

ISSN 0869-5903

Том 31, Номер 2

Март - Апрель 2023



ПЕТРОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru

Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 2, 2023

Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов

А. В. Головин, В. С. Каменецкий

115

Карбонатизация серпентинитов Срединно-Атлантического хребта:

1. Геохимические тренды и минеральные ассоциации

С. А. Силантьев, Е. А. Краснова, Д. Д. Бадюков, А. В. Жилкина,

Т. Г. Кузьмина, А. С. Грязнова, В. Д. Щербаков

153

Вариации редкоэлементного и изотопного состава неоархейских мафических гранулитов Юго-Запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации

О. М. Туркина

182

Самородное железо в траппах Сибири

М. Д. Томшин, А. Г. Копылова, А. Е. Васильева

202

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 раскристаллизованы 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; Heaman 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; Korylova 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; Giris 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, Korylova 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 содержаний 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; Abenstein 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 нитро-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 $\text{SiO}_2 < 20$ мас. % в породе. При содержаниях в карбонатитах $\text{SiO}_2 > 20$ 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 $\text{SiO}_2 < 20$ 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 встречаются первичные, вторичные и псевдотеричные расплавные включения (рис. 2). Форма включений разнообразная: округлая, каплевидная, удлиненно-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 (Ondorff et al., 2010). Ed — эдиакарийский, Cr — кембрийский, S — силурийский, D — девонский, Tr — триасовый, J — юрский, K — меловой, Pg — 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; Korylova, Neuman, 2008), Гайчо Кэ 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; Baturmike et al., 2008). Мобильный пояс Лимпопо (врезка 4), расположение и возраст кимберлитового поля Венеция (трубки K1 и K2) по (Allsopp et al., 1995).

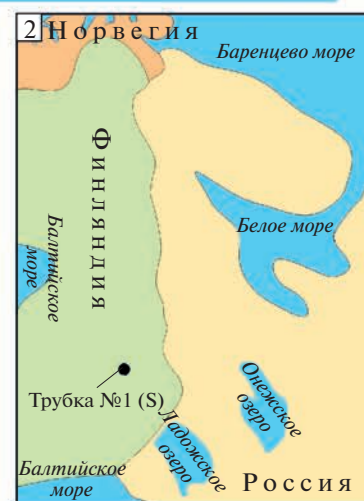
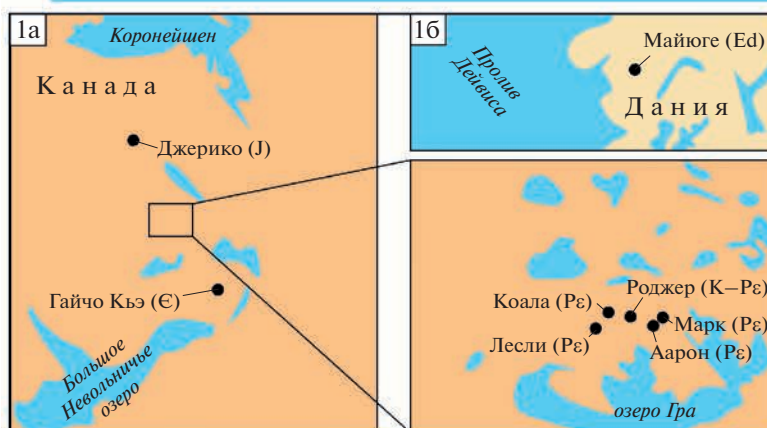
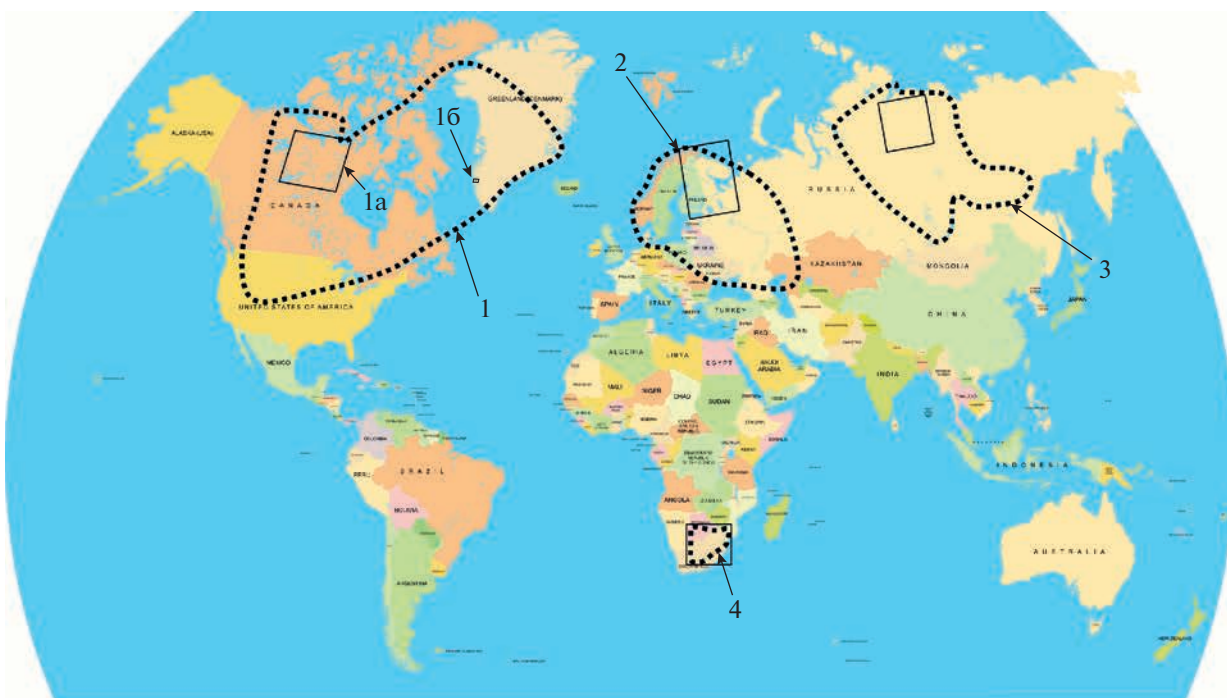


Таблица 1. Возрасты кимберлитовых проявлений мира

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 мегакристах 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 микрокристах из кимберлитов мира отсутствуют. Количество кристаллических дочерних минералов в нескрытых и выведенных на поверхность вмещающего минерала индивидуальных включений 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 мегакристах, ксенокристах, фенокристах, 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, Сг-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 ксенокристах/фенокристах/микрофенокристах оливина установлены все три типа расплавных включений — первичные, вторичные и псевдовторичные (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,

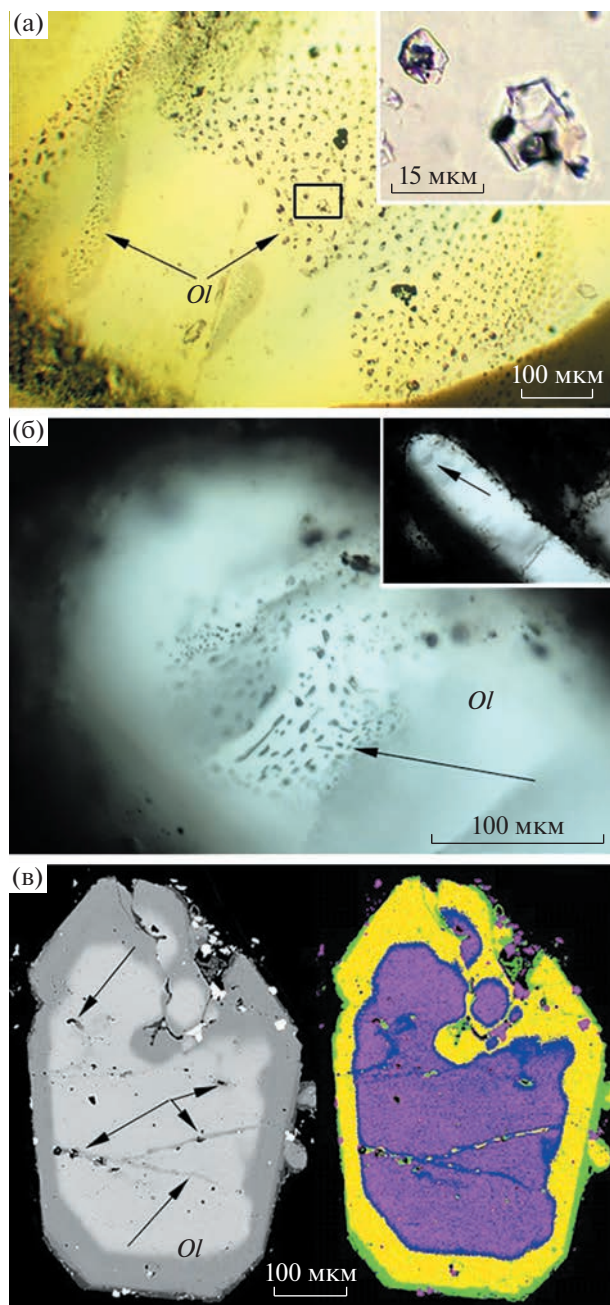


Рис. 2. Распределение вторичных и псевдовторичных включений расплава в оливинах из кимберлитов трубки Удачная.

(а) — вторичные расплавные включения, формирующие поля и цепочки по залеченным трещинам в ксенокристе оливина (проходящий свет); (б) — псевдовторичные 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 псевдовторичными для этих внешних зон. Цветом показано распределение Mg в макрокристе оливина (повышение Mg# от центра к краю). *Ol* — оливин.

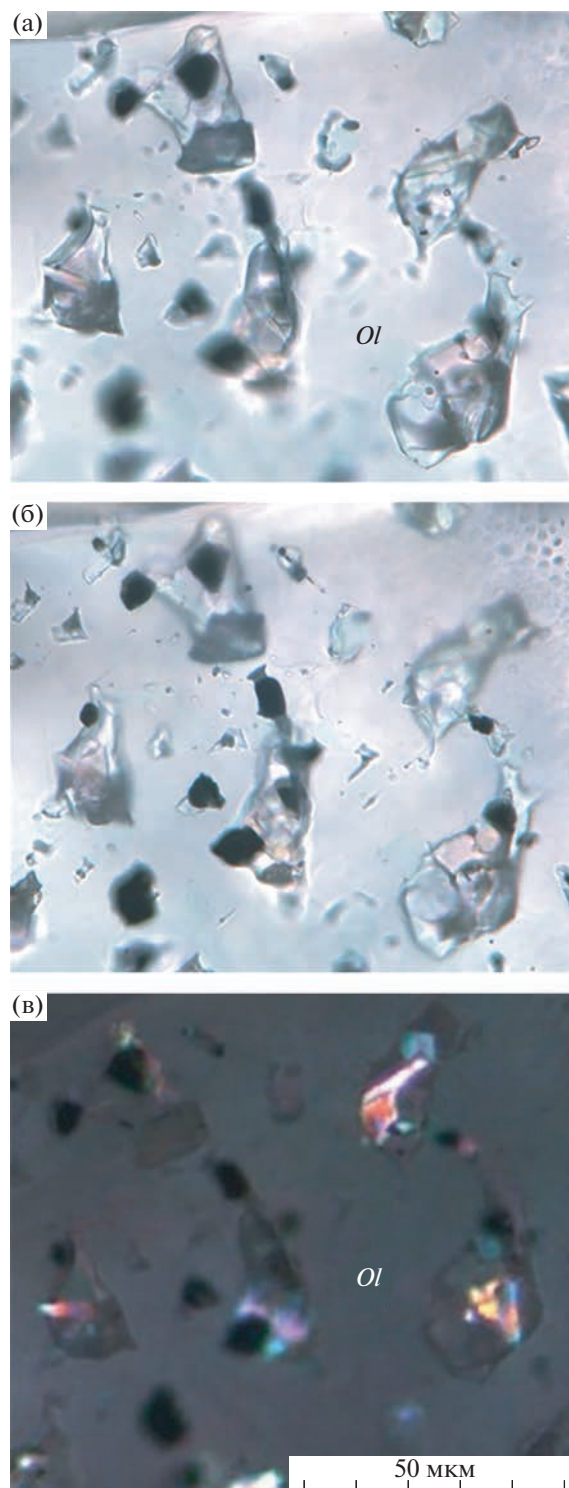


Рис. 3. Формы расплавных включений в ксенокристе оливина из кимберлита трубки Удачная.

