неdestructивный метод идентификации дочерних минералов из расплавных включений, а также изучения состава флюидных обособлений в этих включениях или отдельных флюидных включений. Этим методом могут изучаться как нескрытые включения в минералах, так и выведенные на поверхность дочерние фазы.

Метод масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) применялся для определения относительных содержаний редких элементов и соотношения Na : K : Ca во включениях. Для этих целей больше подходит минерал-хозяин с наиболее простым химическим составом, который не содержит редких элементов, например, оливин. Диаметр площади выжигания вещества составлял <50 мкм в случае

анализа индивидуальных включений и 120 мкм при анализе кластеров включений.

Р-Т ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для термометрических исследований использовались включения в прозрачном минерале оливине. Поведение вещества включений при нагревании изучалось как в ксенокристаллах, так и фенокристаллах оливина трубки Удачная-Восточная. В разное время и разными группами исследователей были проведены серии экспериментов по изучению всех трех типов включений в оливинах, а именно: вторичных, псевдоторичных и первичных.

По данным Томиленко и др. (2017), гомогенизация первичных расплавных включений из наиболее ранних зон регенерации оливина из трубки Удачная-Восточная происходила при $T \sim 1100^\circ\text{C}$, а заключительный этап формирования включений (самые поздние зоны роста оливина) характеризовался $T \sim 900^\circ\text{C}$.

Вторичные и псевдоторичные расплавные включения в ксенокристаллах/фенокристаллах оливина из трубки Удачная-Восточная обычно гомогенизируются в температурном интервале $\sim 650\text{--}850^\circ\text{C}$. При этом часть включений в этом интервале декрипитирует (взрывается). В части включений при гомогенизации вещества (исчезновения пузырька/пузырьков и слияния отдельных жидкостей, если таковые были зафиксированы в индивидуальных включениях) единичные кристаллические фазы могут еще оставаться и дальнейшее их нагревание до $T > 900^\circ\text{C}$ также приводит к их декрипитации.

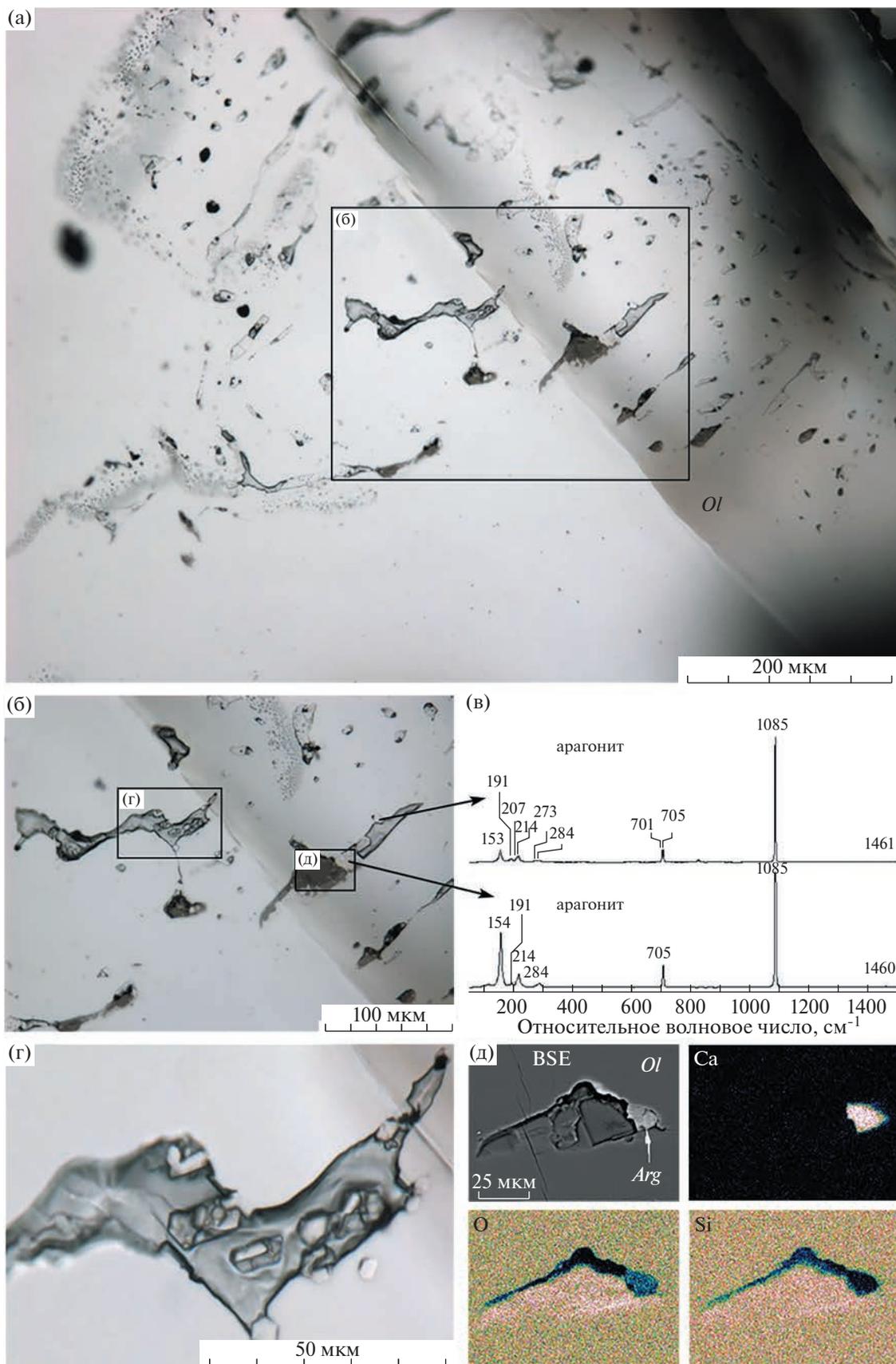


Рис. 5. Группа вторичных расплавных включений в порфирокласте оливина ксенолита деформированного лерцолита из кимберлита трубки Удачная.

(а) – вторичные расплавные включения, формирующие поля и цепочки по залеченным трещинам в порфирокласте оливина (общий вид, проходящий свет). (б) – два раскристаллизованных расплавных включения (проходящий свет), одно включение частично вскрыто – участок, обозначенный буквой (д). В этом включении среди дочерних минералов было идентифицировано по крайней мере два кристаллика арагонита (показаны стрелками). (в) – КР-спектры арагонита из включения. (г) – часть одного из включений (проходящий свет). Даже в половине включения визуально идентифицируется более тридцати дочерних минералов/фаз. (д) – вскрытая часть включения с кристалликом арагонита (*Arg*) в обратнорассеянных электронах (BSE) и карты распределения элементов в этой части включения.

В некоторых включениях гомогенизация не происходит и при $T \geq 1000^\circ\text{C}$ (Похиленко, Усова, 1978; Sobolev et al., 1989; Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004, 2013). Температура начала плавления вещества включений (солидус расплава) по одним термоэкспериментам варьирует в пределах $450\text{--}590^\circ\text{C}$ (Sobolev et al., 1989; Головин и др., 2003, 2007), по другим – $250\text{--}300^\circ\text{C}$ (Kamenetsky et al., 2004, 2013). При $T \sim 600^\circ\text{C}$ в некоторых включениях была зафиксирована ликвация, сосуществование нескольких отдельных жидкостей, например карбонатной и хлоридной (Kamenetsky et al., 2004, 2013). При замораживании некоторых включений/отдельных групп включений во флюидных обособлениях (пузырьках) отчетливо фиксируются фазовые переходы и образование кристаллов, которые при нагревании плавятся ($T = -57\text{...}-57.5^\circ\text{C}$), что свидетельствует о преимущественно углекислотном составе флюида (Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004).

Вещество вторичных расплавных включений в оливинах деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная начинает плавиться от 500 до 560°C и последующее нагревание приводит к декрипитации включений в диапазоне $650\text{--}850^\circ\text{C}$. Эксперименты по замораживанию этих включений до -195°C не показали каких-либо фазовых переходов, что свидетельствует об отсутствии отдельной флюидной фазы (CO_2 и/или H_2O) внутри включений (Golovin et al., 2017b, 2018).

Первичные расплавные включения в зонах регенерации кристаллов оливина из кимберлита трубки Малокуонапская, по данным Томиленко с соавторами (2015), достигали гомогенного состояния при $T = 1100^\circ\text{C}$.

В расплавных включениях в оливинах из кимберлитов трубки Гайчо Къэ начало плавления дочерних фаз происходило в диапазоне $500\text{--}560^\circ\text{C}$. При 800°C пузырек исчезал, и в то же время возникали две отдельные жидкости (Kamenetsky et al., 2009b).

Первые видимые изменения при нагревании включений в оливинах из кимберлитов трубки Коала возникали при $T \sim 200^\circ\text{C}$, а интенсивное плавление кристаллических фаз и образование жидкости/жидкостей происходило при $T > 320^\circ\text{C}$. При $T \sim 670^\circ\text{C}$ включения становились гомогенными (Kamenetsky et al., 2013).

Включения расплава из оливинов кимберлитов Майюге начинали плавиться при $T \sim 550^\circ\text{C}$, а их гомогенизация происходила при 650°C (Kamenetsky et al., 2009b).

Примеры жидкостной несмесимости (ликвации) при охлаждении расплавных включений в оливине кимберлитов представлены на рис. 6.

Закалка включений в оливинах из разных местоположений кимберлитов мира приводит к образованию тонкокристаллического агрегата, а не

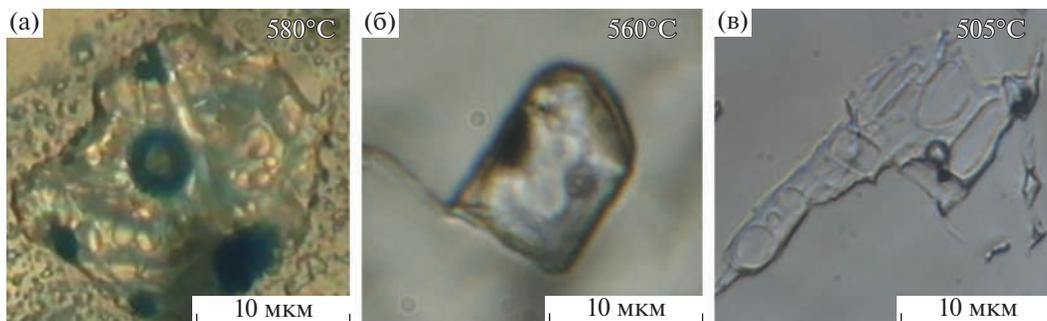


Рис. 6. Жидкостная несмесимость в псевдотерцирных расплавных включениях в оливине кимберлитов при охлаждении. (а) – крупный пузырек в центре и микроглобулы жидкости/жидкостей в другой жидкости внутри включения в оливине из кимберлита трубки Удачная-Восточная. (б) – пузырек на границе двух жидкостей во включении в оливине из кимберлита трубки Лесли. Одна из жидкостей деформирована на границе движением пузырька. (в) – пузырек и микроглобулы жидкости/жидкостей в другой жидкости внутри включения в оливине из кимберлита трубки Коала (рис. 6в заимствован из работы (Kamenetsky et al., 2013)).

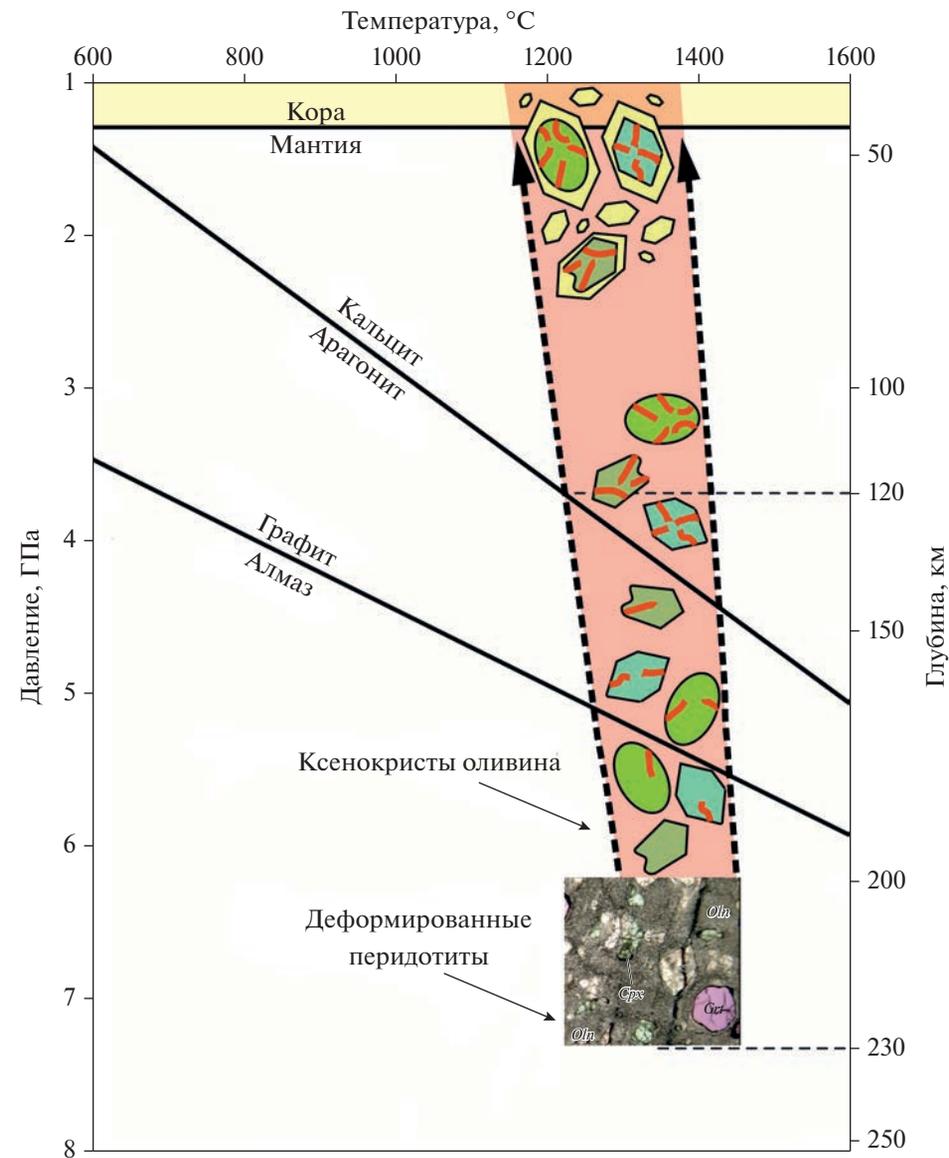


Рис. 7. *P–T* схема подъема кимберлитовых магм и формирования вторичных/псевдовторичных расплавных включений в макрокристаллах оливина.