(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. *Ol* — 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%**
На-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%
Брэдлиит	<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			
Афтиталит	<i>Aph</i>	$\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	>5%
Арканиит	<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%
Хлоромagnesит	<i>Cmgn</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%
Фрейденберgit	<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*
Содацит	<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%**
Булфонтейнит	<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 “ньеререйт” (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 ньеререйту, 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 $\leq 360^\circ\text{C}$ стабилизирует только ромбический ньеререйт.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 в оливинах 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 ньеререйт, поэтому мы предлагаем его называть калиевым ньеререйтом (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 псевдоторичные расплавные включения в макро/микрорастах, 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>HI, 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 мегакристаллах клинопироксена	Карбонаты: <i>Sht</i> , Ba-Sr- Сульфиды: <i>Dj</i> Галогениды: <i>HI, Syl</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Pct</i>
<i>Трубка Малокуонапская</i>		
Томиленко и др., 2015	Первичные расплавные включения во внешних зонах фено/микрофенокритов 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/микрофенокристаллах хромшпинелидов	Карбонаты: <i>Ny, Dol, Cal, Gre, Nrt, Brd</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj</i> Галогениды: <i>HI, 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 фенокристаллах 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>HI, 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>HI, 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: <i>K-Na-Ba-, 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: Dol , Cal , Eit , Ny , Wtr , Brd Фосфаты: <i>Ap</i> , <i>Nhp</i> Сульфаты: Aph , <i>Ten</i> Галогениды: HI , Syl Оксиды: Mg-Ti-Fe- , <i>Prd</i> , <i>Fr</i> Силикаты: Phl , Tphl , <i>Sod</i> , <i>Kls</i> , <i>Nph</i>
<i>Трубка Булфонтейн</i>		
Giuliani et al., 2017	Первичные расплавные включения в фенокристах оливина и шпинели	Карбонаты: Dol , Cal , Ny , Mgs , Sht , Brd , Wtr Сульфаты: <i>Arc</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Галогениды: Syl , HI , <i>Flt</i> Оксиды: Spl , <i>Prv</i> , <i>Ilm</i> Силикаты: Phl
<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: Cal , Dol , Mgs , Sdr , Ny , Frc , Anc , Wrt , Brd , Сульфаты: Bar Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Dj</i> , <i>Rs</i> , Fe-Cu-Pb-, <i>Po</i> Галогениды: HI , Syl , <i>Flt</i> Оксиды: Spl , Mgt , <i>Prv</i> , <i>Kim</i> , <i>Rt</i> , <i>Per</i> , <i>Prc</i> Силикаты: Phl , <i>Ol</i> , <i>Bul</i> , <i>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: Cal , Dol , Sht , Frc , Щелочные (Na , K , Ca , Sr , Ba), Brd Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: Fe-Cu-Ni- Галогениды: HI , Syl Оксиды: Spl Силикаты: Phl , <i>Ol</i> , <i>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 (Na , K , Sr , Ba), Dol , Cal Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: Fe-Ni- Галогениды: HI , Syl Оксиды: Spl , <i>Per</i> , <i>Prv</i> Силикаты: <i>Ol</i> , Phl

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>HI, Syl, Cmg</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>HI, Syl</i> Оксиды: <i>Spl, Mgt</i> Силикаты: <i>Phl, Tphl, Ol, Di, Mtc</i>
Кратон Каапвааль (Южно-Африканская республика)		
<i>Трубка Булфонтейн</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, K-Ny, Gre/Nat, Tych, Brd, Nhc, Wtr</i> Сульфаты: <i>Aph, Arc, Ten, Glb, Bar</i> Фосфаты: <i>Ap</i> Сульфиды: <i>Ni-Fe-</i> Галогениды: <i>HI, 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>HI, 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/акцессорные ≤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).

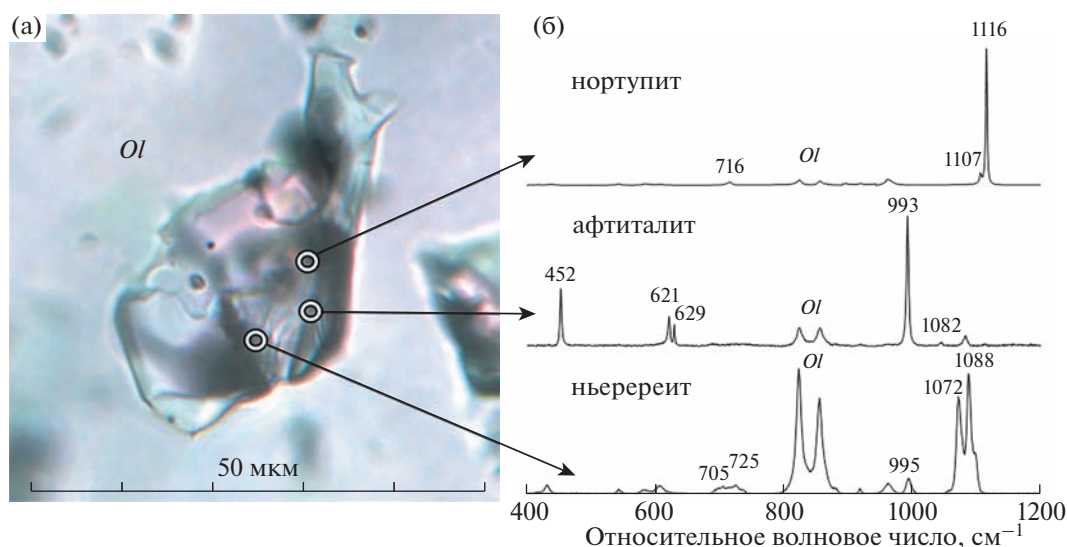


Рис. 4. КР-спектры дочерних минералов из вторичного расплавного включения (рис. 3) в ксенокристе оливина из кимберлита трубки Удачная.

(а) — расплавленное включение (проходящий свет). Кругами обозначены области во включении, из которых получены КР-спектры. (б) — КР-спектры карбонатов (нортупита и ньереита) 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 не вскрытые 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 ксенокристах, так и фенокристах 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, псевдовторичных 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 псевдовторичные расплавные включения в ксенокристах/фенокристах 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.

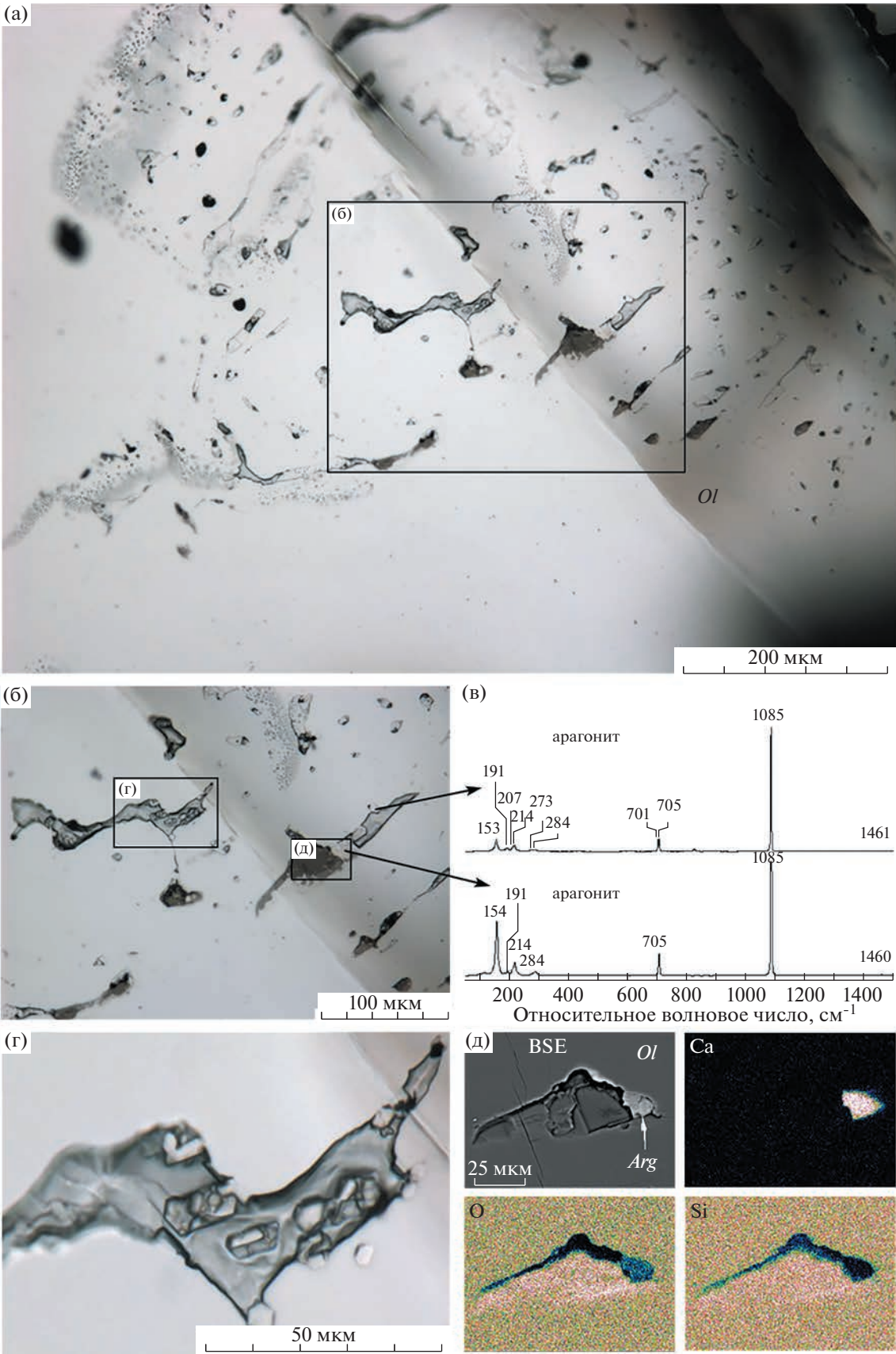


Рис. 5. Группа вторичных расплавных включений в порфирокласте оливина ксенолита деформированного лерцолита из кимберлита трубки Удачная.

(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

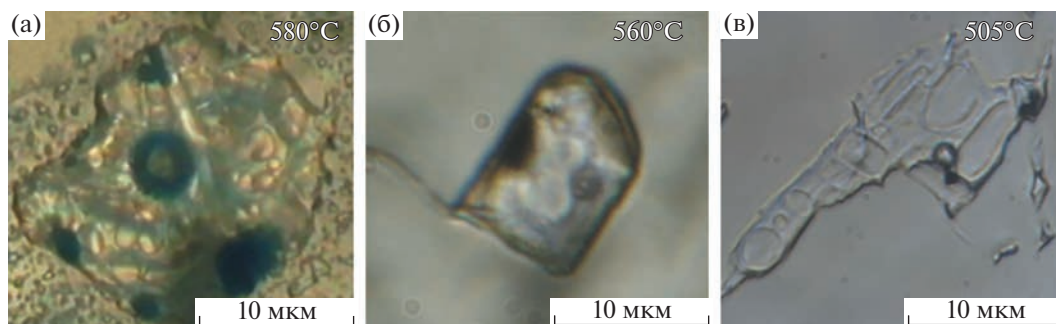


Рис. 6. Жидкостная несмесимость в псевдовторичных расплавных включениях в оливине кимберлитов при охлаждении. (а) — крупный пузырек в центре и микроглобулы жидкости/жидкостей в другой жидкости внутри включения в оливине из кимберлита трубки Удачная-Восточная. (б) — пузырек на границе двух жидкостей во 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)).