В процессе подъема кимберлитовых магм в ксенокристаллах оливина (зеленые зерна) образуются разноориентированные трещины (красные линии), которые мгновенно залечиваются кимберлитовым расплавом, в результате чего в ксенокристаллах оливина формируются вторичные расплавные включения (рис. 2а). В дальнейшем эти же ксенокристаллы оливина могут служить затравкой для кристаллизации магматического оливина (светло-зеленый цвет) кимберлитов (см. также рис. 2в и 126–12д). Таким образом, вторичные расплавные включения в центральных зонах таких макрокристаллов будут являться псевдовторичными для внешних магматических зон таких индивидов оливина (рис. 2б, 2в). Поле, ограниченное стрелками, — пути подъема кимберлитовых магм по моделям (Kavanagh, Sparks, 2009). Линия перехода кальцит–арагонит представлена по (Irving, Wyllie, 1975), а линия перехода графит–алмаз по (Kennedy, Kennedy, 1976).

гомогенного стекла, как это происходит с включениями силикатного расплава.

Следует подчеркнуть, что в термометрических экспериментах фиксируются минимальные температуры захвата включений. Довольно широкие вариации температуры гомогенизации (от 650 до $\geq 1000^\circ\text{C}$) и поведение вторичных и псевдовторичных расплавных включений при нагревании мо-

гут быть связаны с двумя причинами: 1) включения в разных зернах ксенокристаллов и ксеногенных центральных частях макрокристаллов/микрокристаллов захватывались на разных этапах движения кимберлитовых расплавов к поверхности, т.е. при различных *P–T* параметрах (рис. 7), и 2) вторичные и псевдовторичные включения являются аномальными, т.е. их образование происходило путем залечивания трещин (обычно этот процесс называется расшну-

ровыванием или “necking down”). Залечивание трещин происходит посредством частичного растворения вмещающего минерала, и изначально гомогенный расплав разбивается на ряд малых объемов вещества, причем индивидуальные аномальные включения в пределах одной и той же трещины могут характеризоваться присутствием разного количества фаз и соотношения этих фаз также могут отличаться. Таким образом, валовый состав таких индивидуальных включений в пределах одной трещины может варьировать.

Давление формирования включений в минералах также может быть разнообразным: мантийным, начиная с глубин ~210 км, коровым и до давления образования кимберлитовых тел в при-/поверхностных условиях. Например, согласно модели (Brett et al., 2015), разрушение мантийных ксенолитов может происходить на глубине 2–7 км, а растрескивание оливина в интервале 15–25 км от глубины захвата ксенолитов кимберлитовым расплавом. Центральными ксеногенными частями визуальными классическими фенокристов оливина из кимберлитов могут быть обломки порфирокластов или необласти оливина из наиболее глубоких мантийных ксенолитов – деформированных лерцолитов (180–230 км). Согласно численным расчетам, приведенным в работе (Brett et al., 2015), формирование включений в таких оливинах может происходить на максимальных мантийных глубинах около 210 км (рис. 7).

Другим независимым маркером мантийного формирования включений является присутствие арагонита в раскристаллизованных включениях расплава. Согласно экспериментальным данным (Irving, Wyllie, 1975; Litasov et al., 2017), арагонит является высокобарическим полиморфом CaCO_3 , т.е. может использоваться как геобарометр (рис. 7). В принципе, линия фазового перехода арагонит–кальцит имеет такое же смысловое значение, что и широко используемая в петрологии мантийных пород линия алмаз–графит. В кимберлитах находки магматического арагонита неизвестны, этот минерал до настоящего момента фиксируется только среди дочерних фаз в некоторых расплавных включениях в оливине (см. табл. 3), также он был найден как кристаллическое включение в алмазе из кимберлитов трубки Комсомольская (Логвинова и др., 2018). Кроме того, арагонит был неоднократно диагностирован как дочерний минерал во вторичных включениях расплава в оливине деформированных перидотитов из трубки Удачная–Восточная (табл. 4, рис. 5; Golovin et al., 2017a, 2018). В интерстиционном пространстве одного деформированного лерцолита также были найдены зональные индивиды эпигенетического арагонита размером до 100 мкм, при этом объемные содержания арагонита в интерстициях могут достигать 80% (Головин и др., 2022). Такой тип мантийных нодулей

относят к наиболее глубинным мантийным ксенолитам из кимберлитов (рис. 7). Следует отметить, что многочисленные эксперименты по изучению карбонатных, щелочно-карбонатных и обогащенных щелочами карбонатно-силикатных систем показали присутствие и стабильность именно арагонита в этих системах при P - T параметрах литосферной мантии (Litasov et al., 2013; Sharygin et al., 2015; Shatskiy et al., 2015).

Таким образом, мы можем говорить о том, что, по крайней мере, какая-то часть псевдотричных включений в регенерированных кристаллах макро/фенокристов оливина и вторичных включений в мантийных ксенолитах (табл. 3, 4) однозначно формировалась на глубинах литосферной мантии при довольно высоких давлениях, выше линии перехода кальцит–арAGONIT (рис. 7).

По плотностям первичных флюидных включений, которые были установлены во внешних зонах регенерированных фенокристов оливина из кимберлитов трубки Удачная (Sobolev et al., 1989) и из кимберлитов трубки Марк (Abersteiner et al., 2020a), можно оценить минимальное давление захвата этих флюидных включений и, соответственно, минимальное давление захвата сингенетических им первичных расплавных включений в этих зонах оливина. Эти оценки являются минимальными по причине массовой декрипитации флюидных включений и составляют 4–5 кбар (Sobolev et al., 1989) и 2–4.5 кбар (Abersteiner et al., 2020a), что соответствует глубинам 6–15 км. Максимально возможные оценки для давления захвата флюидных включений и, соответственно, кристаллизации содержащих их зон оливина могут составлять 2–3 ГПа (60–90 км). Как было показано экспериментально, в системах, которые могут служить моделями эволюции карбонатных расплавов при их подъеме и реакции с мантийными силикатами, свободная флюидная фаза CO_2 при $P > 2$ –3 ГПа отсутствует (Wallace, Green, 1988; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Stone, Luth, 2016; Sharygin et al., 2017). Однако при $P < 2$ –3 ГПа, в результате взаимодействия силикатов, особенно ромбического пироксена, с карбонатитовыми расплавами, в таких системах образуется отдельная углекислотная фаза (Wyllie, Huang, 1975; Stone, Luth 2016). Результаты этих экспериментов могут косвенно использоваться и для определения давления захвата расплавных включений, т.е. расплавные включения, в которых фиксируется жидкая фаза CO_2 , однозначно формировались при $P < 2$ –3 ГПа.

Кальцит (рис. 7) или/и монтichelлит, например, не могут быть высокобарическими фазами кристаллизации кимберлитов, и они обычно относятся к наиболее позднему магматическому минералам. Из этого следует, что включения расплава в этих минералах захватывались при близ/поверхностных $P < 1$ кбар.

В мегакристаллах (минералы размерностью >1 см или их сростания) из кимберлитов термометрических исследований включений не проводилось. Однако, согласно данным (Bussweiler, 2019), вторичные расплавные включения в мегакристаллах формировались в широком диапазоне мантийных температур и давлений. Максимальные P - T параметры захвата включений ограничены P - T расчетами формирования индивидуальных мегакристаллов в мантии, вариации которых составляют 3.6–6 ГПа и 750–1240°C (Giuliani et al., 2012; Kamenetsky et al., 2014a; Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019; Lebedeva et al., 2020).

Таким образом, включения расплава в разных минералах могли формироваться в довольно широком P - T диапазоне и на глубинах около 210 до 0 км, т.е. их состав может характеризовать всю эволюцию кимберлитовых жидкостей в пространстве и времени, начиная от примитивных кимберлитовых расплавов и заканчивая наиболее поздними магматическими приповерхностными расплавами/флюидами.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Набор дочерних минералов из расплавных включений весьма разнообразен, он включает карбонаты, карбонаты с дополнительными анионами, сульфаты, фосфаты, сульфиды, галогениды, оксиды и силикаты (табл. 3). Во включениях расплавов из минералов кимберлитов было идентифицировано более 50 минеральных видов. С одной стороны, в расплавных включениях обнаружены практически все минералы, характерные для магматического этапа кристаллизации кимберлитов, которые встречаются как среди фенокристов, так и основной массы пород (например, Mitchell, 1995). К этим минералам относятся флогопит, тетраферрифлогопит, оливин, монтчеллит, минералы группы шпинели, перовскит, ильменит, рутил, кальцит, доломит, апатит, группа сульфидов. С другой стороны, расплавные включения содержат экзотические для кимберлитов Na-K-Ca-Mg-содержащие карбонаты: ньерерит, шортит, эйтелит, грегориит, фэйрчильдит, натрит; Na-Mg-содержащие карбонаты с дополнительными анионами Cl, SO₄, PO₄: нортупит, беркеит, брэдлиит; щелочные сульфаты: афтиталит, арканит, тенардит; хлориды: галит и сильвин (табл. 3; рис. 4, 8, 9). В некоторых группах включений присутствует арагонит, что однозначно свидетельствует о глубинах их формирования более 120 км (табл. 3, рис. 7). Следует отметить, что серпентин или хлорит, которые характерны для гидротермальной стадии преобразования пород, не обнаружены ни в одном из изучавшихся расплавных включений. В целом во включениях отмечается существенное преобладание суммарных содержа-

ний карбонатов, сульфатов и хлоридов над силикатами и оксидами. Среди 50 минеральных видов во включениях порядка 30 представляют собой обогащенные щелочами (Na и/или K) минералы (табл. 2 и 3; рис. 4, 8, 9). Тонкокристаллический агрегат, согласно сканирующей электронно-растровой микроскопии, состоит в основном из минералов, содержащих Na, K, Cl, S, а КР-спектроскопия показывает присутствие в нем линий щелочесодержащих карбонатов и сульфатов.

Очевидно, что минеральные ассоциации в раскристаллизованных включениях расплава из минералов кимберлитов всех четырех кратонов фактически идентичны по основным минералам (табл. 3; рис. 4, 8, 9). Разница в минеральном составе расплавных включений между отдельными кимберлитовыми телами заключается лишь в присутствии/отсутствии тех или иных второстепенных/аксессуарных минералов, что может быть обусловлено как специфическими физико-химическими особенностями отдельных проявлений кимберлитов, так и просто статистикой проведенных исследований по определенному геологическому объекту.

Минеральные ассоциации из вторичных и первичных раскристаллизованных расплавных включений в минералах мантийных ксенолитов из разных кимберлитовых трубок также совпадают друг с другом (табл. 4 и ссылки в ней) и с таковыми из расплавных включений в минералах кимберлитов. В расплавных включениях в минералах мантийных ксенолитов карбонаты тоже наиболее распространены по сравнению с другими минералами. В наиболее высокобарических мантийных ксенолитах с глубин 180–230 км, к которым относятся деформированные перидотиты из кимберлитов трубки Удачная, арагонит преобладает над кальцитом во вторичных расплавных включениях в оливинах (табл. 4, рис. 5).

Дочерние минералы в раскристаллизованных расплавных включениях из мегакристов кимберлитов мира

Термин “мегакристы”, крупные отдельные кристаллы или их сростки в кимберлитах (например, обзор Bussweiler, 2019), довольно часто используется чтобы обозначить непосредственную генетическую связь между формированием мегакристов в мантийных условиях и кимберлитовым магматизмом (например, Kamenetsky et al., 2014a; Lebedeva et al., 2020). В других работах этот термин не имеет такого строгого ограничения и обозначает размерность минеральных индивидов >1 см (например, Abersteiner et al., 2019d). Далее в контексте раздела этот термин будет использован так же, как в оригинальных статьях.

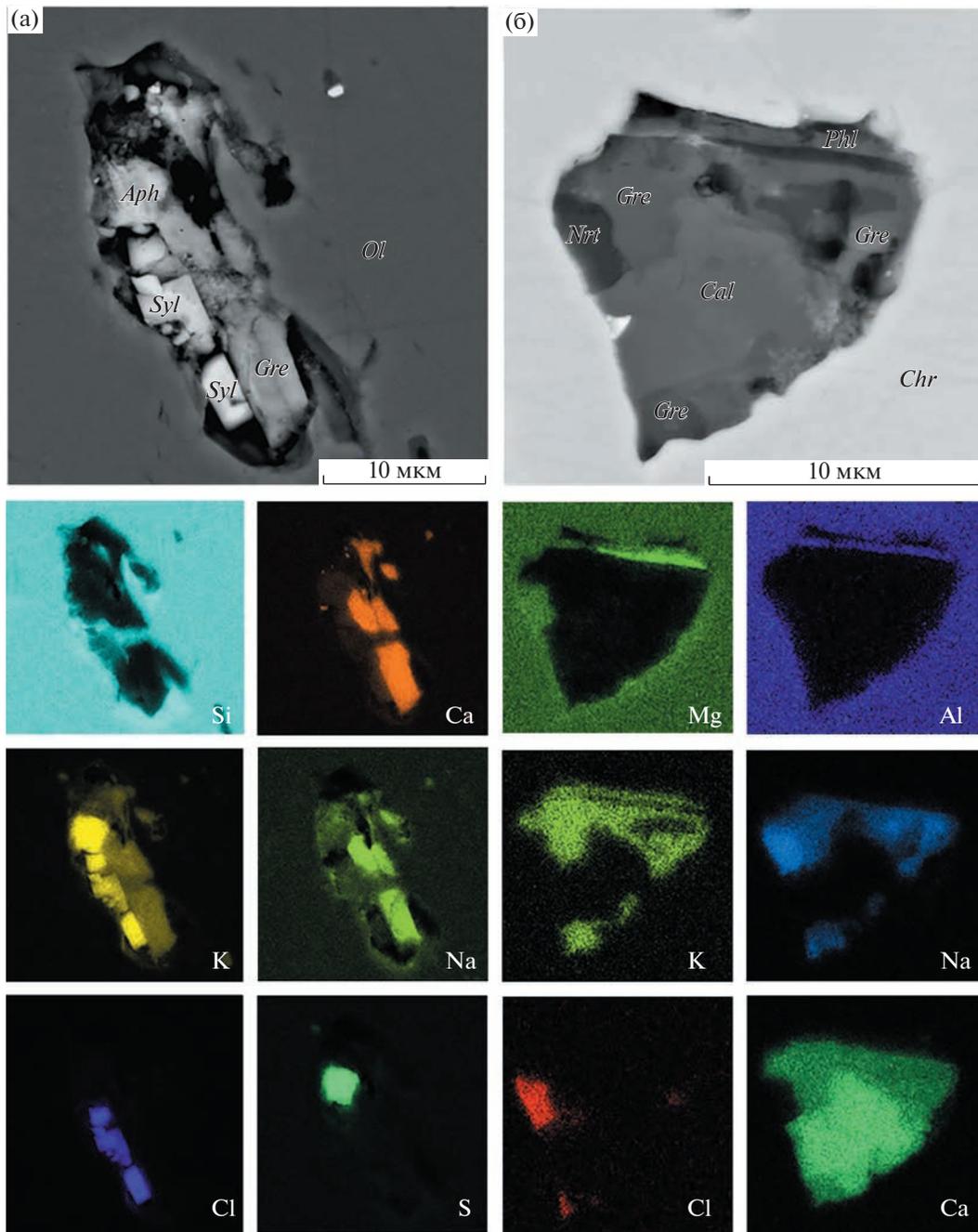


Рис. 8. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах и карты распределения элементов.

(а) – дочерние минералы во вторичном включении расплава в фенокристе оливина из кимберлита Роджер. (б) – дочерние минералы в первичном включении в хромите из кимберлита Бенфонтейн. *Ol* – оливин, *Chr* – хромит, *Gre* – грегориит, *Syl* – сильвин, *Aph* – афтиталит, *Cal* – кальцит, *Nrt* – нортупит, *Phl* – флогопит.

Обобщение информации о составе фаз в раскристаллизованных расплавных включениях или, как еще их называют “полиминеральных включениях”, из мегакристов клинопироксена, граната и оливина представлено в некоторых работах (например, Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019). В мегакристах оливина полиминеральные вклю-

чения состоят из флогопита, оливина, шпинели, перовскита, ильменита, граната, кальцита, сульфидов и серпентина/стекла (Tabl. 1 из Bussweiler, 2019). В мегакристах клинопироксена во включениях установлены следующие минералы: флогопит, оливин, шпинель, перовскит, кальцит, сульфиды, серпентин, а также силикатное стекло или

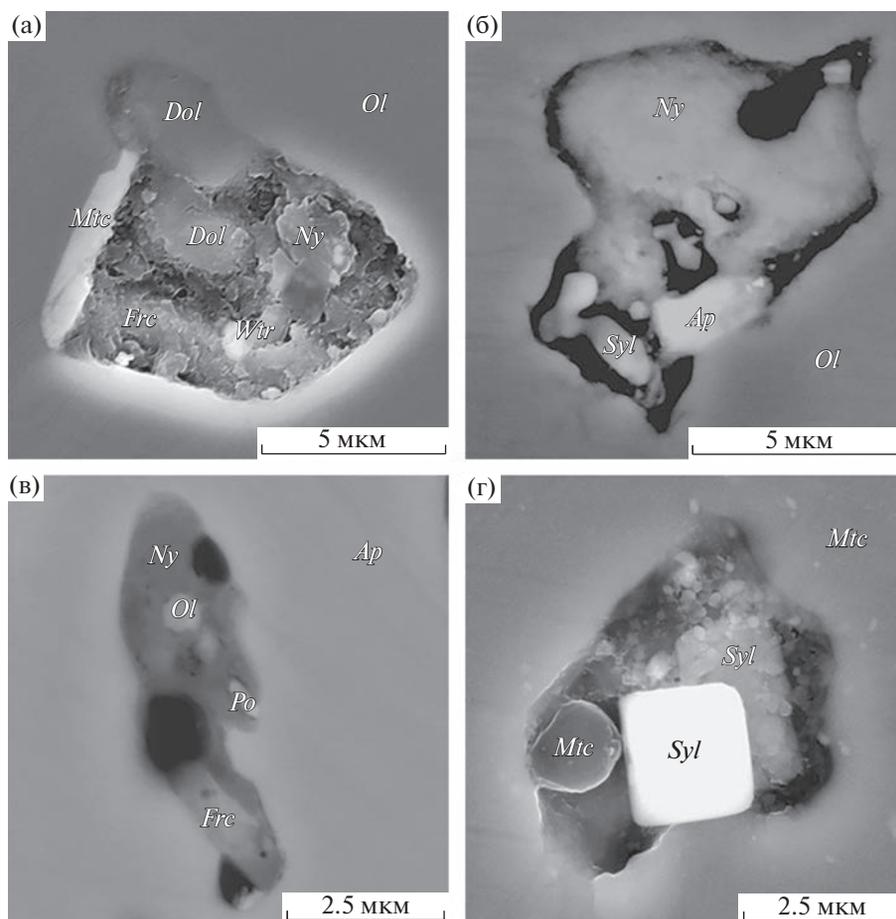


Рис. 9. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах.

(а) – дочерние минералы в псевдотрихном расплавном включении в макрокристе оливина из кимберлита Коала; (б) – дочерние минералы в псевдотрихном расплавном включении в макрокристе оливина из кимберлита Марк; (в) – дочерние минералы в первичном расплавном включении в апатите из кимберлита кластера Венеция; (г) – дочерние минералы в первичном расплавном включении в монтичеллите из кимберлита трубки № 1 (Финляндия). *Ol* – оливин, *Ap* – апатит, *Mtc* – монтичеллит, *Dol* – доломит, *Ny* – ньерерит, *Frc* – фэйрчильдит, *Wir* – витерит, *Syl* – сильвин, *Po* – пирротин.

Mg-силикатное скрытокристаллическое вещество. В мегакристах граната в полиминеральных включениях присутствуют клинопироксен, флогопит, амфибол, шпинель, доломит, апатит, сульфиды, хлорит и стекло (Bussweiler, 2019). Вместе с тем, согласно другим исследованиям, в мегакристах граната полиминеральные включения могут быть представлены ассоциацией серпентина, ильменита, шпинели, перовскита, кальцита и апатита или состоять из силикатных скрытокристаллических фаз, сульфатов (целестин-барит) и кальцита (Lebedeva et al., 2020). В двух из семи случаев во включениях в мегакристах клинопироксена и граната идентифицировано силикатное “стекло”. В четырех случаях в мегакристах клинопироксена и граната обнаружен серпентин (Tabl. 1 из Bussweiler, 2019; Abersteiner et al., 2019d; Lebedeva et al., 2020). В целом из этих шести месторасположений кимберлитов в полиминеральных включениях в

мегакристах совместного нахождения стекла и серпентина не установлено. Только в одном случае в мегакристах оливина диагностируется как серпентин, так и стекло (Howarth, Büttner, 2019), что, на наш взгляд, является ошибочной интерпретацией данных.

Оригинальная информация о микро- (<5 мкм) и макровключениях (0.5–5 мм) в мегакристах клинопироксенов мира содержится также в работе (Abersteiner et al., 2019d). В мегакристах клинопироксена из частично серпентинизированных кимберлитов трубок Джерико, Лесли, A154N (кимберлитовое поле Дайвик), Удачная-Восточная полиминеральные макровключения содержат флогопит, оливин, кальцит и серпентин при второстепенном количестве шпинелидов, перовскита, апатита и сульфидов. В то время как в мегакристе клинопироксена из несерпентинизированного кимберлита трубки Удачная-Восточная в

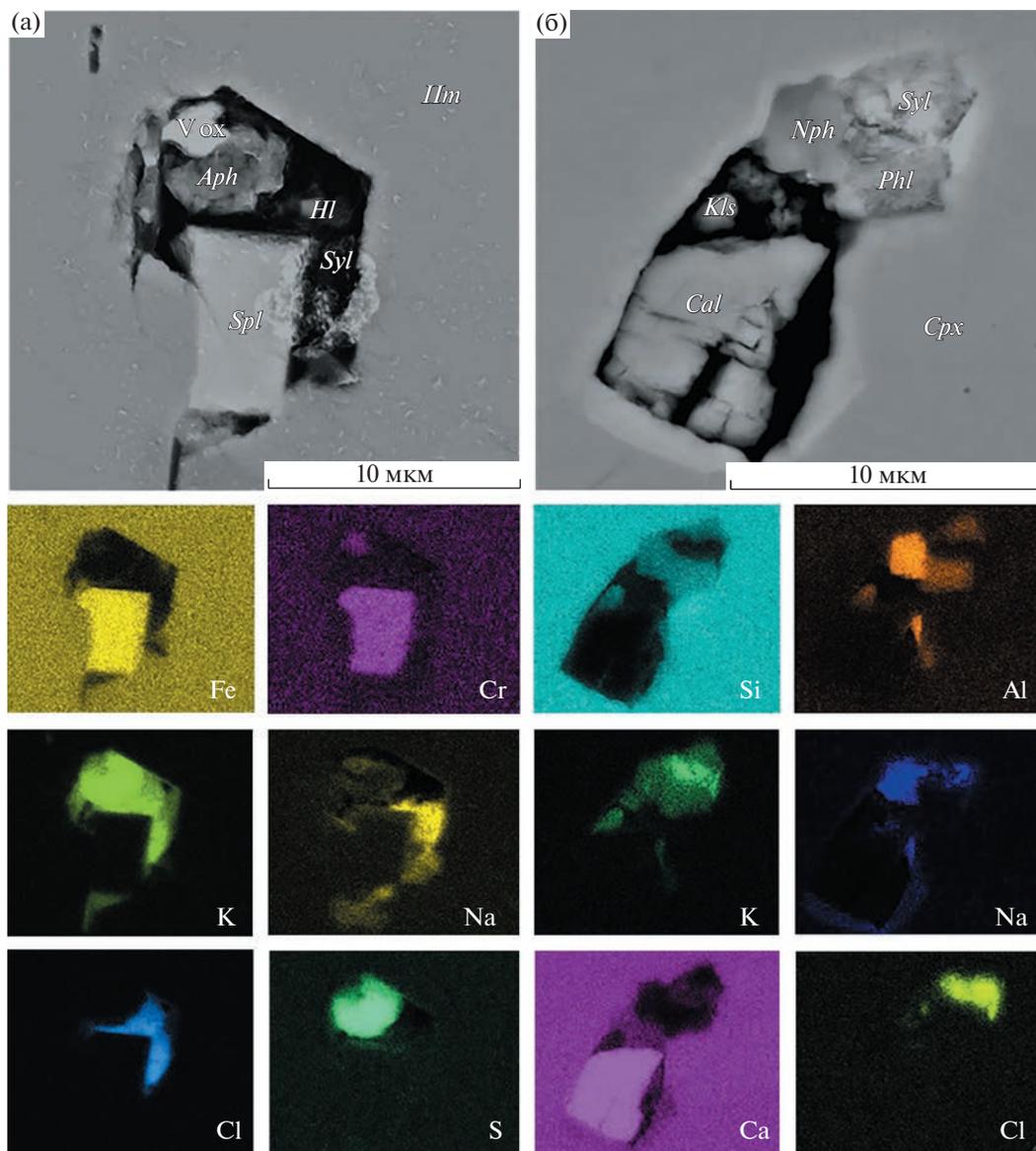


Рис. 10. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах и карты распределения элементов.

(а) – дочерние минералы во вторичном расплавном включении в мегакристе ильменита из кимберлита Весселтон; (б) – дочерние минералы во вторичном расплавном включении в мегакристе клинопироксена из кимберлита поля Дайвик. *Ilm* – ильменит, *Cpx* – клинопироксен, *Spl* – шпинель, *Hl* – галит, *Syl* – сильвин, *Aph* – афтиталит, *V ox* – неидентифицированный ванадиевый оксид, *Cal* – кальцит, *Phl* – флогопит, *Kls* – кальсилит, *Nph* – нефелин.

раскристаллизованных расплавных макровключениях, помимо оливина, слюд и пектолита, присутствуют шортит, Ва-Sr-карбонаты, галит, сильвин и джерфишерит.

Данные по включениям в очень редкой мегакристовой ассоциации ильменит–циркон из кимберлитовой трубки Монастери представлены в статье (Kamenetsky et al., 2014a) (табл. 3). Вторичные расплавные включения (<20 мкм) в мегакристах ильменита содержат такие карбонаты, как доломит, кальцит, эйтелит, ньеререйт, витерит и брэдлийит. Среди силикатов основными являются

флогопит, тетраферрифлогопит, нефелин, кальсилит и содалит. Фосфаты представлены апатитом и нахпаитом. Изредка во включениях были также идентифицированы сульфаты – афтиталит и тенардит, а также хлориды – галит и сильвин.

Предполагается, что раскристаллизованные расплавные включения в мегакристах являются вторичными по отношению к содержащим их минералам (Kamenetsky et al., 2014a, 2014b; Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019). В основном считается, что эти включения формировались на мантийных глубинах при выносе мегакристов транспортиру-

ющими кимберлитовыми расплавами или, альтернативно, мегакристы *in situ* захватывали просачивающиеся через литосферу кимберлитовые жидкости. Такие включения (рис. 10) могли бы характеризовать составы транспортирующих/инфильтрующих мегакристы кимберлитовых расплавов в определенный момент времени. Однако выявился комплекс проблем, заключающихся в ряде реакций между веществом включений и вмещающим минералом при подъеме, а также между веществом включений и поздними гидротермальными флюидами во время/после формирования кимберлитовых тел.

Во-первых, включения могут присутствовать практически во всех зонах вмещающих их мегакристов, располагаться в основном в точках пересечения плоскостей спайности или хаотичных трещин и могут иметь очень крупные размеры, до 5 мм (Abersteiner et al., 2019d). Поскольку эти включения вторичные, их формирование не могло происходить без растворения матрицы вмещающего минерала, поэтому должно осуществляться перераспределение каких-то элементов между включением и минералом-хозяином. Во-вторых, как было установлено по мегакристам клинопироксена, вокруг макровключений присутствуют ореолы мелких (до 5 мкм) микровключений и радиально расходящиеся микротрещины, также содержащие микровключения. Это указывает на то, что макровключения подверглись в различной степени разгерметизации (взрывались), т.е. еще раз активно реагировали с вмещающей матрицей клинопироксенов, в результате чего снова происходила контаминация расплава макровключений. Реакции макровключений с клинопироксеном/гранатом должны были приводить к тому, что вещество включений обогащалось SiO_2 , вероятно, именно поэтому в некоторых случаях во включениях отмечается присутствие “стекла” (Bussweiler, 2019). Более того, серия необычных для кимберлитов минералов была диагностирована в раскристаллизованных расплавных включениях, например, таких как Al-клинопироксен во включениях из мегакристов граната (Bussweiler, 2019) и нефелин, кальсилит, пектолит во включениях из мегакристов клинопироксена (Abersteiner et al., 2019d; рис. 10б). Мегакристы циркона и ильменита также активно реагируют с веществом включений, что приводит к кристаллизации ряда необычных фаз. Весьма экзотические минералы для кимберлитов группы I были определены в раскристаллизованных включениях: бадделеит (ZrO_2), паракелдышит ($\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$) и хибинскит $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ в мегакристе циркона, в то время как в мегакристе ильменита типичными оксидами являются прайдерит (K,Ba)(Ti,Fe³⁺)₈O₁₆ и фрейденбергит $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_6\text{O}_{16}$ (Kamenetsky et al., 2014a).

Единственным минералом среди мегакристов, где по вторичным расплавным включениям можно делать какие-то количественные оценки составов кимберлитовых расплавов, с нашей точки зрения, может быть оливин. Этот минерал имеет очень простой химический состав $(\text{Mg,Fe})_2(\text{SiO}_4)$ и не является концентратом редких элементов. Таким образом, реакция оливина с расплавом при формировании индивидуальных вторичных расплавных включений, может лишь приводить к обогащению последних MgO , SiO_2 , в меньшей степени FeO , в то время как соотношение других элементов в таких включениях после реакции с оливином будет практически соответствовать их исходным пропорциям в расплаве.