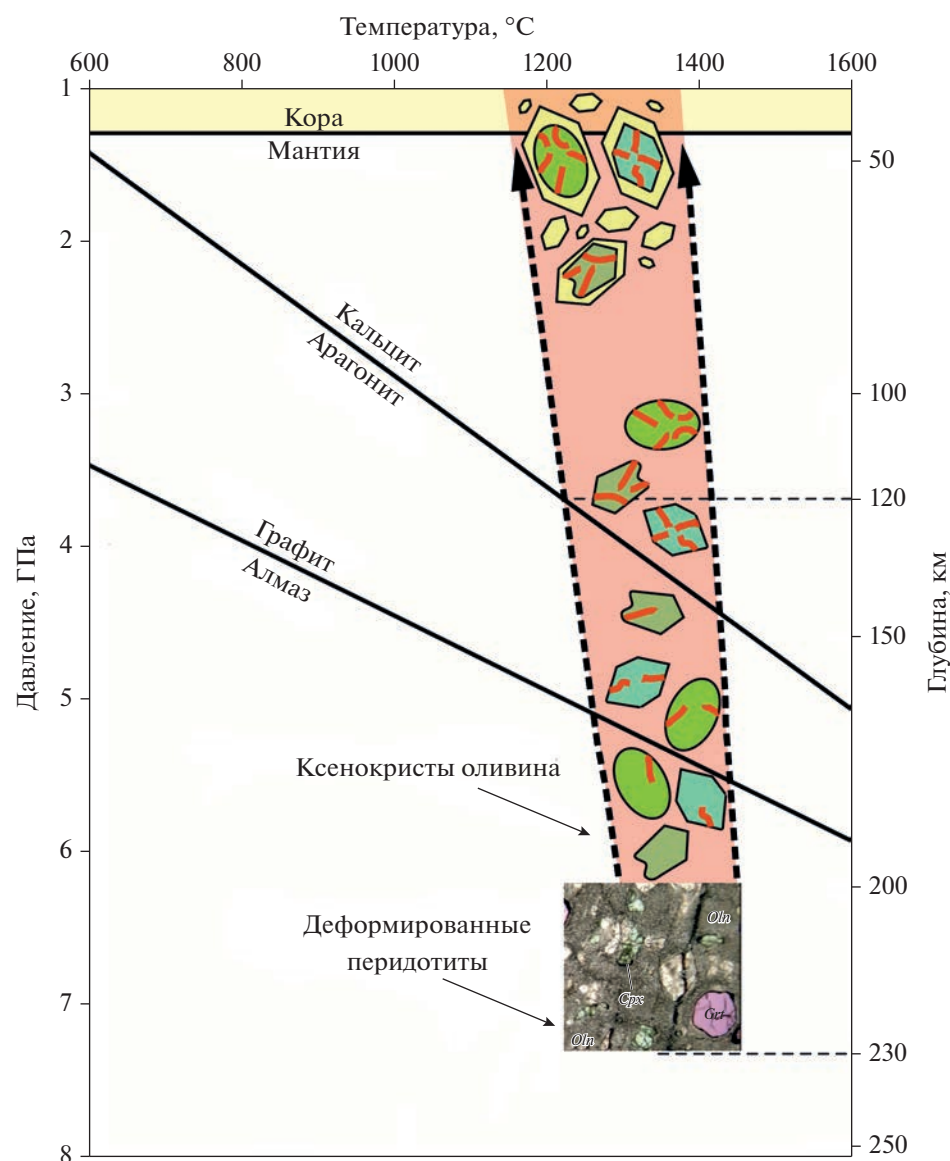


Рис. 7. P – T схема подъема кимберлитовых магм и формирования вторичных/псевдовторичных расплавных включений в макрокристаллах оливина.

В процессе подъема кимберлитовых магм в ксенокристаллах оливина (зеленые зерна) образуются разноориентированные трещины (красные линии), которые мгновенно заживают 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 визуальнo классических фенокристов оливина из кимберлитов могут быть обломки порфирокластов или необласты 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 псевдотворичных 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 магматическим 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 срастания) 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 параметрами 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, монтиселлит, 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.

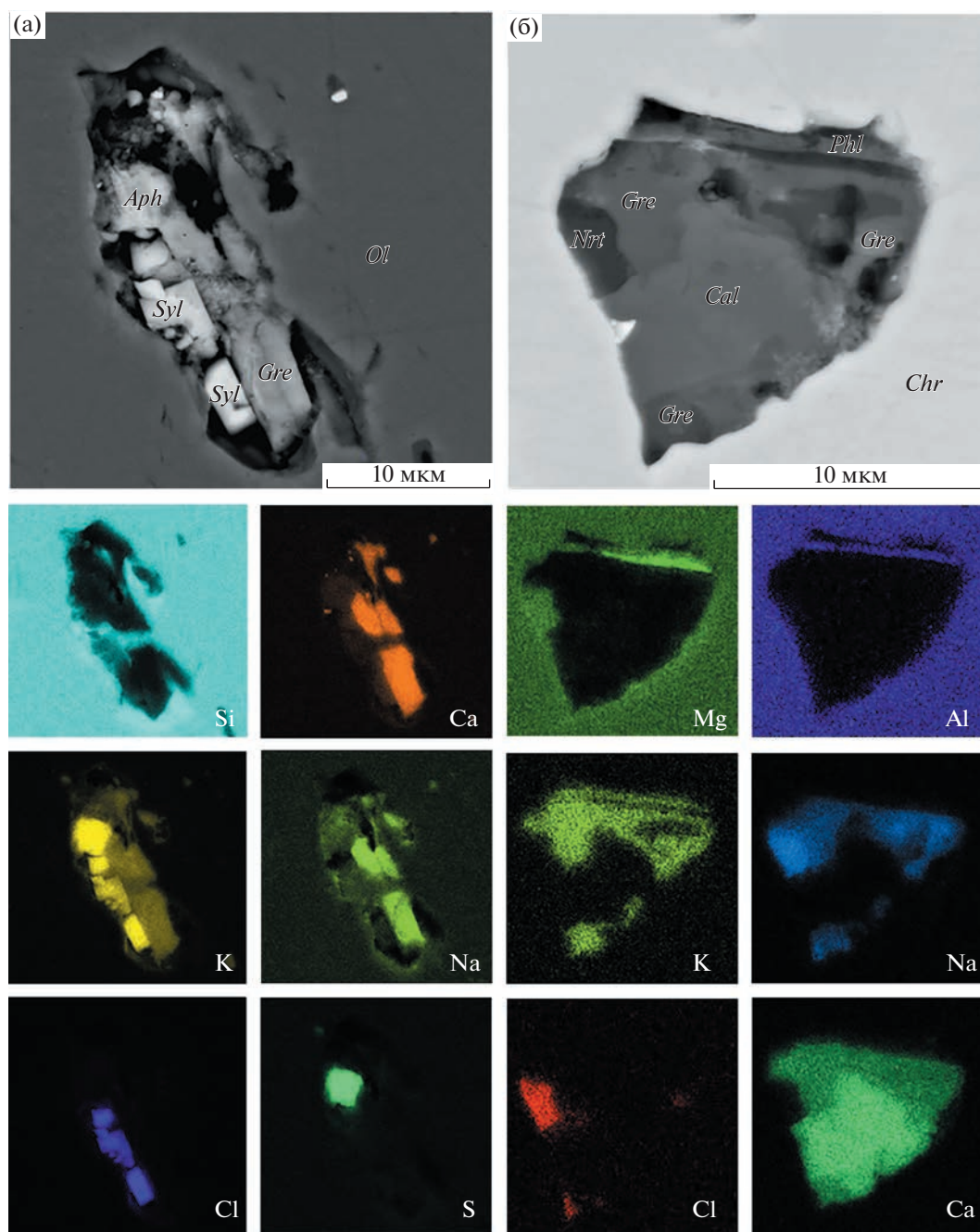


Рис. 8. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах и карты распределения элементов.

(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

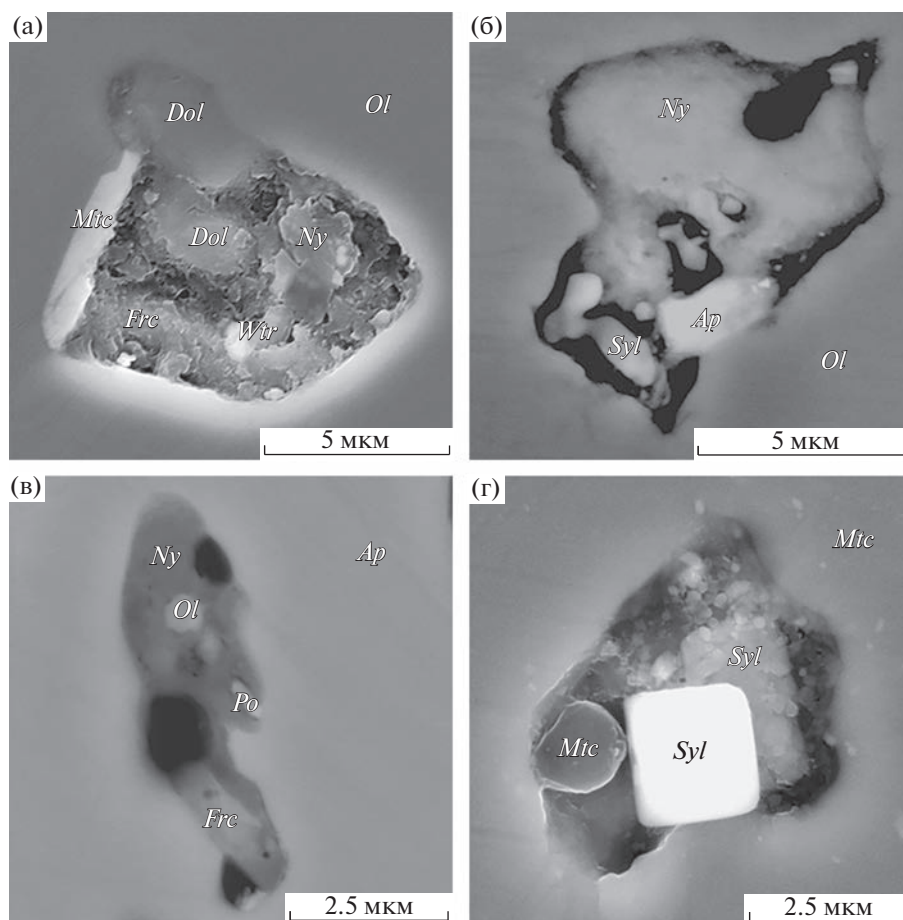


Рис. 9. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах.

(а) – дочерние минералы в псевдотворичном расплавном включении в макрокристе оливина из кимберлита Коала; (б) – дочерние минералы в псевдотворичном 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 Джериго, 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 макрокристе клинопироксена из несерпентинизированного кимберлита трубки Удачная-Восточная в

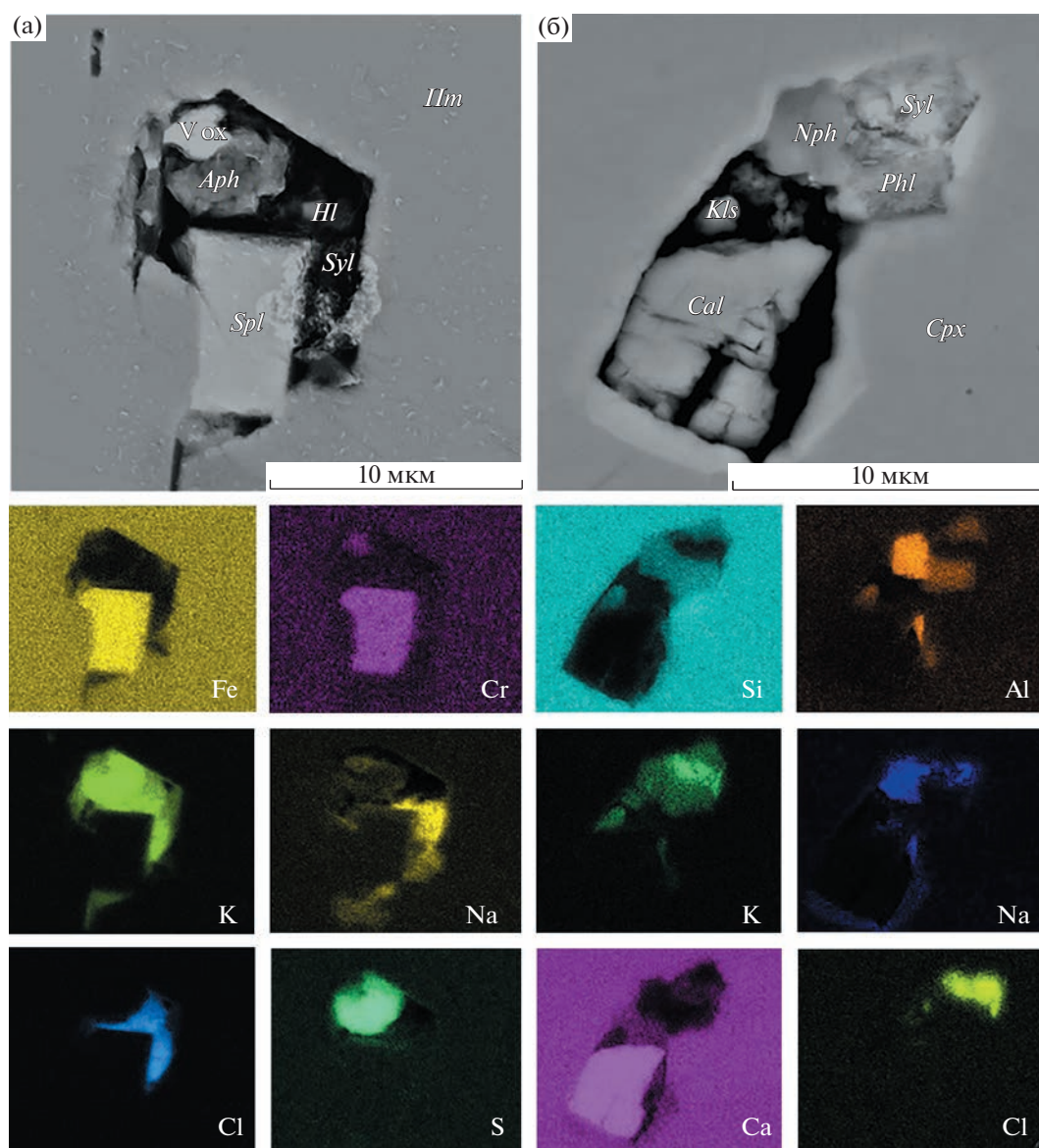


Рис. 10. Дочерние минералы во вскрытых расплавных включениях в обратнорассеянных электронах и карты распределения элементов.

(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* — аптиталит, *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 джерфшерит.

Данные по включениям в очень редкой мегакристовой ассоциации ильменит–циркон из кимберлитовой трубки Монастыри 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 — аптиталит 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) $(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_8\text{O}_{16}$ 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 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)$ и не является концентратором 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 отмечается 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, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} = 0.21\text{--}0.52$ (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)

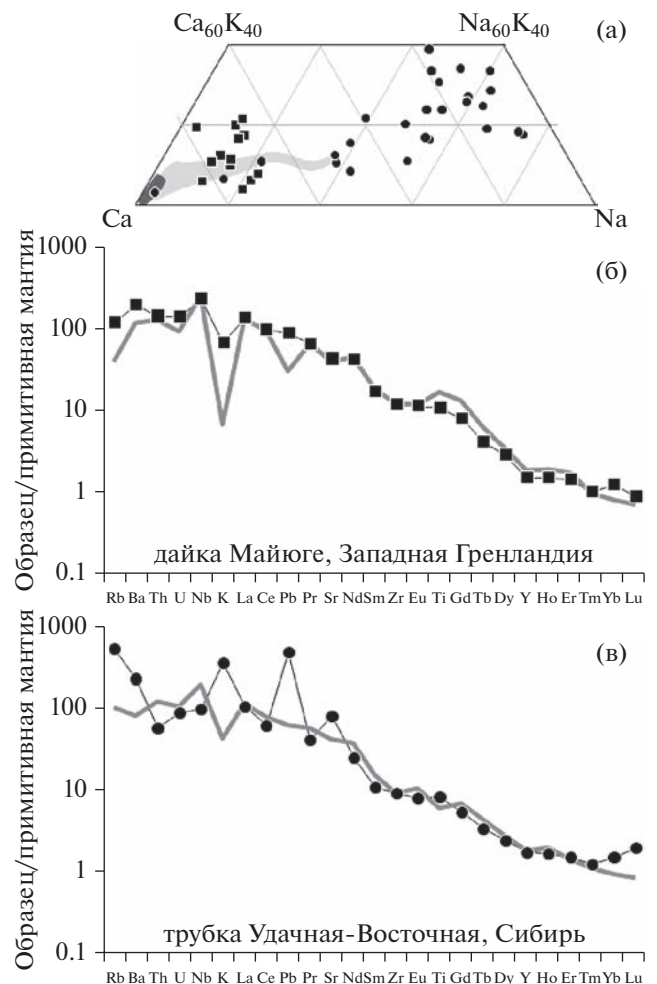


Рис. 11. Составы расплавных включений в оливине (проанализированы LA-ICP-MS) в сравнении с составами пород кимберлитов (заимствовано из работы (Kamenetsky et al., 2009b)).

(а) — Майюге, Гренландия (квадраты и темное-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 однородного 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 нескрытых 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 SiO_2 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 оливины, 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 оливины составляет от 1 до 7 об. %, среднее 3 об. % (табл. 5). Содержание оливины из включений в целом совпадает с таковым оливины 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. % содержании фенокристов/микрофенокристов оливины (например, Mitchell, 2008; Moore, 2012). По содержанию силикатов в расплавных включениях также возможно оценить и количество SiO_2 в кимберлитовых

магмах. Для расчетов концентрации SiO_2 рассмотрим, например, флогопит, как минерал с наибольшим содержанием SiO_2 (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 SiO_2 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 псевдотворичные включения в центральных зонах макрокристов/микрокристов оливина из гипабиссального тела Марк (Abersteiner et al., 2020a). В первом случае во включениях валовые содержания SiO_2 могут составлять ~5 мас. %, $\text{MgO} \geq 9$ мас. %, $\text{H}_2\text{O} \leq 0.5$ мас. %, при этом в них фиксируются довольно высокие концентрации $\text{Cl} \geq 9$ мас. % и $\text{S} \geq 3$ мас. % (Golovin et al., 2020; табл. 5). Полученные оценки содержания SiO_2 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 SiO_2 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 $T = 1500^\circ\text{C}$ находящийся в равновесии с гранатовым лерцолитом расплав содержал $\text{SiO}_2 \sim 10$ мас. %. Псевдотворичные включения из центральных частей оливина гипабиссального тела Марк содержат ~9 об. % дочерних силикатов и концентрация SiO_2 в примитивных кимберлитовых расплавах этого проявления могла достигать 4 мас. % при содержании $\text{MgO} \geq 9$ мас. %. В валовом составе этих включений также отмечаются высокое содержание Cl , которое может быть оценено в 10–11 мас. %, и низкое $\text{H}_2\text{O} \leq 0.4$ мас. % (табл. 3 и 5; Abersteiner et al., 2020a). Как видно из представленных оценок, содержания SiO_2 , MgO , Cl и H_2O 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 монтichelлит 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>				
Монтichelлит матрикса	Первичные	51%	6%	6% – <i>Ol</i>
<i>Трубка Роджерс (Abersteiner et al., 2018b)</i>				
Сг-шпинель матрикса	Первичные	45%	40%	6% – <i>Phl</i> 5% – <i>Ol</i>
Монтichelлит 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>				
Монтichelлит 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 пороодообразующим 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 фенокристаллах 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 фенокристаллах 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 размерностью 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

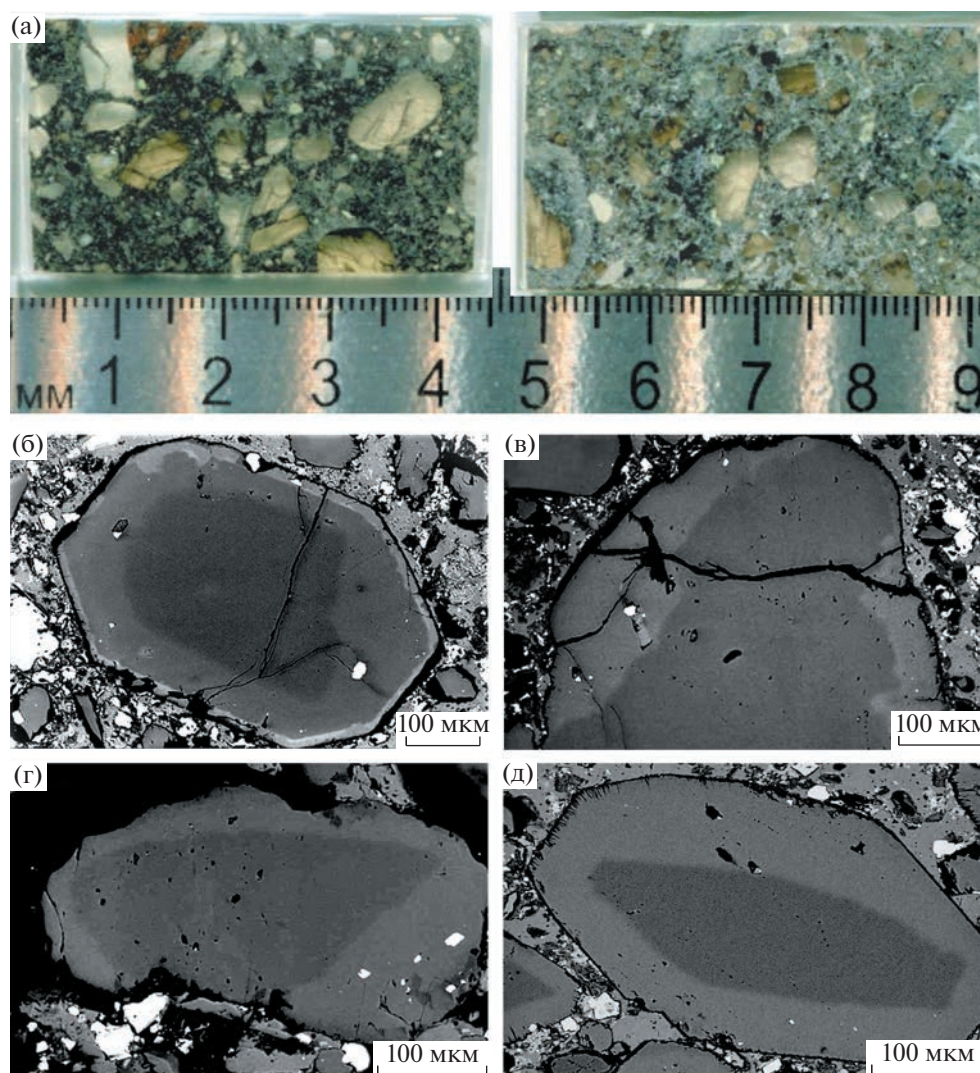


Рис. 12. Общий вид неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная и макро/микрокристов оливина из этих пород.

(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 обратнорассеянных 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. 12a). 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 $<3\text{--}9$ или $<14\text{--}17$ 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 ньеререйт, 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, Демирц, 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, преобладающими 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 $\sim 1\text{--}2$ 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 привнесу H_2O , т.е. к существенно 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 – силвин, происходят реакции между натрокарбонатитами и атмосферой/метеорными водами, приводящие к уничтожению этих минералов и изменению химического состава пород при атмосферных давлении и температуре. Скорости этих реакций очень велики, грегориит и силвин разрушаются в течение дней и недель, ньерерит за период в несколько месяцев (Zaitsev et al., 2008). За год/годы ньерерит-грегориитовые карбонаты полностью трансформируются в кальцитовые карбонаты (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., Похилenko 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., Похилenko 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., Уицаповская 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., Лазыко Е.Е. Включения затвердевших расплавов в минералах кимберлитовых пород Западной Якутии // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 1. С. 194–197.
- Похилenko 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.
- Похилenko Л.Н., Головин А.В., Шарыгин И.С., Похилenko 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., Похилenko 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., Девирц 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., Похилenko Н.П. Джерфшерит 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-emplacement 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 Na_2CO_3 – K_2CO_3 – 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 Na_2CO_3 – CaCO_3 – 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.
- Rezvukhin 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[–], SO₄^{2–}, PO₄^{3–}, 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

УДК 552.11:548.4

КАРБОНАТИЗАЦИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

© 2023 г. С. А. Силантьев^{а,*}, Е. А. Краснова^{а,б}, Д. Д. Бадюков^а, А. В. Жилкина^а, Т. Г. Кузьмина^а, А. С. Грязнова^а, В. Д. Щербаков^б

^а Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^б Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: silantsev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 22.03.2022 г.