В-третьих, во вторичных раскристаллизованных макровключениях расплава в мегакристах повсеместно отмечается присутствие серпентина и в некоторых случаях хлорита (Kamenetsky et al., 2014a, 2014b; Abersteiner et al., 2019d; Bussweiler, 2019; Lebedeva et al., 2020). Эти минералы являются вторичными для кимберлитовых пород, и в основном их генезис связывается с влиянием приповерхностных гидротермальных флюидов. Как предполагается в работе (Abersteiner et al., 2019b), макровключения в мегакристах из кимберлитов мира подвергались влиянию гидротермальных флюидов в приповерхностных условиях во время/после формирования кимберлитовых тел, т.е. дополнительно происходило существенное изменение их минерального и химического состава. И, с нашей точки зрения, все макровключения, в которых найдены поздние гидротермальные минералы, такие как серпентин/хлорит, не должны использоваться в дальнейших реконструкциях составов кимберлитовых расплавов. Однако ореолы микровключений (<5 мкм) вокруг макровключений и вторичные расплавные включения размером <20 мкм (рис. 10) в большинстве случаев не подвергались постмагматическим изменениям, и в них повсеместно отмечаются щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды (рис. 10), т.е. они являются более обогащенными щелочами, Cl, S и CO_2 , чем серпентинсодержащие макровключения и кимберлитовые породы (Abersteiner et al., 2019d). Таким образом, в мегакристах (за исключением оливина), по всей видимости, состав вторичных расплавных включений, избежавших влияния поздних гидротермальных флюидов (рис. 10), может использоваться только для качественных оценок присутствия того или иного химического элемента в кимберлитовых расплавах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Кластеры микровключений и индивидуальные расплавные включения, проанализированные методом LA-ICP-MS в оливине кимберлитов

трубок Удачная-Восточная, Майюге (Гренландия) и Марк (Канада), имеют близкие составы как по большинству главных, так и рассеянных элементов (Kamenetsky et al., 2009b, 2014b; Abersteiner, 2020b). В составе включений доминируют катионы Ca, Na и K, причем пропорции этих элементов в индивидуальных анализах могут сильно различаться, что может быть вызвано “расшнурованием” включений после их захвата. Стоит подчеркнуть, что во всех проанализированных образцах концентрации щелочных металлов в сумме сопоставимы с содержаниями кальция, что нельзя сказать про составы кимберлитовых пород. Например, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ во включениях в оливинах из кимберлитов трубки Удачная-Восточная варьирует от 0.1 до 15.2 (рис. 11а), что намного выше этого отношения (0.27 ± 0.25 , $n = 29$) в породах этой трубки (Kamenetsky et al., 2009b). Аналогичный результат был получен для включений кимберлита трубки Майюге, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} = 0.21-0.52$ (рис. 11а) по сравнению с ее породами (0.03 ± 0.02 , $n = 19$). Расплавные включения в оливине трубки Удачная-Восточная имеют относительно постоянное высокое значение отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2.6 ± 1.1) не только в сравнении с кимберлитовыми породами, но и с расплавными включениями в оливине других кимберлитов (например, в трубке Майюге $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.7 \pm 1.5$ во включениях и 0.74 ± 0.59 в породах, Kamenetsky et al., 2009b).

Сравнение содержаний литофильных элементов, нормализованных к модельной мантии или хондриту, в расплавных включениях со средним составом кимберлитовых пород из тех же трубок показывает хорошее соответствие для большинства элементов, в особенности элементов группы редких земель (рис. 11б, 11в; Kamenetsky et al., 2004, 2009b, 2014b; Abersteiner et al., 2020a). Во включениях содержания элементов, которые обычно подвижны в мантийных и коровых флюидах (Rb, Ba, K, Pb и Sr), превышают таковые в породах, и в сравнении с менее подвижными элементами сходной степени некогерентности (например, Th, La и Pr) наблюдается обогащенность включений этими флюид-мобильными элементами (рис. 11б, 11в).

ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПО ДАННЫМ СООТНОШЕНИЙ ДОЧЕРНИХ МИНЕРАЛОВ В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

По обобщенным результатам исследований включений, мы не рассматриваем возможные составы протокимберлитовых жидкостей и первичных расплавов, которые могли быть в равновесии с мантийными породами на границе астеносферы с литосферой, а оцениваем возможные составы и эволюцию кимберлитовых жидкостей от момента присутствия таковых вблизи к основанию континентальной литосферы (примитивные расплавы)

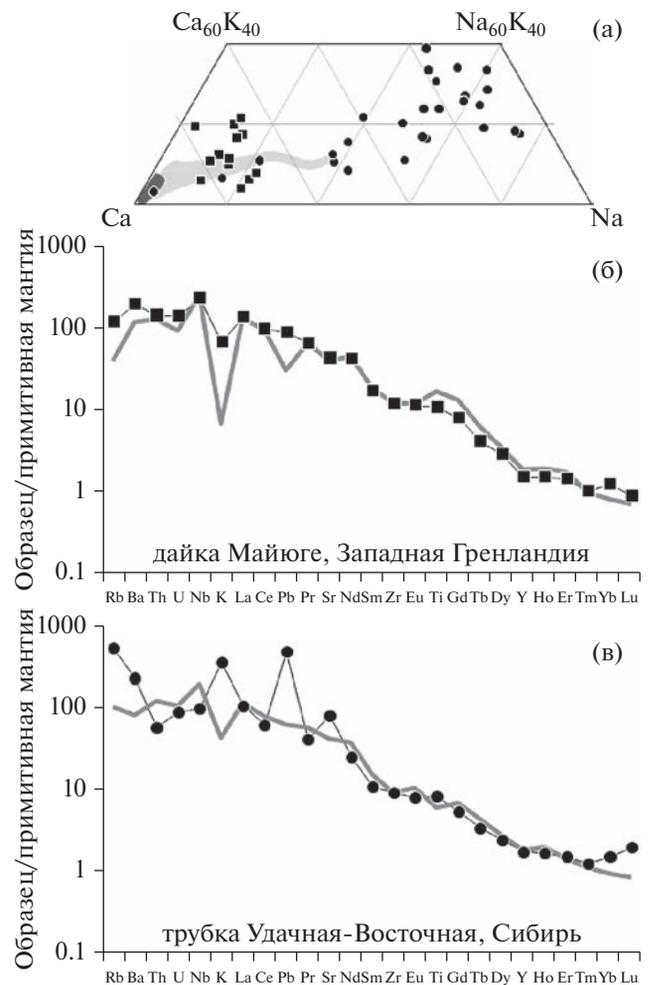


Рис. 11. Составы расплавных включений в оливине (проанализированы LA-ICP-MS) в сравнении с составами пород кимберлитов (заимствовано из работы (Kamenetsky et al., 2009b)). (а) – Майюге, Гренландия (квадраты и темно-серое поле соответственно) и Удачной-Восточной (круги и светло-серое поле соответственно); (б, в) – средние составы расплавных включений (квадраты и круги соответственно), нормализованные к примитивной мантии и содержанию Zr в породах, и средние составы кимберлитов Майюге и Удачной-Восточной (серые линии).

до момента формирования кимберлитовых тел на поверхности.

Применение классических методов определения составов расплавов, когда прогретое до гомогенного состояния вещество включений, обогащенных SiO_2 , при закалке образует стекло, состав которого выводится на поверхность вмещающего минерала и далее анализируется стандартными методами (например, микрозондовым анализом), невозможно при изучении включений в минералах кимберлитов. Как отмечалось выше, вещество расплавных включений в минералах кимберлитов при закалке в термометрических опытах не зака-

ливается в стекло, а образует тонкокристаллический агрегат. Анализ валового состава этого вещества крайне затруднителен, потому что при выведении на поверхность происходит его разрушение, гидратация и даже разложение. Тем не менее оценить некоторые характеристики состава включений позволяют подсчеты количественных соотношений дочерних фаз в них. Можно рассчитывать соотношения дочерних минералов во вскрытых включениях или применять КР-спектроскопию для картирования (выделения отдельных дочерних минералов) в невскрытых включениях и далее производить масс балансовые оценки составов расплавов. Валовые составы включений в минералах кимберлитов, конечно, будут зависеть от времени их захвата определенным минералом, поскольку химический состав кимберлитовой магмы эволюционирует при подъеме к поверхности и в процессе формирования кимберлитовых тел. К сожалению, при исследовании расплавных включений, только для семи (табл. 5) из 18 кимберлитовых проявлений мира (табл. 3 и 4) приведены объемные соотношения дочерних минералов из включений. Принципиальные для настоящей статьи объемные соотношения карбонатов, силикатов и хлоридов во включениях расплава представлены в табл. 5. В рассчитанных соотношениях фаз преобладают карбонаты >50 об. % в девяти из 16 случаев и ≥30 об. % в остальных случаях (табл. 5). Таким образом, любые кимберлитовые расплавы, захваченные в виде включений минералами, подходят или под классическое определение карбонатитов (Le Maitre, 2002), или под определение, данное Р. Митчеллом (Mitchell, 2005). Более того, в семи случаях, где содержание карбонатов варьирует от 30 до 50 об. %, главенствующее положение занимают не силикаты, что следовало бы ожидать из традиционной парадигмы обогащения SiO₂ кимберлитовых расплавов, а хлориды, содержание которых в этих случаях составляет от 18 до 55 об. % (табл. 5). В целом содержание силикатов в расплавных включениях (за исключением двух случаев включений в кальците, где силикаты отсутствуют) варьирует от 4 до 18 об. %. Следует также отметить вариации содержаний во включениях слюд и оливина, последний считается главным магматическим минералом кимберлитов. Содержание слюд варьирует от 3 до 11 об. %, среднее 5 об. %, что близко к оценкам содержания таковых в кимберлитах группы I (например, Reguir et al., 2009). В то время как содержание оливина составляет от 1 до 7 об. %, среднее 3 об. % (табл. 5). Содержание оливина из включений в целом совпадает с таковым оливина магматической кристаллизации в кимберлитах ≤5 об. %, по результатам исследований, например, Р.К. Бретта и др. (Brett et al., 2009) или А.А. Томиленко и др. (2017), и не соответствует данным о высоком ≥25 об. % содержания феннокристов/микрофеннокристов оливина (например, Mitchell, 2008; Moore, 2012). По содержанию силикатов в расплавных включениях также возможно оценить и количество SiO₂ в кимберлитовых

магмах. Для расчетов концентрации SiO₂ рассмотрим, например, флогопит, как минерал с наибольшим содержанием SiO₂ (43 мас. %) среди силикатов во включениях. При содержании флогопита 4–18 об. % (крайние значения суммы силикатов во включениях из разных вмещающих минералов, табл. 5) диапазон концентрации SiO₂ в кимберлитовых расплавах составит 2–8 мас. %. Следует отметить еще одну необычную химическую особенность включений, по сравнению с валовым/минеральным составом кимберлитов, а именно во включениях из всех кимберлитов регионов мира присутствуют хлориды (табл. 3 и 4) и их содержание может варьировать от 2 до 55 об. % (табл. 5). Более того, отличительной чертой состава всех включений, по сравнению с кимберлитовыми породами, является чрезвычайно низкая концентрация воды (<1 мас. %), которая может быть оценена по количеству дочерних минералов-концентраторов воды (табл. 3, 4 и 5).

Из приведенных данных в табл. 5 отдельно следует выделить составы расплавных включений, соответствующих наиболее примитивным, с нашей точки зрения, кимберлитовым расплавам. К таковым, возможно, относятся вторичные расплавные включения в оливинах деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная (Golovin et al., 2018, 2020; рис. 5 и 7) и псевдотричные включения в центральных зонах макрокристов/микрокристов оливина из гипабиссального тела Марк (Abersteiner et al., 2020a). В первом случае во включениях валовые содержания SiO₂ могут составлять ~5 мас. %, MgO ≥ 9 мас. %, H₂O ≤ 0.5 мас. %, при этом в них фиксируются довольно высокие концентрации Cl ≥ 9 мас. % и S ≥ 3 мас. % (Golovin et al., 2020; табл. 5). Полученные оценки содержания SiO₂ в примитивных расплавных включениях хорошо коррелируют с экспериментальными результатами изучения фазовых отношений в кимберлите трубки Удачная при высоких *P-T* параметрах. По данным (Sharygin et al., 2015), содержание SiO₂ в примитивных кимберлитовых расплавах при ~7.5 ГПа и ~1400°C могло быть ≤5 мас. %, а, по результатам экспериментов А.Ф. Шацкого с соавторами (Shatskiy et al., 2017), при *P* = 6.5 ГПа и *T* = 1500°C находящийся в равновесии с гранатовым лерцолитом расплав содержал SiO₂ ~ 10 мас. %. Псевдотричные включения из центральных частей оливина гипабиссального тела Марк содержат ~9 об. % дочерних силикатов и концентрация SiO₂ в примитивных кимберлитовых расплавах этого проявления могла достигать 4 мас. % при содержании MgO ≥ 9 мас. %. В валовом составе этих включений также отмечаются высокое содержание Cl, которое может быть оценено в 10–11 мас. %, и низкое H₂O ≤ 0.4 мас. % (табл. 3 и 5; Abersteiner et al., 2020a). Как видно из представленных оценок, содержания SiO₂, MgO, Cl и H₂O в наиболее примитивных расплавных включениях из оливинов как трубки Удачная

Таблица 5. Соотношение карбонатов, хлоридов и силикатов во включениях расплава в кимберлитах мира (об. %)

Минерал-хозяин	Тип включений	Карбонаты	Хлориды (галит/ сильвин)	Силикаты
Сибирский кратон				
<i>Трубка Удачная-Восточная (Golovin et al., 2018, 2020; Abersteiner et al., 2018a)</i>				
Оливин из ксенолитов	Вторичные	> 65%	~15%	11% – <i>Phl/Tphl</i> 1% – <i>Ol</i>
Ксенокристы/фенокристы оливина	Вторичные	28%	33%	5% – <i>Tphl</i> 4% – <i>Phl</i> 3% – <i>Mtc</i> 2% – <i>Hum</i> 2% – <i>Ol</i>
Шпинель, перовскит и монтичеллит матрикса	Первичные	30%	40%	5% – <i>Phl</i>
Кальцит матрикса	Первичные	40%	55%	0
Северо-Американский кратон				
<i>Трубка Лесли (Abersteiner et al., 2018c)</i>				
Монтичеллит матрикса	Первичные	51%	6%	6% – <i>Ol</i>
<i>Трубка Роджер (Abersteiner et al., 2018b)</i>				
Сг-шпинель матрикса	Первичные	45%	40%	6% – <i>Phl</i> 5% – <i>Ol</i>
Монтичеллит матрикса	Первичные	45%	25%	5% – <i>Phl</i> 3% – <i>Ol</i> 3% – <i>Hum</i>
Апатит матрикса	Первичные	57%	10%	5% – <i>Phl</i> 5% – <i>Ol/Mtc</i> 2% – <i>Hum</i>
<i>Гипабиссальное тело Марк (Abersteiner et al., 2020a)</i>				
Центральные части фенокристов оливина	Псевдвторичные	56%	22%	6% – <i>Phl/Tphl</i> 2% – <i>Mtc</i> 1% – <i>Kls</i>
Краевые зоны фенокристов оливина	Первичные	42%	18%	9% – <i>Phl</i> 9% – <i>Mtc</i>
Кратон Каапвааль				
<i>Комплекс силлов Бенфонтейн (Abersteiner et al., 2019a)</i>				
Шпинель	Первичные	66%	3%	6% – <i>Phl</i>
Мобильный пояс Лимпопо				
<i>Кимберлитовое поле Венеция (трубка K1 или K2) (Abersteiner et al., 2017)</i>				
Хромит матрикса	Первичные	78%	2%	9% – <i>Phl</i> 5% – <i>Ol</i>
Перовскит матрикса	Первичные	75%	8%	7% – <i>Ol</i>
Апатит матрикса	Первичные	85%	9%	4% – <i>Ol/Mtc</i>
Кальцит матрикса	Вторичные	45%	55%	0
Восточно-Европейский кратон				
<i>Трубка № 1 (Abersteiner et al., 2018c)</i>				
Монтичеллит матрикса	Первичные	55%	6%	4% – <i>Ol</i> 3% – <i>Phl</i>

Примечание. Содержания силикатов представлены отдельно для каждого минерального вида с целью продемонстрировать вариации содержаний оливина и слюд в расплавных включениях, которые относятся к главным породообразующим минералам кимберлитов. Аббревиатура силикатов расшифрована в табл. 2.