После доработки 15.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Обнажения абиссальных перидотитов слагают огромные площади океанического ложа в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, где они являются непременным участником строения разреза океанической коры, сформированной в низкоскоростных океанических центрах спрединга (Срединно-Атлантический хребет, Юго-Западный Индийский хребет и хребет Гаккеля). Заключительный этап преобразования абиссальных перидотитов в океанической коре связан с их карбонатизацией, которой они подвергаются на поверхности океанического дна или вблизи нее. Главной целью настоящего исследования являлась попытка на примере абиссальных перидотитов САХ реконструировать геохимические тренды, сопровождающие карбонатизацию этих пород, и выявить главные факторы, определяющие их геохимические и минералогические различия. Полученные данные свидетельствуют о том, что карбонатизация абиссальных перидотитов характеризуется геохимическими трендами, близкими к наблюдаемым при серпентинизации. Показано, что вариации состава породообразующих минералов и их характерные ассоциации свидетельствуют о том, что начальные этапы карбонатизации абиссальных перидотитов происходят во внутрикоровых условиях одновременно с серпентинизацией этих пород. Финальным этапом коровой эволюции абиссальных перидотитов является их экспонирование на поверхности океанического дна, к которой они транспортируются вдоль полого падающих разломов срыва (detachment fault). Здесь абиссальные перидотиты в тесной ассоциации с габброидами образуют внутренние океанические комплексы, а степень их карбонатизации резко возрастает по мере продолжительности времени их экспонирования на поверхности океанического дна. Представленные данные позволили на качественном уровне реконструировать последовательность событий, определивших минералогические и геохимические особенности карбонатизированных абиссальных перидотитов САХ.

DOI: 10.31857/S0869590323010090, EDN: ESZNCI

ВВЕДЕНИЕ

Обнажения абиссальных перидотитов слагают огромные площади океанического ложа в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, где они являются непременным участником строения разреза океанической коры, сформированной в низкоскоростных океанических центрах спрединга (Срединно-Атлантический хребет, Юго-Западный Индийский хребет и хребет Гаккеля). Абиссальные перидотиты как в современных океанических бассейнах, так и в офиолитовых комплексах представлены преимущественно серпентинизированными ультраосновными породами. Главным агентом преобразования минерального и химического состава абиссальных перидотитов служит морская вода и гидротермальные растворы морского про-

исхождения. При этом эффективная серпентинизация мантийных перидотитов происходит на уровне глубинности океанической коры порядка 3.5–4.5 км (Силантьев и др., 2009). Заключительный этап преобразования абиссальных перидотитов в океанической коре связан с их карбонатизацией, которой они подвергаются на поверхности океанического дна (Miliken et al., 1996; Силантьев, 2003). Результаты моделирования (Силантьев и др., 2012) низкотемпературного взаимодействия серпентинитов с морской водой продемонстрировали, что при длительном экспонировании на морском дне содержание карбоната в них может достигать более 70% от объема породы. Проявленные в различной степени признаки карбонатизации установлены в абиссальных перидо-

титах Срединно-Атлантического хребта (САХ) на всем протяжении его простираания.

В одной из первых работ, посвященных карбонатизированным серпентинитам Атлантического океана (Miliken et al., 1996), приведено петрографическое описание пород из пробуренных в Иберийской котловине скважин 897 и 899 ODP (Ocean Drilling Program) и сделан вывод о тесной связи процесса карбонатизации с сопутствующими ему хрупкими деформациями ультраосновного субстрата. В абиссальных перидотитах, широко распространенных в акватории гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14' с.ш.), установлены признаки поздней карбонатизации, приведшей к образованию частой сети карбонатных прожилков, почти полностью заместившей материал вмещающих их серпентинитов (Da Costa et al., 2008). Одним из наиболее изученных районов САХ является зона его пересечения с трансформным разломом "15°20'", где, судя по данным многочисленных драгирований и результатам глубоководного бурения, преобладающим типом пород в строении разреза океанической коры являются абиссальные перидотиты. Эти породы сильно варьируют по степени карбонатизации: от разновидностей с присутствием карбоната в редких маломерных прожилках до брекчий с карбонатным цементом, составляющим большую часть объема породы. В работе (Bach et al., 2011) с помощью изотопного кислородного геотермометра была определена температура образования карбонатных жил в образцах серпентинитов, полученных в этом районе при глубоководном бурении в 209-ом рейсе судна "Джоидес Резолюшн", которая составила от 90 до 170°C. Возможно, образованию карбонатных жил в этих серпентинитах предшествовало возникновение системы пор, обусловленное растворением силикатных фаз или брусита (Jöns et al., 2017). Те же авторы указывают, что осаждение карбоната, выполняющего жилы, началось сразу после выведения абиссальных перидотитов к поверхности океанического дна. Карбонатизация абиссальных перидотитов и образование в них арагонита приводит к резкому обогащению этих пород стронцием (Силантьев, 2003; Kodolanyi et al., 2012). Карбонатные постройки поля Лост Сити (массив Атлантис, САХ, 30° с.ш.), состоящие из арагонита, кальцита и брусита, были образованы за счет смешения низкотемпературного сильно восстановленного (pH = 9–10.8) гидротермального флюида с морской водой (например, Ludwig et al., 2006). В работе (Delacour et al., 2008; Дубинина и др., 2015; Дубинина и др., 2020) были изучены серпентиниты, пробуренные в районе гидротермального поля Лост Сити скважиной ODP 1309B. Приведенные в работе (Delacour et al., 2008) данные свидетельствуют о длительном экспонировании абиссальных перидотитов на поверхности океанического дна и о проникающей

фильтрации морской воды по системе трещин в ультраосновном субстрате массива Атлантис, на склоне которого расположено поле Лост Сити.

Процессы карбонатизации широко проявлены также в серпентинитах из мафит-ультрамафитовой ассоциации офиолитовых комплексов, которые характерны для конвергентных границ литосферных плит и сложены породами, сформированными как в зоне океанического спрединга, так и в зоне субдукции. Следует заметить, что карбонатизация офиолитовых серпентинитов может протекать как в субаквальных, так и в субаэральных условиях, поскольку в отличие от абиссальных перидотитов эти породы экспонировались как на поверхности морского дна, так и выше уровня моря. В работе (Kelemen, Matter, 2008) приводятся данные, свидетельствующие о том, что процесс карбонатизации в ходе выветривания мантийных перидотитов офиолитового разреза Омана способствует эффективному захвату этим субстратом атмосферного CO₂. В серпентинитах офиолитового комплекса Новой Каледонии (Меланезия) описаны карбонатные прожилки и жильные тела, в строении которых, кроме карбонатной фазы, участвуют равновесные с ней аморфный кремнезем и сепиолит (Ulrich et al., 2014).

Геохимическим эффектам, сопутствующим низкотемпературному образованию карбоната в породах ультраосновного состава, посвящены многие расчетные и экспериментальные работы последних лет. Судя по результатам термодинамического моделирования, приведенным в (Pisazo et al., 2020), можно прийти к заключению, что Са-карбонаты образуются в океанических серпентинитах только при температуре ниже 50°C, в то время как Mg-карбонаты устойчивы в них при более высоких температурах (150°C). Результаты экспериментального изучения взаимодействия мантийных перидотитов офиолитов Омана с углекислотным флюидом при температуре 70°C и давлении 100 бар, представленные в работе (Lacinska et al., 2017), продемонстрировали, что, при прочих равных условиях, степень карбонатизации этих пород в большой степени зависит от их химического и минерального состава. Причем, лизардитовые серпентиниты служат наиболее восприимчивым минеральным типом ультрамафитов к карбонатизации. К такому же выводу пришли авторы работы (Styles et al., 2014), которые проводили эксперименты по выщелачиванию различных минеральных типов ультраосновных пород. Более высокотемпературные (230°C) эксперименты в системе CO₂-содержащий водно-солевой флюид/ультраосновной субстрат проведены в работе (Klein, McCollom., 2013). Авторы цитируемой работы предположили, что установленное ими быстрое изменение состава флюидной фазы в ходе проведения эксперимента связано с "тор-

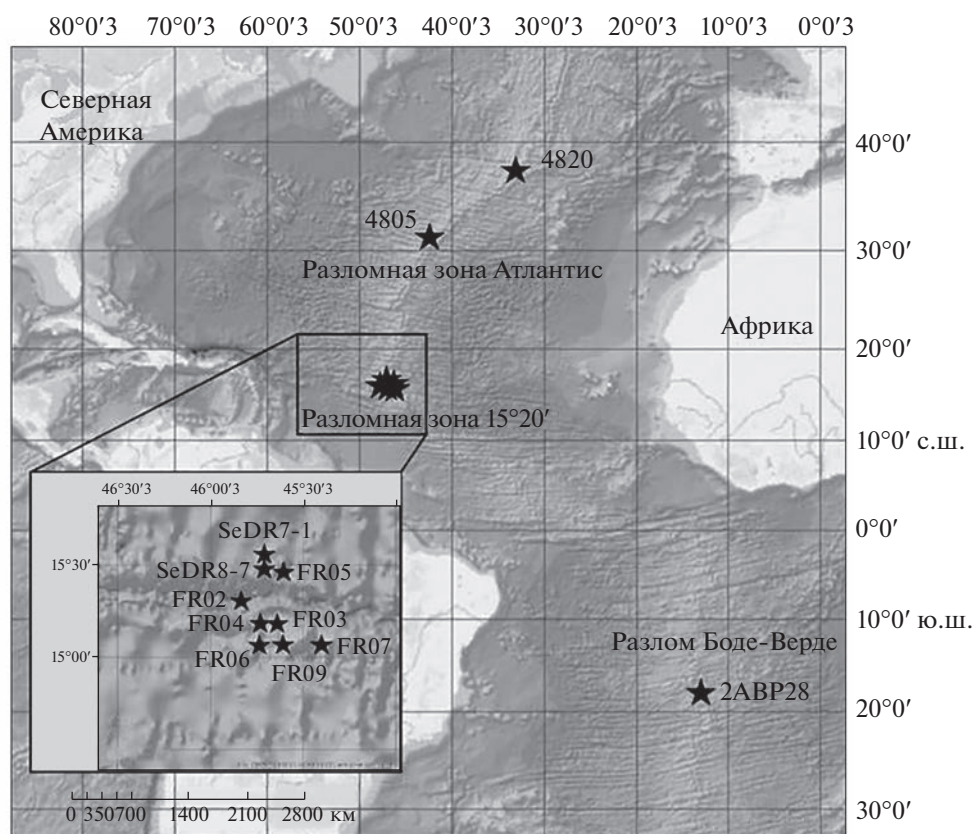


Рис. 1. Карта-схема расположения станций отбора образцов (звездочки) из изученной коллекции.

можением” процесса серпентинизации и образованием магнезита. В той же работе приведены данные, свидетельствующие о том, что в ходе проведения экспериментов происходит резкое уменьшение рН во флюиде, способствующее растворению оливина и освобождению SiO_2 .

В настоящее время серпентиниты рассматриваются как субстрат, способный за счет карбонатазации этих пород эффективно секвестрировать CO_2 в системе атмосфера–гидросфера–литосфера. Абиссальные перидотиты играют важную роль в глобальном геохимическом цикле углерода, так как эти породы широко распространены в акваториях Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Главной целью настоящей работы являлась попытка на примере абиссальных перидотитов САХ реконструировать геохимические тренды, сопровождающие карбонатазацию этих пород и выявить главные факторы, определяющие их геохимические и минералогические особенности. Объектом изучения послужила коллекция, состоящая из 30 образцов карбонатизированных серпентинитов, отобранная на огромном протяжении осевой зоны САХ между 37° с.ш. и 17° ю.ш. (6000 км) (рис. 1).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы карбонатизированных серпентинитов, выбранные для изучения, входили в состав имеющейся в распоряжении авторов представительной коллекции абиссальных перидотитов, состоящей из более чем 150 образцов, полученных или при драгировании, или с помощью манипулятора с борта ГОА “NAUTILE”. Эта коллекция включает все известные петрографические типы абиссальных перидотитов и была отобрана в районах, характеризующих основные морфоструктурные элементы осевой зоны САХ: борта рифтовой долины, внутренние угловые поднятия, борта офсетной части трансформных разломов. Координаты районов гребневой осевой зоны САХ, в которых были отобраны изученные образцы и петрографические типы протолита представленных ими пород приводятся в табл. 1.

Поскольку карбонаты образуют в изученных породах тесные сростания с серпентином, а также в связи с тем, что, судя по существующим данным, серпентинизация в приповерхностных частях разреза океанической коры происходит при тех же условиях, что и образование в них карбоната, для оценки геохимических особенностей изученных пород использовались валовые пробы.

Таблица 1. Районы отбора изученных серпентинитов и петрографические типы их протолита

№ п/п	Номер образца	Судно/экспедиция	Широта	Долгота	Глубина океана, м	Геологическая позиция района отбора образца	Протолит серпентинита
1	2ABP28-1	Академик Борис Петров, 2-й рейс	17.53° ю.ш.	13.67° з.д.	2600	Подводная возвышенность в гребневой части САХ между разломными зонами Св. Елены и Хотспур. в 20 милях к юго-западу от подводной горы Крепса	Гарибуртит
2	2ABP28-2	Академик Борис Петров, 2-й рейс	17.53° ю.ш.	13.67° з.д.	2600		Гарибуртит
3	SeDR7-1-1	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.75° с.ш.	44.97° з.д.	2704	Обнажения серпентинитов в восточном борту рифтовой долины в пределах гидротермального поля Лотачев	Гарибуртит
4	SeDR8-7-26	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
5	SeDR8-7-27	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
6	SeDR8-7-51	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
7	FR02-06	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2950	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит/дунит
8	FR02-08	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2832		Гарибуртит
9	FR02-12	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2484		Гарибуртит/дунит
10	FR03-03	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.95° з.д.	3411	Восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит*
11	FR03-07	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.95° з.д.	2731		Гарибуртит
12	FR04-08	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.96°	2845	Западный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит
13	FR05-07	Аталанте/FARANAUT	15.13° с.ш.	44.95° з.д.	3633		Гарибуртит
14	FR05-10	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3396	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит*
15	FR05-11	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3268	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит
16	FR05-12	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3155		Гарибуртит
17	FR05-13	Аталанте/FARANAUT	15.11° с.ш.	44.96° з.д.	3037		Гарибуртит
18	FR05-14	Аталанте/FARANAUT	15.11° с.ш.	44.96° з.д.	2904		Гарибуртит/дунит

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер образца	Судно/экспедиция	Широта	Долгота	Глубина океана, м	Геологическая позиция района отбора образца	Протолит серпентинита
19	FR06-02	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2792	Вершина внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарцбургит*
20	FR06-07	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2792		Гарцбургит
21	FR06-11	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2595		Гарцбургит
22	FR07-12	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3561	Юго-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарцбургит
23	FR07-13	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.87° з.д.	3459		Гарцбургите
24	FR09-02	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3943		Дунит
25	FR09-07	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3620	Южный склон массива Атлантик	Кумулятивный ультрамафит
26	FR09-08	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3596		Дунит
27	4805-9	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	30.08° с.ш.	42.12° з.д.	1254		Гарцбургит
28	4805-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	30.08° с.ш.	42.12° з.д.	1210	Южный склон массива Атлантик	Гарцбургит
29	4820-1	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	36.23° с.ш.	33.88° з.д.	2350	Обнажения серпентинитов в западной части гидротермального поля Рейнбоу	Гарцбургит
30	4820-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	36.23° с.ш.	33.88° з.д.	2350		Гарцбургит

Примечание. № 7–26 — образцы были отобраны манипулятором подводной лодки NAUTILUS (остальные образцы получены драгированием).

* Порода брекчирована.

Содержание главных и некоторых редких элементов в изученных образцах определяли с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного спектрометра AXIOS Advanced (PANalytical B.V., Holland), который обеспечивает возможность количественного определения содержания широкого круга элементов от кислорода до урана в диапазоне 10^{-4} –100%. Мощность прибора 4 кВ, он оснащен рентгеновской трубкой с Rh-анодом, сканирующим каналом по Соллеру с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством, состоящим из проточного и запаянного пропорциональных счетчиков и сцинтилляционного детектора. Пробы для анализа готовили путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связующего вещества полистирола в соотношении 5 : 1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании. Для расчета содержания определяемого i -того элемента в пробе по измеренным интенсивностям характеристического излучения использован способ классической эмпирической модели α – коррекции, предлагаемой пакетом программ “Super Q” спектрометра, в основе которого лежит регрессионное уравнение, позволяющее учитывать влияние матричного состава пробы на результаты определений: $C_i = D_i + E_i R_i (1 + \sum \alpha_{ij} R_j)$, где C_i и R_i – концентрация и измеренная интенсивность аналитической линии определяемого элемента соответственно, R_j – интенсивность j -того “мешающего” элемента пробы; D_i , E_i и α_{ij} – эмпирические коэффициенты, определяемые с помощью стандартных образцов способом наименьших квадратов. Содержание РЗЭ и сильно несовместимых элементов определяли методом ICP-AES, атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией (ETAAS) (Solaar MQZ, Thermo Elemental, США) и масс-спектрометрии высокого разрешения (HR-ICP-MS) (Element 2, Finnigan MAT, Германия). Подробное описание этой методики приводится в (Силантьев и др., 2018). Состав породообразующих минералов изучали в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ, г. Москва) методом точечного анализа с помощью рентгеноспектрального микроанализатора SX-100 (CAMECA) с четырьмя вертикальными спектрометрами, ускоряющим напряжением 15 кВ и током зонда 30 нА. В некоторых образцах из отобранной коллекции состав минералов определялся на электронном микроанализаторе Jeol IT-500 в лаборатории локальных методов исследования кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова. Исследование проводилось при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0.7 нА с использова-

нием ЭДС системы Oxford X-Max и площадью кристалла 50 мм². Состав карбонатов и ассоциирующих с ними минералов изучали также в полированных шлифах с использованием сканирующего электронного микроскопа с полевым катодом (FEG SEM) TESCAN MIRA3, оборудованного энерго-дисперсионным спектрометром ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments) под программным управлением Aztec 5.0 в ГЕОХИ РАН. Количественный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1.4 нА при накоплении в спектре 10^6 импульсов. В качестве стандартов использовались чистые элементы и соединения. Точность определения главных элементов составляла около 2 отн. %, порог расчетного содержания примесных элементов составлял 3 σ . Сравнительная характеристика полученных результатов измерения состава породообразующих минералов осуществлялась на примере обр. FR03-03 (рис. 2). Измерения проводились в трех независимых лабораториях (рис. 3). В целом данные количественного анализа минералов, полученные в разных лабораториях, согласуются и стандартное отклонение не выходит за пределы $\sigma = 0.2$ (рис. 3). Исключением являются данные по содержаниям MgO, CaO и SiO₂, в которых наблюдаются вариации до $\sigma = 5$. Подобные значительные вариации, вероятно, связаны с неоднородным строением матрицы образцов, обусловленным тонким прорастанием карбонатной фазы в серпентине.

ПЕТРОГРАФИЯ КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ САХ

По петрографическим особенностям и минеральному составу среди карбонатизированных серпентинитов из изученной коллекции можно выделить несколько групп, различающихся, главным образом, по степени их карбонатизации и ее структурным признакам. В первую группу входят породы, сохранившие обычную для океанических серпентинитов петельчатую или пластинчатую структуру, в которых присутствуют обычно маломощные жилы, выполненные карбонатом (рис. 4а). В образцах этой группы карбонатный материал составляет от 10 до 30% относительно основной ткани породы (матрикса), в то время как серпентин является преобладающей фазой и составляет от 40 до 80% матрикса. Изредка в этих породах наблюдаются следы первичной протоинтрагранулярной структуры, характерной для релитогенных мантийных перидотитов (обр. FR09-07). Во многих образцах из этой группы (SeDR7-1-1, FR02-06, FR02-12, FR03-07, FR05-14, FR06-11) прожилки изредка образуют “раздувы”, выполненные тем же карбонатом, что и в образующих их прожилках. Доля карбоната в подобных образцах может достигать 35% относительно основного объема матрикса. В образце типичного серпенти-

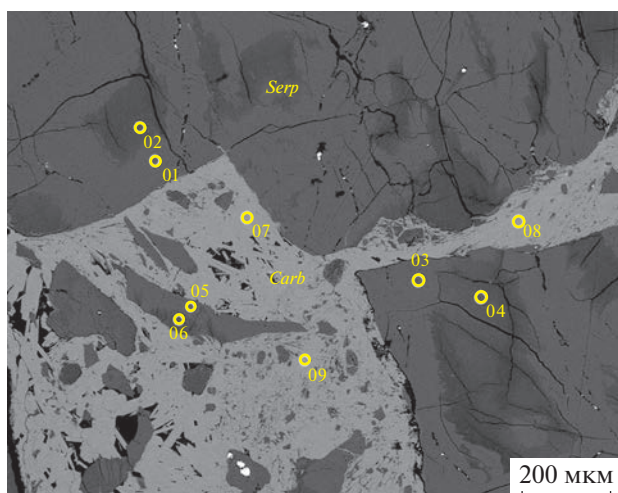


Рис. 2. Микрофотография шлифа обр. FR03-03 в отраженных электронах с указанными номерами спектров измерения. *Serp* – серпентин, *Carb* – карбонат.

нита с пластинчатой структурой (обр. FR05-07) карбонатные прожилки часто расположены субпараллельно жилкам, выполненным хризотилом. Тонкие прожилки карбоната в некоторых образцах петельчатых серпентинитов из первой группы (обр. FR09-02) развиваются в межзерновом пространстве, облекая по периметру гранобласты оливина, замещенного lizardитом. Серпентиниты первой группы сложены серпентином, карбонатом и магнетитом, а также реликтами первичных минералов, представленных шпинелью, оливином, клино- и ортопироксеном. Во второй группе карбонатизированных серпентинитов наблюдается частая сеть карбонатных прожилков, образующая в отдельных участках породы сплошную карбонатную матрицу (рис. 4б). В породах этой группы процентное соотношение карбонатного материала к общему матриксу существенно выше, чем в породах первой группы и достигает 35–45%. Содержание серпентина в породах второй группы составляет от 30 до 50%. В образцах, относящихся ко второй группе, отмечается меньшая сохранность реликтов первичных силикатных фаз и шпинели, чем в серпентинитах первой группы. Среди вторичных минералов, кроме серпентина, карбоната и магнетита, в серпентинитах второй группы отмечен также амфибол (тремолит) (обр. 4805-2, 2ABP28-1). Следует заметить, что отдельные образцы из изученной коллекции в структурном отношении занимают промежуточное положение между породами первой и второй групп (например, обр. FR05-12). Для них характерно примерно равное соотношение карбоната и серпентина – 40/45% и 45/45% соответственно. Третья группа пород представлена карбонатизированными серпентинитами, испытавшими интенсивные деформации и брекчирование, которые

отчетливо проявлены в характерных для них обломочно-прожилковой структуре и брекчиевидной текстуре (рис. 4в). Реликтов первичных минералов в породах третьей группы не отмечено; карбонат в них является преобладающим минералом вторичного происхождения и его содержание в породе достигает 70%. Следует заметить, что образцы, относящиеся к этой группе, были отобраны на внутреннем угловом поднятии “15°20’”, где установлены признаки широко проявленных тектонических деформаций, которым подвергался ультраосновной субстрат океанической коры (Capnat et al., 1997). В некоторых из изученных образцов установлены признаки замещения карбонатом реликтов первичных силикатных фаз: в обр. FR05-13 – оливина (рис. 4г), а в обр. FR05-07 – ортопироксена. Этот процесс отнесен в настоящей работе к четвертому петрографическому типу карбонатизации абиссальных перидотитов САХ.