(Сибирский кратон), так и гипабиссального тела Марк (Северо-Американский кратон) фактически идентичны.

Таким образом, по данным изучения расплавных включений, при постоянно низких содержаниях SiO_2 и H_2O , а также относительно невысокой концентрации MgO главными компонентами в кимберлитовых расплавах, помимо летучих CO_2 и Cl , являются Na_2O , K_2O и CaO .

В настоящий момент исследования спецификации (соотношение и вариации содержания) щелочей и щелочноземельного Ca в расплавных включениях весьма ограничены, поэтому в этих вопросах делать выводы преждевременно. Очевидно, что соотношение $\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$ в кимберлитовых расплавах (рис. 11а) может изменяться уже на существенных глубинах при движении кимберлитовых магм к поверхности, например, из-за процессов кристаллизации ранних высокобарических минералов или процессов ликвации (рис. 6). При формировании кимберлитовых тел в приповерхностных/поверхностных условиях соотношение $\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$ также должно меняться из-за порядка кристаллизации микрофенокритов/минералов основной массы и процессов дегазации. В примитивных расплавных включениях из оливина мантийных ксенолитов трубки Удачная (Golovin et al., 2018) соотношение $\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$ составляет 2.2 : 1.2 : 1 в ат. %, в то время как в фенокристах оливина из этого же тела соотношение $\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$ оценивается как 1.4 : 0.6 : 1 в ат. % (Kamenetsky et al., 2009b). Из этих результатов следует, что Na в расплаве трубки Удачная-Восточная преобладал над K и Ca . В расплавных включениях из фенокритов оливина дайки Майюге (Kamenetsky et al., 2009b) Na также преобладает над K , однако относительное содержание щелочей уступает Ca и составляет 1 : 0.7 : 3.1 ($\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$) в ат. %. Как отмечается в работе (Kamenetsky et al., 2009b), среднее отношение сигнала интенсивности суммы щелочей к содержанию Cl в расплавных включениях в фенокристах оливина из трубки Удачная и дайки Майюге сопоставимо. Валовый состав расплавных включений из кимберлитового тела Марк, наоборот, имеет каливую специфику при преобладании K над Na (1.8 к 1 в ат. %, соответственно), но содержание Ca немного превышает сумму щелочей (соотношение $\text{Ca} : \text{K} : \text{Na}$ соответствует 3.6 : 1.8 : 1 в ат. %). Как уже отмечалось выше, соотношение $\text{Ca} : \text{K} : \text{Na}$ в кимберлитовых магмах может меняться в ходе кристаллизации минералов, ликвации и декарбонатизации. Кроме того, общеизвестно, что несмотря на ряд совпадающих химических и минералогических особенностей клана кимберлитов, абсолютно идентичных кимберлитовых тел не установлено. Поэтому соотношение $\text{Na} : \text{K} : \text{Ca}$ в источнике на границе астеносферы с литосферой в некоторый момент цикла развития первичных кимберлитовых расплавов может определяться как первоначальным составом протокимберлитовых жидко-

стей, так и составом/соотношением мантийных пород в основании континентальной литосферы и степени их плавления. Очевидно, что в локальных источниках генерации первичных кимберлитовых расплавов отдельных местоположений вряд ли можно ожидать полную идентичность мантийных пород и одинаковую степень их плавления/реакции.

ПРОБЛЕМЫ КОНТАМИНАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И ПОРОД МАНТИЙНЫМИ КСЕНОГЕННЫМИ СИЛИКАТАМИ: БАЛАНС МАСС

Баланс масс, а именно оценки объемов ксеногенного оливина в кимберлитовых породах и растворения ксеногенных мантийных силикатов при взаимодействии с кимберлитовыми расплавами фактически приводят к тем же выводам о карбонатитовой природе первичных или примитивных кимберлитовых жидкостей, которые были сделаны в предыдущих разделах по результатам изучения расплавных включений.

Без учета ксенолитов и микроксенолитов мантийных и коровых пород (включая вмещающие кимберлитовые тела близ/на поверхности), а также мегакритов (отдельных минералов размером более 1 см), кимберлитовые породы состоят из макрокритов (размерность 0.5–10 мм) и микрокритов (размерность индивидов <0.5 мм). Содержание макрокритов может составлять от 20 до 70 об. % кимберлитов (рис. 12а). Главным породообразующим минералом кимберлитов является оливин/серпентин в количестве ~50 об. % и более. Ксеногенная природа существенной части мега- и макрокритов и даже некоторой доли микрокритов в кимберлитах в настоящий момент не вызывает сомнения. Более того, ксеногенные оливины, попадающие в кимберлитовую магму при разрушении мантийных ксенолитов, могут в дальнейшем служить затравкой для кристаллизации макро- и микрокритов, которые по визуальным петрографическим критериям отвечают “классическим” фено- и микрофенокритам (Kamenetsky et al., 2008; Nielsen, Sand, 2008; Brett et al., 2009; Arndt et al., 2010; Giuliani, 2018; Abersteiner et al., 2022a; рис. 12б–12д и 2в). Большая часть оливина в кимберлитах несет следы растворения и/или абразии (например, Giuliani, 2018; Brett et al., 2015; рис. 12а). По данным Р. Митчелла (Mitchell, 2008), содержание оливина в кимберлитах составляет ~50 об. %, причем приблизительно половина оливина является ксенокристами. Однако, по другим оценкам (например, Brett et al., 2009), количество оливина магматического этапа кристаллизации кимберлитов составляет ≤5 об. %. Таким образом, значительное количество ксеногенного оливина определяет преобладание SiO_2 и MgO в кимберлитовых породах.

Ортопироксен является вторым по распространенности минералом пород литосферной

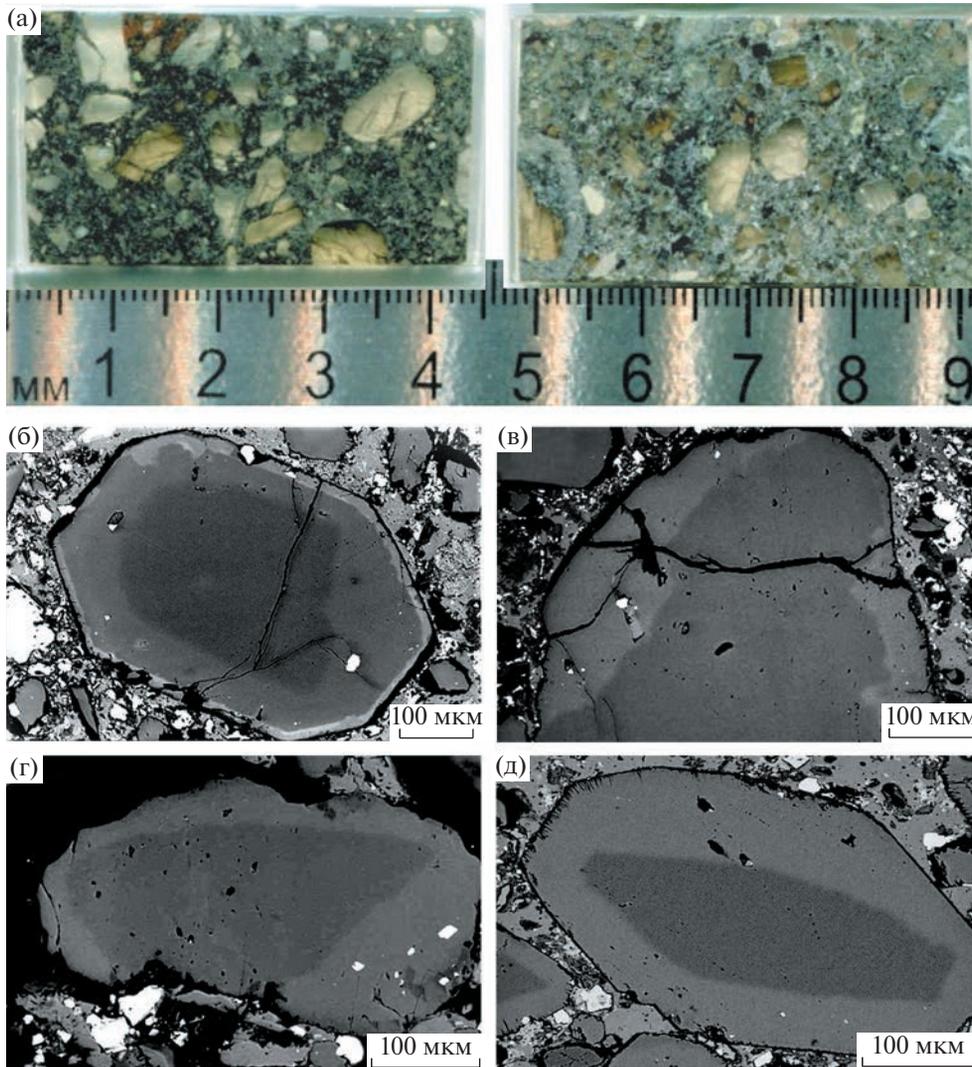


Рис. 12. Общий вид неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная и макро/микрористов оливина из этих пород.

(а) – две пластинки пород. Прозрачные или зеленоватой окраски зерна (округлой, овальной, угловатой формы и обломки кристаллов) являются ксенокристами оливина. Визуальное содержание крупных (>2 мм) ксенокристов оливина в породах составляет ≥ 25 об. %. (б–д) – зональные макрокристы (б, в) и микрокристы (г, д) оливина (в обратнорасеянных электронах). Темноокрашенные центральные части регенерированных кристаллов являются обломками оливина из дезинтегрированных мантийных ксенолитов. Во внешних зонах магматического происхождения присутствуют кристаллические включения рудных минералов и флогопита.

мантии кратонов, при этом находки ортопироксена среди ксенокристов в кимберлитах крайне редки, в отличие от ксенокристов оливина, граната и клинопироксена (рис. 12а). Вместе с тем, как упоминалось еще в работе (Boyd, Clement, 1977), примерное соотношение содержаний оливина к ортопироксену в наиболее распространенных породах литосферной мантии, лерцолитах и гарцбургитах (содержание которых может составлять до 90% от всех мантийных ксенолитов в кимберлитах) близко к 2 : 1. Это позволило Ф.Н. Бойду и К.Р. Клементу (Boyd, Clement, 1977) сделать следующее предположение: “Энстатитовые зерна, которые, по-видимому, образуются в резуль-

тате разрушения перидотитов, иногда находят в составе кимберлитовых концентратов, однако число таких находок бесконечно мало по сравнению с количеством больших округлых зерен оливина. Это заставляет склониться к мысли, что энстатит не был в равновесии с кимберлитовой магмой и резорбировался этой магмой в ходе извержения”.

Реакции растворения ортопироксена в различных по составу расплавах, включая карбонатитовые жидкости, при мантийных температурах и давлениях от 6.5 ГПа до 1 атм, хорошо изучены экспериментально (например, Russell et al., 2012; Чепуров и др., 2013; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Stone, Luth, 2016; Sharygin et al., 2017). При этом

скорости таких реакций очень велики; например, 40 мас. % ортопироксена при 1100°C и 1 атм растворяются в карбонатитовом расплаве состава Na_2CO_3 за 75 мин (Russell et al., 2012). Интересно отметить, что во многих экспериментах продуктом таких реакций являлся оливин.

Согласно данным, обобщенным в работе (Russell et al., 2012), породы литосферной мантии под кратонами обогащены ортопироксеном (15–30 об. %) по сравнению с породами литосферной мантии вне кратонов. В статье (Brett et al., 2009) сообщается, что оценки количества ортопироксена, ассимилированного кимберлитовыми расплавами, могут достигать 25 об. %. Признаки реакций ортопироксена с кимберлитовым расплавом установлены вокруг частично вскрытых включений ортопироксена в ксенокристаллах оливина (Kamenetsky et al., 2009b; Russell et al., 2012), вокруг мегакристов ортопироксена размером в 1–2.5 см (Егоров и др., 1988), на контакте и внутри ксенолитов ортопироксенитов (Rezvukhin et al., 2020; Abersteiner et al., 2021), причем в трех последних случаях установлен реакционный оливин на границе с ортопироксеном. Исходя из доли ксенокристов ортопироксена по отношению к ксенокристам оливина, граната и клинопироксена в кимберлитовых породах, можно сделать вывод о том, что ромбический пироксен обладает наиболее высокой скоростью (в разы, если не в десятки раз) растворения в кимберлитовых расплавах относительно других породообразующих силикатов мантийных пород. Таким образом, основным источником обогащения кимберлитовых расплавов SiO_2 и MgO при подъеме к поверхности является ортопироксен мантийных перидотитов.

Учитывая вышесказанное, покажем простые масс-балансовые расчеты того, каким могло быть содержание, например, SiO_2 в примитивных кимберлитовых расплавах, формировавших трубку Удачная-Восточная. Оксид кремния выбран по причине его несущественных вариаций в оливинах ($\text{SiO}_2 \sim 41$ мас. %) и ортопироксенах ($\text{SiO}_2 \sim 57$ мас. %) из мантийных ксенолитов (Doucet et al., 2012, 2013; Agashev et al., 2013; Ionov et al., 2020) и, соответственно, в ксенокристаллах оливина (Kamenetsky et al., 2008) в кимберлитах, в то время как MgO в ксеногенном оливине из кимберлитов может варьировать в широких пределах (Kamenetsky et al., 2008; Rezvukhin et al., 2020; Mikhailenko et al., 2020; Abersteiner et al., 2021; Соловьев и др., 2021). Кимберлиты трубки Удачная-Восточная выбраны по двум причинам, во-первых, как наиболее изученный непосредственно нами из представленных в настоящей работе геологических объектов, во-вторых, среди кимберлитов восточного тела присутствуют уникальные несерпентинизированные разновидности, которые не подвергались какому-либо гидротермальному воздействию. В этих породах также фиксируются минимальное для кимберлитов мира содержание H_2O (менее 1 мас. %) и максимальные Na_2O , Cl и S (Kamenetsky et al.,

2012, 2014b; Kitayama et al., 2017, 2021; Abersteiner et al., 2018a). Среднее содержание SiO_2 в этих породах составляет 27 мас. % (Abersteiner et al., 2018a), в то время как среднее содержание оливина в этих породах достигает ~ 50 об. % (Kamenetsky et al., 2012), что согласуется с данными по содержанию оливина из кимберлитов других районов мира (например, Mitchell, 2008; Brett et al., 2009). По нашим данным, макрокристы оливина размерностью 0.5–10 мм из этих кимберлитов занимают $\geq 40\%$ от объема породы. При этом содержание крупных (> 2 мм) ксенокристов оливина ≥ 25 об. % породы (рис. 12а). По оценкам Томиленко и др. (2017), типичные фенокристы/микрофенокристы составляют < 5 об. % этих кимберлитов, что полностью согласуется с оценками объемов магматического оливина из кимберлитов Канады (Brett et al., 2009). Возьмем крайние оценки вариаций содержания ксеногенного оливина в кимберлитах: максимальные – 45 об. % (Brett et al., 2009) и минимальные – 25 об. % (Mitchell, 2008), что соответствует 18 и 10 мас. % SiO_2 в породе. Простое “вычитание” ксеногенного оливина из кимберлитов трубки Удачная-Восточная по этим двум крайним оценкам приводит к содержанию SiO_2 9 или 17 мас. % в кимберлитовом расплаве.

В ксенолитах разнообразных мантийных перидотитов из трубки Удачная-Восточная среднее содержание оливина составляет 75.2 об. %, а ортопироксена 17.2 об. % (данные по 209 образцам из работ Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2017, 2020; Bascou et al., 2011; Doucet et al., 2012, 2013; Agashev et al., 2013; Liu et al., 2022). При таких средних содержаниях соотношение оливина к ортопироксену составляет 4.4 : 1. Из этого следует, что при учете крайних оценок содержания ксеногенного оливина в кимберлитах в 45 и 25 об. % (без учета растворенного и механически разрушенного оливина) в кимберлитах трубки Удачная-Восточная могло быть растворено как минимум 10 или 6 об. % ортопироксена, что соответствует ~ 6 и ~ 3 мас. % SiO_2 . Вычитая растворенный ортопироксен из кимберлитового расплава, получаем вариации содержания SiO_2 < 3 или < 14 мас. % в примитивном кимберлитовом расплаве. Эта оценка, конечно, имеет ряд ограничений из-за того, что ортопироксен мог растворяться в кимберлитовом расплаве инконгруэнтно. Таким образом, истинные значения для двух крайних оценок содержания SiO_2 могут находиться в интервалах 3–9 или 14–17 мас. %. Однако полученное среднее содержание SiO_2 (27 мас. %) в породах трубки Удачная было изначально крайне завышено относительно такового в первоначальных расплавах, не только из-за существенного количества ксеногенного оливина и растворенного мантийного ортопироксена, но также из-за процессов ликвации и дегазации кимберлитовых магм. В случае с расплавом, из которого кристаллизовались минералы основной массы кимберлитов трубки Удачная-Восточная это приводило к удалению из первичного расплава

существенных количеств Na_2O , K_2O , CaO , CO_2 , Cl , S (Каменецкий и др., 2006; Kamenetsky et al., 2007; Shatskiy et al., 2017; Broadley et al., 2018). Из этого следует, что в примитивных кимберлитовых расплавах трубки Удачная истинное содержание SiO_2 могло быть в диапазоне <3–9 или <14–17 мас. %. Таким образом, по представленным выше оценкам количеств ксеногенных силикатов в кимберлитовых породах и потенциальному объему их растворения в кимберлитовых расплавах, а также учитывая процессы дегазации и ликвации кимберлитовой магмы, первоначальный/примитивный кимберлитовый расплав трубки Удачная являлся карбонатитовым, с низким содержанием кремния ($\text{MgO} > \text{SiO}_2$).

НЕСТАБИЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ВОДОРАСТВОРИМЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПРИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Как было продемонстрировано выше, все расплавные включения в минералах кимберлитов различных регионов мира содержат в значительных количествах щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды (табл. 2–5), и следовало бы ожидать повсеместное присутствие этой ассоциации среди минералов основной массы кимберлитовых пород. Однако в подавляющем большинстве (>99%) кимберлитовых проявлений мира в матриксах пород эти минералы не выявлены. Тем не менее очень редко такие щелочные карбонаты, как шортит или ньеререит, идентифицируются в слабоизмененных кимберлитовых породах (Watkinson, Chao, 1973; Parthasarathy et al., 2002; Харьков и др., 1998). И только в уникальных по сохранности не-серпентинизированных разновидностях кимберлитов восточного тела трубки Удачная так же, как во всех включениях расплавов, законсервированных в минералах кимберлитов (табл. 3), щелочные карбонаты присутствуют совместно с щелочными сульфатами и хлоридами (Kamenetsky et al., 2012, 2014b; Kitayama et al., 2017, 2021). Таким образом, обсуждая вопросы петрогенезиса кимберлитов, нельзя обойти стороной две проблемы, а именно: возможные источники воды при серпентинизации кимберлитовых пород и отсутствие щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов в основной массе подавляющего числа проявлений кимберлитов. Все эти минералы хорошо растворимы в воде, в отличие от других минералов магматической кристаллизации кимберлитов таких, как оливин, слюды, минералы группы шпинели, перовскит, рутил, ильменит, кальцит и доломит.

Процессы и источники воды при серпентинизации кимберлитов активно обсуждаются во многих исследованиях, посвященных петрогенезису кимберлитов, причем существуют диаметрально противоположные взгляды по этому вопросу. Одна точка зрения связывает формирование серпентина в кимберлитах с позднемагматическими водными флюидами, в результате взаимодействия

которых с Mg-силикатами кимберлитов (в основном с оливином) и образуется серпентин и/или серпентин может формироваться из Mg-Si-водных гелей. Это предполагает довольно высокую первоначальную концентрацию воды (2–12 мас. %) в кимберлитовых расплавах на момент извержения и кристаллизации (например, Price et al., 2000; Kopylova et al., 2007; Mitchell, 2008; Kjarsgaard et al., 2009). Результаты других исследований свидетельствуют в пользу внешних источников воды в кимберлитовых породах, которые включают метеорные и/или погребенные/захороненные воды из вмещающих пород (например, Уханов, Девириц, 1982; Stripp et al., 2006; Sparks, 2013; Giuliani et al., 2014). Существует и “гибридная” модель, которая рассматривает как источник воды в серпентине смешивание остаточных водных флюидов магматического генезиса с, вероятно, превалирующими объемами водных флюидов немагматического происхождения (Giuliani et al., 2017; Soltys et al., 2018). Результаты изучения расплавных включений в макро/микрорастах кимберлитов (табл. 2–3, 5), с нашей точки зрения, также имеют прямое отношение к исследованию проблем серпентинизации кимберлитов и источников воды в кимберлитовых породах. Следует отметить: (1) в каких-либо включениях, независимо от времени их формирования в разнотемпературных минералах кимберлитов, не установлено массовой серпентинизации дочерних фаз включений или даже единичных зерен серпентина; (2) отдельная водная флюидная фаза во включениях отсутствует; (3) баланс масс по содержанию дочерних водосодержащих минералов во включениях свидетельствует о том, что в кимберлитовых расплавах концентрация воды не превышала ~1–2 мас. %. Оценки содержания воды в кимберлитовых расплавах по включениям в целом согласуются с масс-балансовыми оценками постмагматической серпентинизации кимберлитов. Например, масс-балансовые расчеты постмагматической серпентинизации предполагают, что в примитивном кимберлитовом расплаве трубки Бултфонтейн содержание воды составляло ~2 мас. % (Soltys et al., 2018). Не отвергая какое-либо минимальное содержание воды в кимберлитовых расплавах, главными минералами-концентраторами которой впоследствии становятся слюды, мы считаем, что обобщенные данные по расплавным включениям свидетельствуют в пользу значительного привноса в кимберлитовые породы воды из внешних источников.

Внешние водные флюиды, проникая в кимберлитовые породы, помимо повсеместной серпентинизации, должны разрушать первично-магматические водорастворимые минералы, такие как щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды. Мы считаем, что процесс уничтожения водорастворимых карбонатов, сульфатов и хлоридов развивается повсеместно в кимберлитовых породах при серпентинизации, даже на начальных стадиях этого процесса. Это приводит к удалению из кимберлитовых пород Na , Cl , сульфатной S , в меньшей степени K

(поскольку его основным концентратором являются слюды) и привносу H_2O , т.е. к существенному изменению в породах содержаний основных компонентов относительно друг друга. Современным аналогом такого процесса являются критические изменения натрокарбонатитовых пород вулкана Олдоиньо Ленгаи под воздействием атмосферных осадков (Keller, Zaitsev, 2012). После кристаллизации лав, основными минералами которых являются ньерерит и грегориит, а второстепенным – сильвин, происходят реакции между натрокарбонатитами и атмосферой/метеорными водами, приводящие к уничтожению этих минералов и изменению химического состава пород при атмосферных давлениях и температурах. Скорости этих реакций очень велики, грегориит и сильвин разрушаются в течение дней и недель, ньерерит за период в несколько месяцев (Zaitsev et al., 2008). За год/годы ньерерит-грегориитовые карбонатиты полностью трансформируются в кальцитовые карбонатиты (например, Dawson et al., 1987; Zaitsev, Keller, 2006). Недавние находки включений ньерерита в минералах карбонатитов других проявлений мира (главным образом, Са-карбонатитов) позволили сделать заключение, что натрокарбонатитовый магматизм вулкана Олдоиньо Ленгаи не является эксклюзивным в истории Земли и что, по крайней мере, некоторые карбонатитовые породы первоначально состояли из существенного количества магматических щелочных карбонатов (Зайцев, 2009; Guzmics et al., 2011; Zaitsev et al., 2013; Chen et al., 2013; Campeny et al., 2014; Chayka et al., 2021; Kamenetsky et al., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов исследований расплавных включений из разных минералов множества кимберлитовых проявлений мира показало, что все расплавные включения, вне зависимости от составов и соотношений вмещающих кимберлиты на поверхности пород, обогащены Na_2O , K_2O , CaO , CO_2 , Cl , имеют умеренное содержание MgO и существенно обеднены SiO_2 и H_2O относительно валового состава кимберлитов. Это указывает на то, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали только в пределах Na-K-Ca-Mg-карбонатитово-хлоридных составов. Соотношение фаз в расплавных включениях свидетельствует в пользу того, что содержание SiO_2 в кимберлитовых расплавах не превышало 10 мас. %. Крайние оценки баланса масс ксеногенного вещества в кимберлитовых породах также показывают, что содержание SiO_2 в кимберлитовых магмах было ниже 20 мас. %. Таким образом, кимберлитовые расплавы в любой промежуток цикла их существования/эволюции никогда не были силикокарбонатитами, расплавами с $SiO_2 > 20$ мас. %. Вероятно, что суммарное содержание Na_2O , K_2O , CaO в кимберлитовых жид-

костях всегда было выше концентрации SiO_2 или MgO , что противоречит традиционным взглядам на составы кимберлитовых расплавов. Соотношение щелочей и кальция в кимберлитовых расплавах в различных проявлениях может варьировать в довольно широких пределах. Среди летучих в кимберлитовых расплавах преобладал CO_2 при существенных концентрациях $Cl > S$, F и H_2O . Концентрации S и F в кимберлитовых расплавах могли быть сопоставимы или даже превышать содержание воды (Kitayama et al., 2017, 2021; Abersteiner et al., 2018b; Golovin et al., 2020). Мы считаем, что содержание H_2O в кимберлитовых расплавах не превышало 1–2 мас. %. Существенная концентрация воды, от 2 до 12 мас. %, присваиваемая кимберлитовым расплавам по данным изучения валового состава серпентинизированных кимберлитовых пород и различными расчетными моделями (например, Price et al., 2000; Mithell, 2008; Kjarsgaard et al., 2009), по нашим оценкам, не имеет никакого отношения к генерации кимберлитовых расплавов и эволюции кимберлитовых магм. Именно карбонатитовые/карбонатно-хлоридные составы кимберлитовых расплавов, по нашему мнению, обуславливают ожидаемые необычные реологические свойства кимберлитовых магм, такие как низкая вязкость и плотность, высокая скорость подъема и мобильность. Хлор также может играть одну из ключевых ролей в реологии кимберлитовых магм. Как было показано ранее, присутствие хлора в карбонатитовых расплавах приводит к существенному понижению вязкости жидкости, например, при трехкратном увеличении концентрации Cl (до 10 мас. %) вязкость карбонатитовых расплавов снижается на три порядка (Norton, Pinkerton, 1997).

Серпентинизация кимберлитовых пород водосодержащими флюидами немагматического происхождения приводит к разрушению первично-магматических щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов, которые играли существенную роль в минералогии кимберлитов. В то же самое время из основной массы кимберлитов удаляются Na , Cl , S , в меньшей степени K , и происходит существенное обогащение этих пород водой. Масс-балансовые оценки контаминации кимберлитовых пород ксеногенными силикатами могут использоваться в первом приближении для оценок максимальных содержаний SiO_2 и MgO в кимберлитовых расплавах. Однако эти оценки не учитывают возможную дегазацию и ликвацию кимберлитовых расплавов, кристаллизационную дифференциацию и повсеместное изменение состава кимберлитовых пород из-за взаимодействия с водными син/постмагматическими флюидами, поступающими в расплавы/породы в при/поверхностных условиях из атмосферы или из вмещающих кимберлиты коровых пород.