В изученной коллекции присутствуют также серпентиниты без явных признаков карбонатизации. Они представлены аподунитовыми серпентинитами (обр. SeDR8-7-27) или серпентинитами, протолитом которых, возможно, являлись ультраосновные кумулаты (обр. FR05-10, FR09-07, FR09-08, 4805-9). В дальнейшем эти образцы послужат реперами исходного состава океанических серпентинитов, не вовлекавшихся в процесс карбонатизации и, возможно, относительно недавно экспонированных на поверхности океанического дна.

СОДЕРЖАНИЕ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ САХ

Обсуждение возможных трендов изменения состава абиссальных перидотитов при их карбонатизации полезно предварить оценкой сохранности признаков первичных параметров состава протолита этих пород. При этом следует иметь в виду, что этот протолит подвергался двум главным процессам, изменившим его минеральный и химический состав: серпентинизации и карбонатизации. В целях реконструкции возможной природы протолита ультраосновных пород из изученной коллекции можно использовать диаграмму в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ – MgO/SiO_2 , которая для неизмененных ультрамафитов позволяет выделять среди них продукты частичного плавления (обычно – мантийные респиты) и представителей кумулятивных серий, образованных за счет фракционной кристаллизации магматического расплава. При этом следует иметь в виду, что вариации параметра MgO/SiO_2 в ультраосновных породах отражают не только эффект фракционной кристаллизации, но сильно зависят от степени их серпентинизации (например, Malvoisin, 2015).

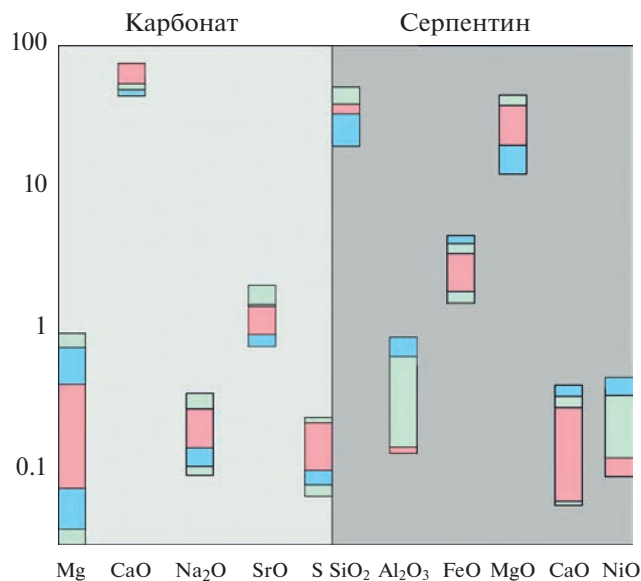


Рис. 3. Сравнительная характеристика состава изученных минералов в обр. FR03-03 в трех лабораториях: красный – МГУ на электронном микроанализаторе Jeol IT-500, зеленый – GEOXI PAN на рентгено-спектральном микроанализаторе SX-100 (CAMECA), синий – GEOXI PAN на энерго-дисперсионном спектрометре ULTIM MAX 100. По оси ординат – массовые проценты.

Рисунок 5а демонстрирует возможное присутствие среди карбонатизированных серпентинитов, полученных из сегментов САХ к югу и северу от разломной зоны “15°20’”, пород, протолит которых был представлен кумулатами ультраосновного состава. Точки состава преобладающей части образцов из изученной коллекции образуют компактное поле, расположенное вдоль тренда изменения параметров Al_2O_3/SiO_2 и MgO/SiO_2 , отражающего увеличение степени серпентинизации абиссальных перидотитов (рис. 5б). Поскольку эти образцы представлены в различной степени карбонатизированными серпентинитами, нельзя исключить возможность того, что тренд, показанный на рис. 5б, связан как с серпентинизацией абиссальных перидотитов, так и с их карбонатизацией. Наиболее чутким индикатором степени карбонатизации абиссальных перидотитов является уровень содержания в них стронция (например, Силантьев, 2003). Вариации содержаний Sr и CaO, наблюдаемые в образцах из изученной коллекции, наглядно подтверждают указанную выше тенденцию (рис. 6а). Этот рисунок позволяет также предполагать кумулятивное происхождение протолита образцов FR09-07, FR09-08, SeDR8-7-51, 4805-2 и 4805-9. Сопоставляя вариации параметра MgO/SiO_2 и содержание Sr в изученных породах (рис. 6б), можно прийти к заключению, что величина MgO/SiO_2 характери-

зует только уровень серпентинизации абиссальных перидотитов и его вариации не связаны с более поздним процессом карбонатизации, затронувшим серпентиниты. Наиболее подвижными элементами при серпентинизации абиссальных перидотитов являются Cl, Sr и U (например, Kodolanyi et al., 2012). Судя по данным, приведенным в табл. 2 и табл. 3, а также на рис. 7б, хлор накапливается в океанических серпентинитах и в ходе их карбонатизации. Несколько размытая картина увеличения содержания хлора в абиссальных перидотитах по мере их карбонатизации может объясняться тем обстоятельством, что, как было указано в (Sharp, Barnes, 2004), хлор может вовлекаться в состав абиссальных перидотитов как при его вхождении в структуру серпентина (хризотил и лизардит), так и в виде растворимых солей в матрице серпентинита. Очевидно, последний механизм действует и в случае карбонатизированных серпентинитов. Об этом свидетельствует то, что породы с высоким содержанием Cl характеризуются наиболее высоким содержанием Sr и представлены продуктами массивной карбонатизации. Ранее, в работе (Силантьев и др., 2016), был рассмотрен характер ковариаций содержаний Sr и серы, связанный с преобразованием абиссальных перидотитов в ходе их взаимодействия с гидротермальным флюидом морского происхождения и морской водой. Было установлено, что максимальная концентрация серы отмечается в карбонат-серпентинитовой брекчии, развитой по аподунитовым серпентинитам, обнаруженной в районе пересечения осевой зоны САХ с разломной зоной “15°20’”. Приведенные в табл. 2 данные подтверждают тенденцию накопления серы в ходе карбонатизации океанических серпентинитов, при этом наименьшее содержание серы устанавливается в образцах, лишенных признаков карбонатизации или подвергнутых ей в наименьшей степени (рис. 8).

По характеру распределения РЗЭ карбонатизированные абиссальные перидотиты САХ можно подразделить на две группы (табл. 3). Одна из них включает породы, характеризующиеся отчетливо проявленным минимумом величины нормализованного к хондриту содержания церия; в другой группе этот минимум отсутствует или наблюдается слабо проявленный положительный цериевый экстремум (рис. 9). Цериевая аномалия, характерная для океанических серпентинитов трактуется как чуткий индикатор окислительно-восстановительных условий, при которых протекала серпентинизация ультраосновного субстрата океанической коры. Формула $2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})$, предложенная в (German et al., 1991), позволяет использовать величину цериевого экстремума для качественной оценки окислительно-восстановительного режима петрогенезиса. В работе (Tostevin et al., 2016) указывается, что карбонат-

ные осадки и измененные породы океанической коры сохраняют черты распределения РЗЭ, характерные для морской воды. Поскольку церий может находиться как в +3, так и в +4 валентном состоянии, он является чутким индикатором окислительно-восстановительной обстановки, в которой происходит взаимодействие океанического корового субстрата с морской водой и ее дериватами. Согласно (Tostevin et al., 2016), отрицательная цериевая аномалия в карбонатах отражает окислительную обстановку их формирования, в то время как карбонаты, образованные в бескислородной среде, такую аномалию не обнаруживают. Вместе с тем в цитируемой работе указывается, что отсутствие цериевой аномалии в карбонатах не всегда может свидетельствовать о нейтральной или восстановительной обстановке формирования карбонатов, поскольку она может изредка отсутствовать даже в окисленной водной среде. О характере изменчивости среди изученных образцов карбонатизированных серпентинитов цериевой аномалии можно судить по рис. 10. Очевидно, что все образцы с четко выраженной отрицательной цериевой аномалией характеризуются величиной $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] < 1$. Среди этих образцов карбонатизированных серпентинитов присутствуют также продукты массивной карбонатизации. Группа образцов с $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] \geq 1$ включает серпентиниты без явных признаков карбонатизации (обр. SeDR8-7-27), некоторые карбонатизированные серпентиниты (обр. FR02-12, FR06-02, FR07-12, FR07-13, 4805-2), а также породы, протолитом которых, возможно, являлись ультраосновные кумулаты (обр. FR05-10, FR09-07, FR09-08). В образцах SeDR8-7-51, 4805-9 и FR06-1, несмотря на то, что цериевая аномалия в них не отмечена, величина $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] \leq 1$.

Многие образцы и изученной коллекции обнаруживают признаки обогащения ЛРЗЭ. К этим образцам относятся как породы, в которых установлена цериевая аномалия, так и те, где она отсутствует (рис. 9). Необходимо подчеркнуть, что абиссальные перидотиты с высоким значением $(La/Sm)_{cn}$, достигающим в обр. FR06-07 величины 6.21, присутствуют во всех рассмотренных в настоящей работе районах опробования. Результаты опытов по последовательному выщелачиванию океанических серпентинитов, представленные в работе (Frisby, 2016), позволили ее автору прийти к заключению, что содержание ЛРЗЭ в абиссальных перидотитах увеличивается в ходе их серпентинизации. Концентраторами ЛРЗЭ в этих породах, по (Frisby, 2016), являются вторичные минеральные фазы, а масштаб привноса ЛРЗЭ зависит от величины W/R (вода/порода). Многие образцы из изученной коллекции были получены из района пересечения осевой зоны САХ с разломной зоной "15°20'". Этот район характеризу-

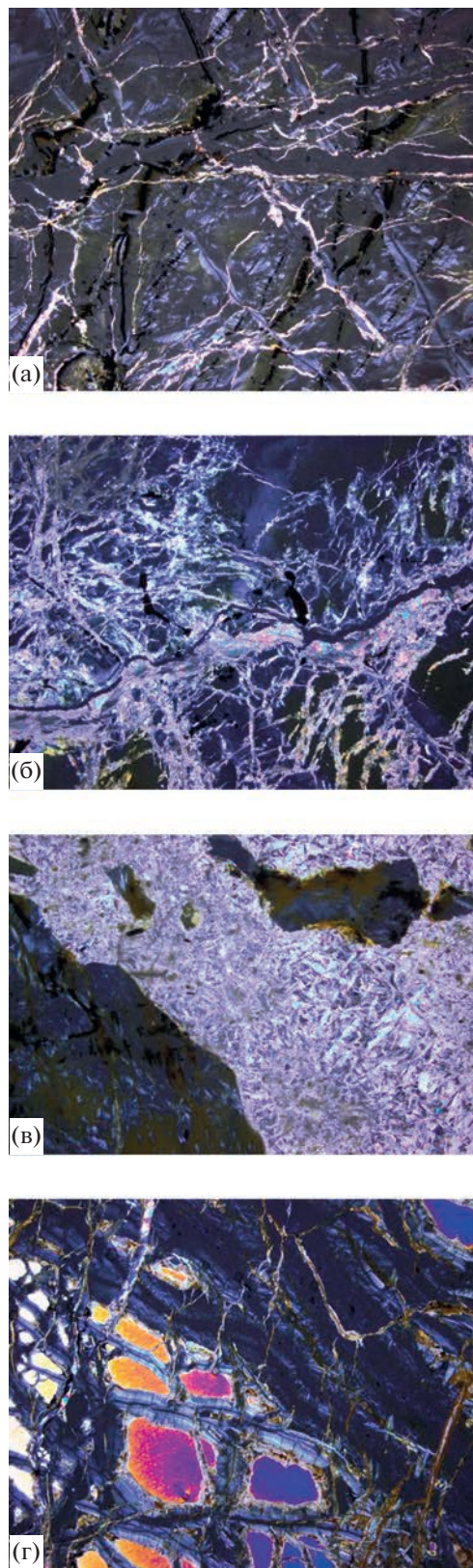


Рис. 4. (а) Жильная карбонатизация обр. SeDR8-7-26, увел. 5×/0.15. (б) Проникающая карбонатизация обр. FR07-12, увел. 5×/0.15. (в) Массивная карбонатизация обр. FR03-03, увел. 10×/0.30. (г) Карбонатизация реликтового оливина в обр. FR05-13, увел. 5×/0.15.