Мы полагаем, что исследования расплавных включений в минералах кимберлитов и мантийных ксенолитов приводят к более достоверным

оценкам составов кимберлитовых расплавов и их эволюции, по сравнению с другими применяемыми подходами, поэтому мы рекомендуем включать такие исследования в любые научные проекты, посвященные петрогенезису кимберлитов. Упомянутые в настоящей работе процессы ликвации (Каменецкий и др., 2006; Kamenetsky et al., 2007; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Kitayama et al., 2021), дегазации (Shatskiy et al., 2017; Broadley et al., 2018; Sokol, Kruk, 2021) и декарбонатизации (Russel et al., 2012; Stone, Luth, 2016; Sharygin et al., 2017), несомненно, имеющие существенное значение для петрогенезиса кимберлитов, требуют дальнейшего внимания научного сообщества. Представленные в настоящей статье рассуждения и оценки не решают все проблемы кимберлитового магматизма, однако мы надеемся, что существующие парадигмы состава и петрогенезиса кимберлитов будут вскоре переосмыслены и приглашаем научное сообщество к конструктивному диалогу.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам О.Г. Сафонову и А.В. Каргину за конструктивные рекомендации и советы, а также за редакционные замечания и М.Б. Каменецкой за помощь в оформлении рис. 8–10.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50105. Экспедиционные работы на месторождении кимберлитовой трубки Удачная выполнялись в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. и др. Вторичные включения расплава в оливине неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 369–372.
- Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 178–195.
- Головин А.В., Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Летников Ф.А. Арагонит в интерстициях мантийного ксенолита из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон): прямое свидетельство присутствия карбонатитовых расплавов в глубинной литосферной мантии // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 71–77. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601491>
- Егоров К.Н., Уцаповская З.Ф., Кашаев А.А. и др. Земкорит – новый карбонат из кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 188–193.
- Зайцев А.Н. Ньерерит из кальцитового карбонатита вулкана Керимаси, Северная Танзания // ЗРМО. 2009. № 5. С. 63–77.
- Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2010. 108 с.
- Каменецкий В.С., Шарыгин В.В., Каменецкая М.Б., Головин А.В. Хлоридно-карбонатные нодулы в кимберлитах трубки Удачная: альтернативный взгляд на эволюцию кимберлитовых магм // Геохимия. 2006. № 9. С. 1006–1012.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук: Пер. с англ. С.В. Ефремовой. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Логвинова А.М., Вирт Р., Зедгенизов Д.А., Тэйлор Л.А. Карбонат-силикат-сульфидная ассоциация включения в алмазе из кимберлитовой трубки Комсомольская (Якутия) // Геохимия. 2018. № 4. С. 299–307.
- Попивняк И.В., Лазько Е.Е. Включения затвердевших расплавов в минералах кимберлитовых пород Западной Якутии // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 1. С. 194–197.
- Похиленко Н.П., Усова Л.В. Вторичные расплавные включения в оливинах из кимберлитовой трубки “Удачная” (Якутия) // Сборник тезисов IV-го совещания по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. С. 66–67.
- Похиленко Л.Н., Головин А.В., Шарыгин И.С., Похиленко Н.П. Акцессорные минералы мантийных ксенолитов: первые находки К-Fe-сульфидов, не содержащих Cl // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 4. С. 521–526.
- Потапов С.В., Шарыгин И.С., Константинов К.М. и др. Расплавные включения в хромшпинелиде кимберлитов трубки Заполярная (Верхне-Мунское поле, Сибирский кратон) // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 1. С. 46–51.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с; Т. 2. 630 с.
- Соловьев К.А., Головин А.В., Шарыгин И.С., Похиленко Н.П. Происхождение эпигенетического низкомagneзиального оливина в ксенолите лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон) // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 107–111.
- Тарасов А.А., Головин А.В., Шарыгин И.С. Щелочесодержащие минералы из расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Бултфонтейн (кратон Каапвааль): свидетельство высоких концентраций щелочей в кимберлитовых расплавах // Геодинамика и тектонофизика. 2022. V. 13. № 4. 0662. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0662>
- Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Бульбак Т.А. и др. Состав первичных флюидных и расплавных включений в регенерированных оливинах из гипабиссальных кимберлитов трубки Малокуонапская, Якутия // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 2. С. 213–217.
- Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Бульбак Т.А., Соболев Н.В. Первичные расплавные и флюидные включения в регенерированных кристаллах и фенокристаллах оливина из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, Якутия: проблема кимберлитового расплава // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 680–684.
- Уханов А.В., Девириц А.Л. Метеорное происхождение воды, серпентинизировавшей кимберлиты Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 268. № 3. С. 706–710.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
- Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В. и др. Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 533–544.
- Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфшиерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): проблемы про-

- исхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 321–340.
- Шарыгин И.С., Головин А.В., Корсаков А.В., Похиленко Н.П. Тихит в мантийных ксенолитах: первая находка и новый генетический тип // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 1. С. 81–85.
- Шарыгин И.С., Головин А.В., Дымищ А.М. и др. Реликты глубинного щелочно-карбонатитового расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия) // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 51–57.
- Abersteiner A., Giuliani A., Kamenetsky V.S., Phillips D. Petrographic and melt-inclusion constraints on the petrogenesis of a magmaclast from the Venetia kimberlite cluster, South Africa // Chem. Geol. 2017. V. 455. P. 331–341.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V. et al. Was crustal contamination involved in the formation of the serpentine-free Udachnaya-East kimberlite? New insights into parental melts, liquidus assemblage and effects of alteration // J. Petrol. 2018a. V. 59. P. 1467–1492.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M. et al. Significance of halogens (F, Cl) in kimberlite melts: Insights from mineralogy and melt inclusions in the Roger pipe (Ekati, Canada) // Chem. Geol. 2018b. V. 478. P. 148–163.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Pearson D.G. et al. Monticellite in Group-I kimberlites: implications for evolution of parental melts and post-emplacment CO₂ degassing // Chem. Geol. 2018c. V. 478. P. 76–88.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K. et al. Composition and emplacement of the Benfontein Kimberlite Sill Complex (Kimberley, South Africa): textural, petrographic and melt inclusion constraints // Lithos. 2019a. V. 324–325. P. 297–314.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K. et al. Djerfisherite in kimberlites and their xenoliths: implications for kimberlite melt evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 2019b. V. 174. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1540-8>
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V. A reply to the comment by Kostrovitsky, S. and Yakovlev, D. on “Was Crustal Contamination Involved in the Formation of the Serpentine-free Udachnaya-East Kimberlite? New Insights into Parental Melts, Liquidus Assemblage and Effects of Alteration” by Abersteiner et al. (J. Petrol. 2018. V. 59. P. 1467–1492) // J. Petrol. 2019c. V. 60. № 9. P. 1841–1848.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K. et al. Polyminerale inclusions in kimberlite-hosted megacrysts: Implications for kimberlite melt evolution // Lithos. 2019d. V. 336–337. P. 310–325.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K. et al. A genetic story of olivine crystallization in the Mark kimberlite (Canada) revealed by zoning and melt inclusions // Lithos. 2020a. V. 358–359. 105405.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K. et al. Evolution of kimberlite magmas in the crust: a case study of groundmass and mineral-hosted inclusions in the Mark kimberlite (Lac de Gras, Canada) // Lithos. 2020b. V. 372–373. 105690.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A. et al. Dissolution of mantle orthopyroxene in kimberlitic melts: Petrographic, geochemical and melt inclusion constraints from an orthopyroxenite xenolith from the Udachnaya-East kimberlite (Siberian Craton, Russia) // Lithos. 2021. V. 398–399. 106331.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V. et al. Olivine in Kimberlites: Magma evolution from deep mantle to eruption // J. Petrol. 2022a. V. 63. P. 1–32. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac055>
- Abersteiner A., Golovin A.V., Chayka I. et al. Carbon compounds in the West Kimberley lamproites (Australia): insights from melt and fluid inclusions // Gondwana Res. 2022b. V. 109. P. 536–557.
- Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P. et al. Metasomatism in lithospheric mantle roots: constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.
- Allsopp H.L., Smith C.B., Seggie A.G. et al. The emplacement age and geochemical character of the Venetia kimberlite bodies, Limpopo Belt, northern Transvaal // S. Afr. J. Geol. 1995. V. 98. P. 239–244.
- Arnd N.T., Guitreau M., Boullier A.M. et al. Olivine, and the origin of kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 573–602.
- Bascou J., Doucet L.S., Saumet S. et al. Seismic velocities, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 304. P. 71–84.
- Batumike J.M., Griffin W.L., Belousova E.A. et al. LAM-ICPMS U-Pb dating of kimberlitic perovskite: Eocene-Oligocene kimberlites from the Kundelungu Plateau, DR Congo // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. P. 609–619.
- Bolotina N.B., Gavryushkin P.N., Korsakov A.V. et al. Incommensurately modulated twin structure of nyerereite Na_{1.64}K_{0.36}Ca(CO₃)₂ // Acta Crystallogr. B. 2017. V. 73. P. 276–284.
- Boyd F.R., Clement C.R. Compositional zoning of olivines in kimberlites from the De Beers mine, Kimberley, South Africa // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1977. V. 76. P. 485–493.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 228–246.
- Böttcher M.E., Reutel C. The Raman spectrum of α-Na₂Ca(CO₃)₂ // J. Raman Spectrosc. 1996. V. 27. P. 859–861.
- Brett R.C., Russell J.K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // Lithos. 2009. V. 112. P. 201–212.
- Brett R.C., Russell J.K., Andrews G.D.M., Jones T.J. The ascent of kimberlite: Insights from olivine // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 424. P. 119–131.
- Broadley M.W., Barry P.H., Ballentine C.J. et al. End-Permian extinction amplified by plume-induced release of recycled lithospheric volatiles // Nat. Geosci. 2018. V. 11. № 9. P. 682–687.
- Bussweiler Y. Polyminerale inclusions in megacrysts as proxies for kimberlite melt evolution: a review // Minerals. 2019. V. 9. <https://doi.org/10.3390/min9090530>
- Campany M., Mangas J., Melgarejo J.C. et al. The Catanda extrusive carbonatites (Kwanza Sul, Angola): an example of explosive carbonatitic volcanism // Bull. Volcanol. 2014. V. 76. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0818-6>
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Vladyskin N.V. et al. Origin of alkali-rich volcanic and alkali-poor intrusive carbonatites from a common parental magma // Sci. Rep. 2021. V. 11. 17627. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-97014-y>

- Chen W., Kamenetsky V.S., Simonetti A. Evidence for the alkaline nature of parental carbonatite melts at Oka complex in Canada // *Nat. Commun.* 2013. V. 4. Article number: 2687.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013. V. 36. № 3. P. 199–204.
- Cooper A.F., Gittins J., Tuttle O.F. The system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--K}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3$ at 1 kilobar and its significance in carbonatite petrogenesis // *Amer. J. Sci.* 1975. V. 275. P. 534–560.
- Creaser R.A., Grutter H., Carlson J., Crawford B. Macrocrystal phlogopite Rb–Sr dates for the Ekati property kimberlites, Slave Province, Canada: evidence for multiple intrusive episodes in the Paleocene and Eocene // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 399–414.
- Davis W.J., Kjarsgaard B.A. A Rb–Sr isochron age for a kimberlite from the recently discovered Lac de Gras field, Slave province, northwest Canada // *J. Geol.* 1997. V. 105. P. 503–509.
- Dawson J.B., Garson M.S., Roberts B. Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania: inferences for calcite carbonatite lavas // *Geology*. 1987. V. 15. P. 765–768.
- Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 359. P. 206–218.
- 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. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 1225–1242.
- Edgar A.D., Charbonneau H.E. Melting experiments on a SiO_2 -poor, CaO-rich aphanitic kimberlite from 5–10 GPa and their bearing on sources of kimberlite magmas // *Amer. Mineral.* 1993. V. 78. P. 132–142.
- Fedorchouk Y., Canil D., Carlson J.A. Dissolution forms in Lac de Gras diamonds and their relationship to the temperature and redox state of kimberlite magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 54–69.
- Field M., Stiefenhofer J., Robey J., Kurszlaukis S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: a review // *Ore Geol. Rev.* 2008. V. 34. № 1–2. P. 33–75.
- Gavryushkin P.N., Thomas V.G., Bolotina N.B. et al. Hydrothermal synthesis and structure solution of $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$: “synthetic analogue” of mineral nyerereite // *Cryst. Growth Des.* 2016. V. 16. P. 1893–1902.
- Girnis A.V., Brey G.P., Ryabchikov I.D. Origin of Group IA kimberlites: fluid saturated melting experiments at 45–55 kbar // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 283–296.
- Girnis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P. Formation of primary kimberlite melts – Constraints from experiments at 6–12 GPa and variable $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ // *Lithos*. 2011. V. 127. P. 401–413.
- Giuliani A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide // *Lithos*. 2018. V. 312–313. P. 322–342.
- Giuliani A., Kamenetsky V.S., Phillips D. et al. Nature of alkali-carbonate fluids in the sub-continental lithospheric mantle // *Geology*. 2012. V. 40. P. 967–970.
- Giuliani A., Kamenetsky V.S., Phillips D. et al. Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: a review // *Chem. Geol.* 2014. V. 374–375. P. 61–83.
- Giuliani A., Soltys A., Phillips D. et al. The final stages of kimberlite petrogenesis: petrography, mineral chemistry, melt inclusions and Sr–C–O isotope geochemistry of the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Chem. Geol.* 2017. V. 455. P. 342–356.
- Giuliani A., Pearson D.G., Soltys A. et al. Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation // *Sci. Advances*. 2020. V. 6. Iss. 17. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz0424>
- Golovin A.V., Korsakov A.V., Zaitsev A.N. In situ ambient and high-temperature Raman spectroscopic studies of nyerereite ($\text{Na,K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$: can hexagonal zemkorite be stable at earth-surface conditions? // *J. Raman Spectrosc.* 2015. V. 46. P. 904–912.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachnaya-East pipe // *Chem. Geol.* 2017a. V. 455. P. 357–375.
- Golovin A.V., Korsakov A.V., Gavryushkin P.N. et al. Raman spectra of nyerereite, gregoryite and synthetic pure $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$: diversity and application for the study micro inclusions // *J. Raman Spectrosc.* 2017b. V. 48. P. 1559–1565.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S. et al. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: links to kimberlites // *Chem. Geol.* 2018. V. 483. P. 261–274.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. et al. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *J. Raman Spectrosc.* 2020. V. 51. № 9. P. 1849–1867.
- Green D.H., Wallace M.E. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts // *Nature*. 1988. V. 336. P. 459–462.
- Guzmics T., Mitchell R.H., Szabo C. et al. Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: melt evolution and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 177–196.
- Haggerty S.E. Superkimberlites – a geodynamic diamond window to the Earth’s core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 122. P. 57–69.
- Heaman L., Creaser R.A., Cookenboo H., Chacko T. Multi-stage modification of the Northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon- and diamond-bearing eclogites xenoliths entrained in the Jericho kimberlite, Canada // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 821–858.
- Heaman L.M., Phillips D., Pearson D.G. Dating kimberlites: methods and emplacement patterns through time // *Elements*. 2019. V. 15. P. 399–404.
- Hetman C.M., Smith B.H.S., Paul J.L., Winter F. Geology of the Gahcho Kue kimberlite pipes, NWT, Canada: root to diatreme magmatic transition zones // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 51–74.
- Howarth G.H., Büttner S.H. New constraints on archetypal South African kimberlite petrogenesis from quenched glass-rich melt inclusions in olivine megacrysts // *Gondwana Res.* 2019. V. 68. P. 116–126.
- Ionov D.A., Doucet L.S., von Strandmann P. et al. Links between deformation, chemical enrichments and Li-isotope compositions in the lithospheric mantle of the central Siberian craton // *Chem. Geol.* 2017. V. 475. P. 105–121.
- Ionov D.A., Liu Z., Li J. et al. The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 281. P. 67–90.

- Irving A.J., Wyllie P.J. Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and join $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3$ to 36 kb // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 35–53.
- Kalugina A.D., Sharygin I.S., Solovov K.A. et al. Composition of the kimberlite melt of the Komsomolskaya–Magnitnaya pipe (Upper Muna field, Siberian craton) // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2022. EGU22-10980.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport // *Geofluids*. 2010. V. 10. P. 293–311.
- 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.
- Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S. et al. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*. 2004. V. 32. P. 845–848.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sharygin V.V. et al. Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. P. 384–400.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V. et al. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 823–839.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V. et al. Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? // *Lithos*. 2009a. V. 112. P. 213–222.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y. et al. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. 2009b. V. 112. P. 334–346.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V. et al. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.
- Kamenetsky V.S., Grütter H., Kamenetsky M.B., Gömann K. Parental carbonatitic melt of the Koala kimberlite (Canada): constraints from melt inclusions in olivine and Cr-spinel, and groundmass carbonate // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 96–111.
- Kamenetsky V.S., Belousova E.A., Giuliani A. et al. Chemical abrasion of zircon and ilmenite megacrysts in the Monastery kimberlite: implications for the composition of kimberlite melts // *Chem. Geol.* 2014a. V. 383. P. 76–85.
- Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R. et al. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth-Sci. Rev.* 2014b. V. 139. P. 145–167.
- Kamenetsky V.S., Doroshkevich A.G., Elliott H.A.L., Zaitsev A.N. Carbonatites: contrasting, complex, and controversial // *Elements*. 2021. V. 17. P. 307–314.
- Kavanagh J.L., Sparks R.S.J. Temperature changes in ascending kimberlite magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 286. P. 404–413.
- Keller J., Zaitsev A.N. Geochemistry and petrogenetic significance of natrocarbonatites at Oldoinyo Lengai, Tanzania: composition of lavas from 1988 to 2007 // *Lithos*. 2012. V. 148. P. 45–53.
- Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 2467–2470.
- Kesson S.E., Ringwood A.E., Hibberson W.O. Kimberlite melting relations revisited // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 261–262.
- Kinny P.D., Griffin W.L., Heaman L.M. et al. SHRIMP U–Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // *Russ. Geol. Geophys.* 1997. V. 38. P. 91–99.
- Kitayama Y., Thomassot E., Galy A. et al. Co-magmatic sulfides and sulfates in the Udachnaya-East pipe (Siberia): a record of the redox state and isotopic composition of sulfur in kimberlites and their mantle sources // *Chem. Geol.* 2017. V. 455. P. 315–330.
- Kitayama Y., Thomassot E., Galy A. et al. Geochemical evidence for carbon and chlorine enrichments in the mantle source of kimberlites (Udachnaya pipe, Siberian craton) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 315. P. 295–316.
- Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S. et al. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 236–248.
- Kopylova M.G., Hayman P. Petrology and textural classification of the Jericho kimberlite, northern Slave Province, Nunavut, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 2008. V. 45. P. 701–723.
- Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 3616–3629.
- Korsakov A.V., Golovin A.V., De Gussem et al. First finding of burkeite in melt inclusions in olivine from sheared lherzolite xenoliths // *Spectrochim. Acta, Part A*. 2009. V. 73. P. 424–427.
- Kramers J.D., Roddick J.C.M., Dawson J.B. Trace element and isotope studies on veined, metasomatic and “MARID” xenoliths from Bultfontein, South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. P. 90–106.
- Le Maitre R.W. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V. Evolution of kimberlite melt as inferred from inclusions in garnet megacrysts in the Grib kimberlite (Arkhangelsk Region, Russia) // *Mineral. Petrol.* 2020. V. 11. P. 273–288.
- Lepekhina E.N., Rotman A.Y., Antonov A.V., Sergeev S.A. SHRIMP U–Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes // 9th International Kimberlite Conference, Frankfurt, 2008, Extended Abstract 9IKC-A-00354.
- Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M. Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*. 2013. V. 41. P. 79–82.
- Litasov K.D., Shatskiy A., Gavryushkin P.N. et al. P–V–T equation of state of CaCO_3 aragonite to 29 GPa and 1673 K: in situ X-ray diffraction study // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2017. V. 265. P. 82–91.
- Liu Z., Ionov D.A., Nimis P. et al. Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities // *Geology*. 2022. V. 50. № 8. P. 891–896.
- Lockhart G., Grütter H., Carlson J. Temporal, geomagnetic and related attributes of kimberlite magmatism at Ekati, Northwest Territories, Canada // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 665–682.
- Mernagh T.P., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. A Raman microprobe study of melt inclusions in kimberlites from Siberia, Canada, SW Greenland and South Africa // *Spectrochim. Acta, Part A*. 2011. V. 80A. P. 82–87.

- Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A. et al.* Metasomatic evolution of coesite-bearing diamondiferous eclogite from the Udachnaya kimberlite // *Minerals*. 2020. V. 10. № 4. P. 383.
- Mitchell R.H.* Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. N.Y.: Plenum Press, 1986. 442 p.
- Mitchell R.H.* Kimberlites, orangeites and related rocks. N.Y.: Plenum Press, 1995. 410 p.
- Mitchell R.H.* Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *Can. Mineral*. 2005. V. 43. P. 2049–2068.
- Mitchell R.H.* Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2008. V. 174. P. 1–8.
- Mitchell R.H., Giuliani A., O'Brien H.* What is a kimberlite? Petrology and mineralogy of hypabyssal kimberlites // *Elements*. 2019. V. 15. P. 381–386.
- Moore A.E.* The case for a cognate, polybaric origin for kimberlitic olivines // *Lithos*. 2012. V. 128. P. 1–10.
- Nielsen T.F.D., Sand K.K.* The Majuagaa kimberlite dike, Maniitsoq Region, West Greenland: constraints on an Mg-rich silicocarbonatitic melt composition from groundmass mineralogy and bulk compositions // *Can. Mineral*. 2008. V. 48. P. 1043–1061.
- Norton G., Pinkerton H.* Rheological properties of natrocarbonatite lavas from Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Eur. J. Mineral*. 1997. V. 9. P. 351–364.
- Orndorff R.C., Stamm N., Craig S. et al.* Divisions of geologic time—major chronostratigraphic and geochronologic units // *US Geol. Surv. Fact Sheet*. 2010. V. 3015. № 2.
- Parthasarathy G., Chetty T.R.K., Haggerty S.E.* Thermal stability and spectroscopic studies of zemkorite: a carbonate from the Venkatampalle kimberlite of southern India // *Amer. Mineral*. 2002. V. 87. P. 1384–1389.
- Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F. et al.* Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*. 2014. V. 507. P. 221–224.
- Podborodnikov I.V., Shatskiy A., Arefiev A.V. et al.* New data on the system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{—CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ at 6 GPa with implications to the composition and stability of carbonatite melts at the base of continental lithosphere // *Chem. Geol.* 2019. V. 515. P. 50–60.
- Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.* Primitive magma from the Jericho Pipe, NWT, Canada: constraints on primary kimberlite melt chemistry // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 789–808.
- Reguir E.P., Chakhmouradian A.R., Halden N.M. et al.* Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 372–384.
- Rezyukhin D.I., Alifirova T.A., Golovin A.V., Korsakov A.V.* A plethora of epigenetic minerals reveals a multistage metasomatic overprint of a mantle orthopyroxenite from the Udachnaya kimberlite // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 264.
- Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N.* Origin of kimberlites and related magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 521–538.
- Russell J.K., Porritt L.A., Lavalley Y., Dingwell D.B.* Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // *Nature*. 2012. V. 481. P. 352–356.
- Sarkar C., Heaman L.M., Pearson D.G.* Duration and periodicity of kimberlite volcanic activity in the Lac de Gras kimberlite field, Canada and some recommendations for kimberlite geochronology // *Lithos*. 2015. V. 218. P. 155–166.
- Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A. et al.* Melting phase relations of the Udachnaya-East Group-I kimberlite at 3.0–6.5 GPa: experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1391–1414.
- Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A. et al.* Experimental constraints on orthopyroxene dissolution in alkali-carbonate melts in the lithospheric mantle: implications for kimberlite melt composition and magma ascent // *Chem. Geol.* 2017. V. 455. P. 44–56.
- Sharygin I.S., Golovin A.V., Tarasov A.A. et al.* Confocal Raman spectroscopic study of melt inclusions in olivine of mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite pipe (Kimberley cluster, South Africa): evidence for alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath Kaapvaal Craton // *J. Raman Spectrosc.* 2022. V. 53. P. 508–524.
- Shatskiy A.F., Litasov K.D., Palyanov Y.N.* Phase relations in carbonate systems at pressures and temperatures of lithospheric mantle: review of experimental data // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 56. P. 113–142.
- Shatskiy A.F., Litasov K.D., Sharygin I.S., Ohtani E.* Composition of primary kimberlite melt in a garnet lherzolite mantle source: constraints from melting phase relations in anhydrous Udachnaya-East kimberlite with variable CO_2 content at 6.5 GPa // *Gondwana Res.* 2017. V. 45. P. 208–227.
- Shatskiy A.F., Bekhtenova A., Podborodnikov I.V. et al.* Carbonate melt interaction with natural eclogite at 6 GPa and 1100–1200°C: implications for metasomatic melt composition in subcontinental lithospheric mantle // *Chem. Geol.* 2020a. V. 558. 119915.
- Shatskiy A.F., Bekhtenova A., Podborodnikov I.V. et al.* Metasomatic interaction of the eutectic Na- and K-bearing carbonate melts with natural garnet lherzolite at 6 GPa and 1100–1200: toward carbonatite melt composition in SCLM // *Lithos*. 2020b. V. 374–375. 105725.
- Shatskiy A.F., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V. et al.* Pyroxene-carbonate reactions in the $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{MgCO}_3 \pm \text{Na}_2\text{CO}_3 \pm \text{K}_2\text{CO}_3$ system at 3–6 GPa: implications for partial melting of carbonated peridotite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2021. V. 176. № 5. P. 34.
- Shee S.R.* The petrogenesis of the Wesselton mine kimberlite, Kimberley, Cape Province, Republic of South Africa: Unpublished PhD thesis. South Africa: University of Cape Town, 1985. 220 p. + appendices.
- Sobolev A.V.* Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information // *Petrology*. 1996. V. 4. P. 209–220.
- Sobolev A.V., Sobolev N.V., Smith C.B., Dubessy J.* Fluid and melt compositions in lamproites and kimberlites based on the study of inclusions in olivine // *Ed. J. Ross et al. Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement*. Sydney: Blackwell Scientific Publications, 1989. P. 220–241.
- Sokol A.G., Kruk A.N.* Role of CO_2 in the evolution of kimberlite magma: experimental constraints at 5.5 GPa and 1200–1450°C // *Lithos*. 2021. V. 386–387. 106042.
- Soltys A., Giuliani A., Phillips D.* A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: a case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 1–15.
- Sparks R.S.J.* Kimberlite volcanism // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. V. 41. P. 497–528.
- Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M. et al.* The nature of erupting kimberlite melts // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 429–438.
- Stamm N., Schmidt M.W.* Asthenospheric kimberlites: volatile contents and bulk compositions at 7 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 474. P. 309–321.

- Stone R.S., Luth R.W. Orthopyroxene survival in deep carbonatite melts: implications for kimberlites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. P. 9.
- Stripp G.R., Field M., Schumacher J.C. et al. Post-emplacment serpentinization and related hydrothermal metamorphism in a kimberlite from Venetia, South Africa // *J. Metamorph. Geol.* 2006. V. 24. P. 515–534.
- Sun J., Liu C.-Z., Tappe S. et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 283–295.
- Sweeney R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. P. 259–270.
- Sweeney R.J., Falloon T.J., Green D.H. Experimental constraints on the possible mantle origin of natrocarbonatite // Eds. K. Bell, J. Keller. *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites.* Germany: Springer-Verlag, 1995. P. 191–207.
- Tappe S., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A. et al. Mantle transition zone input to kimberlite magmatism near a subduction zone: origin of anomalous Nd-Hf isotope systematics at Lac de Gras, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 371. P. 235–251.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B. et al. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary // *Nature.* 2010. V. 466. P. 352–U100.
- Tyni M. Diamond prospecting in Finland – a review // Ed. H. Papunen. *Mineral Deposits: Research and Exploration, Where Do They Meet?* Rotterdam: Balkema, 1997. P. 789–791.
- Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature.* 1988. V. 335. P. 343–346.
- Watkinson D.H., Chao G.Y. Shortite in kimberlite from the Upper Canada Gold Mine, Ontario // *J. Geol.* 1973. V. 81. P. 229–233.
- Wyllie P.J., Huang W.L. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites // *Nature.* 1975. V. 257. P. 297–299.
- Zaitsev A.N., Keller J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // *Lithos.* 2006. V. 91. P. 191–207.
- Zaitsev A.N., Keller J., Spratt J. et al. Nyerereite-pirssonite-calcite-shortite relationships in altered natrocarbonatites, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Can. Mineral.* 2008. V. 46. P. 843–860.
- Zaitsev A.N., Wenzel T., Vennemann T., Markl G. Tinderet volcano, Kenya: an altered natrocarbonatite locality? // *Mineral. Mag.* 2013. V. 77. P. 209–222.
- Zucchini A, Gavryushkin P.N., Golovin A.V. et al. The nyereite crystal structure: a possible messenger from the deep Earth // *Amer. Mineral.* 2022. V. 107. P. 2054–2064.

Compositions of Kimberlite Melts: A Review of Melt Inclusions in Kimberlite Minerals

A. V. Golovin¹ and V. S. Kamenetsky²

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow district, Russia*

This work is a comprehensive review of existing data on melt inclusions entrapped in minerals of kimberlite rocks emplaced in different cratonic settings at different times. The crystallized melt inclusions represent snapshots of kimberlite melts at different stages of their evolution. All inclusions are composed of daughter minerals and shrinkage bubbles, but no aqueous fluids and quenched silicate glasses have been so far found. More than 60 mineral species were identified among the daughter phases in the inclusions, however, such diverse phase assemblages are typical of all kimberlites studied to date. Daughter minerals are represented by various Na-K-Ca-, Na-Ca-, Na-Mg-, K-Ca-, Ca-Mg-, Ca-, Mg-, Na-carbonates, Na-Mg- and Na-carbonates with additional anions Cl⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻, alkali- sulfates, chlorides, phosphates, sulfides, oxides and silicates. Alkali carbonates, sulfates, and chlorides are usually absent among groundmass minerals the majority of kimberlites in the world, except the Udachnaya-East kimberlite in Siberia. On the other hand, this paragenesis in association with traditional kimberlite minerals, such as olivine, micas, monticellite, spinel group minerals, perovskite, rutile, ilmenite, calcite, and dolomite, is common in the crystallized melt inclusions in all studied kimberlites. Carbonates (~30 to 85 vol. %) always dominate over silicates (only up to 18 vol. %) within inclusions. All inclusions also contain variable (2 to 55 vol. %) amounts of chlorides (halite and sylvite). When relatively low abundances of carbonate minerals (30–50 vol. %) are observed in the inclusions, chlorides (18–55 vol. %) appear to take over other minerals, including silicates that are traditionally considered as main components of “ultramafic” kimberlite parental melts. The published results on melt inclusions in the kimberlite minerals strongly imply that parental kimberlite melts were generated and further evolved within the Na₂O-K₂O-CaO-MgO-CO₂-Cl system, that is, they were alkali-rich carbonatite/carbonatite-chloride liquids. According to various estimates, the SiO₂ content in kimberlite melts at different stages of their evolution could have varied from the first to 19 wt. %. Obviously, during and after of a kimberlite bodies formation, interaction with external waters leads to serpentinization of kimberlite olivine and dissolution of a significant part of kimberlite igneous minerals, such as alkaline carbonates, sulfates, and chlorides. In the traditional approach to studying kimberlites, the role of components such as Na₂O, CO₂, Cl, and to a lesser extent K₂O and S, F in the petrogenesis of kimberlite magmas and rocks have been largely underestimated, while olivine- and serpentine-forming components, such as of SiO₂, MgO and H₂O are still overestimated in contemporaneous literature.

Keywords: kimberlite, mineralogy, parental melt, melt inclusions, carbonatites, mantle xenoliths