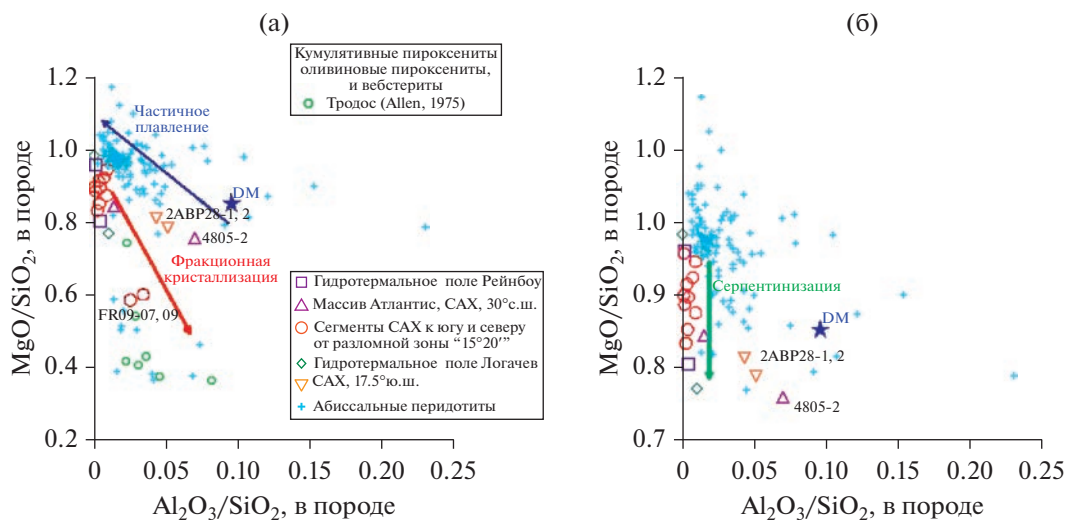


Рис. 5. Вариации MgO/SiO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в карбонатизированных серпентинитах САХ с трендами изменения состава ультраосновных пород в ходе частичного плавления и при фракционной кристаллизации (а), а также при серпентинизации и карбонатизации (б). Синяя звездочка — состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

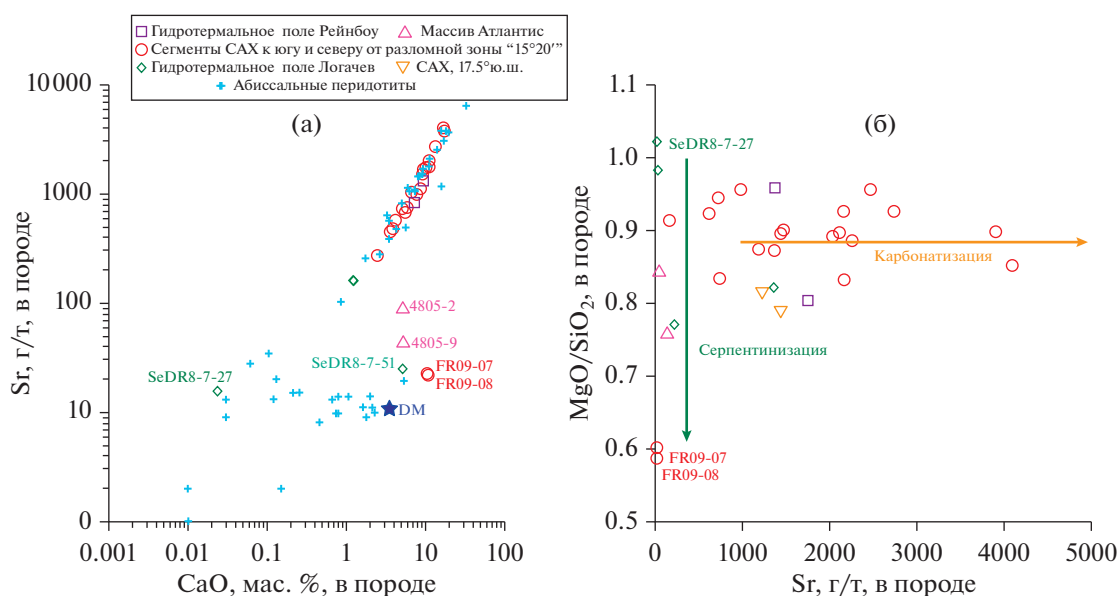


Рис. 6. Ковариации содержаний CaO и Sr (а), а также MgO/SiO_2 и Sr в изученных породах (б). Зеленой стрелкой обозначен тренд серпентинизации, оранжевой — карбонатизации. Синяя звездочка — состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

ется широким распространением на поверхности океанического дна обнажений абиссальных перидотитов. В работе (Paulick et al., 2006) приводятся сведения о геохимических особенностях ультрамафитов, пробуренных в этой акватории в 209-ом леге судна "Джоидес Резолюшн". Характер распределения содержания РЗЭ, по (Paulick et al., 2006), в мантийных реститах этого района САХ в не малой степени зависит от взаимодействия ультраосновного субстрата с перколирующими сквозь

него магматическими расплавами, признаки которого проявлены в жилах габброидов, пронизывающих перидотиты. Однако в той же работе указывается, что в ультраосновных породах, подвергавшихся низкотемпературному гидротермальному преобразованию (скв. ODP 1274, 1272 и 1268) ЛРЗЭ характеризуются высоким содержанием. Следует заметить, что скв. 1272 находится в непосредственной близости от места отбора образцов FR03-03 и FR04-08, которые, согласно предло-

Таблица 2. Содержание главных элементов и хлора в карбонатизированных серпентинитах САХ

Компо- ненты	2ABP28-1	2ABP28-2	SeDR7-1-1	SeDR8-7-26	SeDR8-7-27	SeDR8-7-51	FR02-06	FR02-08	FR02-12	FR09-07	FR09-08	4805-2	4805-9	4820-1	4820-2	FR05-10	FR05-11
SiO ₂	33.94	33.83	42.55	36.17	39.40	34.99	37.15	36.77	36.07	51.65	30.30	34.15	33.15	33.57	33.31	33.31	38.69
TiO ₂	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	1.11	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	1.46	1.72	0.42	nd	nd	0.01	nd	0.33	0.32	10.07	nd	0.15	0.08	nd	0.04	0.04	nd
FeO*	7.08	6.90	7.22	5.73	5.31	6.65	4.63	6.29	7.71	8.52	4.68	8.35	5.66	6.74	5.53	5.53	7.13
MnO	0.12	0.14	0.09	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08	0.54	0.10	0.06	0.13	0.08	0.08	0.06	0.06	0.10
MgO	27.57	26.64	32.79	29.72	40.28	34.42	32.39	32.15	34.09	15.49	28.08	30.60	27.59	29.95	29.52	29.52	32.29
CaO	7.78	8.71	1.20	8.51	0.02	5.08	3.52	5.10	3.79	9.42	13.01	7.69	10.75	9.11	10.03	10.03	4.10
Na ₂ O	0.45	0.45	0.20	0.41	0.35	0.17	0.25	0.28	0.39	1.91	0.41	0.28	0.29	0.36	0.52	0.52	0.29
K ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.07	0.09	0.17	0.06	0.09	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06
Сумма	20.04	19.99	14.21	17.90	13.71	16.53	20.98	17.72	15.34	2.28	22.38	16.61	21.16	18.90	19.78	19.78	16.20
Cl	3900	3700	2400	4300	2800	1300	2800	2500	3800	2000	4400	2500	2400	3300	4700	4700	2200
Компо- ненты	FR05-12	FR05-13	FR05-14	FR06-02	FR06-07	FR06-11	FR07-12	FR07-13	FR09-02	FR09-07	FR09-08	4805-2	4805-9	4820-1	4820-2		
SiO ₂	28.11	33.49	32.96	36.18	40.22	35.66	27.34	34.55	30.90	46.79	44.26	41.44	37.78	35.33	34.74		
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	0.10	0.03	0.01	0.01		
Al ₂ O ₃	0.10	nd	nd	0.12	0.28	nd	0.02	0.03	nd	1.60	1.12	2.88	0.54	0.16	0.04		
FeO*	4.29	6.31	6.83	6.27	5.36	7.05	4.91	6.12	8.11	4.41	4.37	6.92	7.44	6.10	5.55		
MnO	0.08	0.10	0.17	0.08	0.08	0.18	0.07	0.35	0.14	0.13	0.14	0.11	0.10	0.07	0.07		
MgO	23.94	30.15	29.59	33.07	37.14	34.10	24.55	33.04	28.63	28.15	25.98	31.37	31.87	28.39	33.33		
CaO	16.30	6.62	9.03	5.72	2.45	5.43	17.20	6.48	10.86	10.74	10.27	5.12	5.16	9.05	7.12		
Na ₂ O	0.37	0.31	0.32	0.41	0.36	0.27	0.39	0.27	0.43	0.16	0.23	0.32	0.33	0.22	0.21		
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01		
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.04	0.06	0.02	0.06	0.05	0.06	0.12	0.02	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04		
Сумма	25.60	21.69	19.86	16.88	13.22	16.08	24.28	17.82	19.18	6.82	13.00	10.76	15.48	19.19	17.85		
Cl	3800	2800	3100	4000	3600	2800	3200	3600	3300	1200	2100	1200	1800	2400	2700		

Примечание. Оксиды даны в мас. %, хлор – в г/г. Все железо – как FeO, nd – компонент не определялся.

Таблица 3. Содержание редких элементов в карбонизированных серпентинитах САХ

Элементы	2ABP28-1	2ABP28-2	SeDR7-1-1	SeDR8-7-26	SeDR8-7-27	SeDR8-7-51	FR02-06	FR02-08	FR02-12	FR02-13	FR03-03
Cr	3513.50	3788.98	1689.88	5194.75	568.94	10411.43	2011.29	2071.06	4303.41	795.52	1799.16
V	123.61	121.79	15.20	27.04	15.06	41.35	73.97	62.73	81.48	322.44	33.48
Co	93.44	97.67	80.64	95.24	95.34	96.73	164.10	94.13	166.22	48.93	98.29
Ni	1361.94	1291.82	1909.53	1523.61	2070.53	1367.49	2442.37	1892.77	1076.69	328.42	756.00
Cu	100.13	151.08	6.73	199.47	523.89	2.71	64.89	7.53	70.22	31.11	3.63
Zn	80.94	94.37	26.62	41.31	55.56	47.47	81.94	33.88	79.71	52.54	44.90
Sr	1219.98	1429.64	213.91	1352.57	4.85	25.58	1363.20	1180.49	715.66	177.84	2733.69
Ba	1.99	3.30	0.99	2.22	0.99	1.16	2.12	3.21	31.74	26.09	21.26
Pb	0.15	0.57	<L.D.	<L.D.	0.43	<L.D.	2.02	<L.D.	14.76	0.36	20.95
Rb	0.05	0.18	0.02	<L.D.	0.07	0.17	<L.D.	<L.D.	0.55	0.36	nd
Sc	6.92	9.01	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	6.97	3.55	<L.D.	41.91	nd
Th	0.01	0.05	<L.D.	<L.D.	0.01	<L.D.	0.01	<L.D.	1.77	0.69	nd
U	0.93	0.85	0.55	0.68	0.20	0.43	1.66	1.08	0.93	0.25	nd
La	0.74	1.15	1.94	0.44	0.18	0.04	0.35	0.25	11.13	6.36	nd
Ce	0.39	1.00	0.05	0.07	0.49	0.07	0.13	0.03	33.02	15.68	nd
Pr	0.14	0.23	nd	0.08	0.04	0.01	0.07	0.04	2.53	2.23	nd
Nd	0.58	1.01	0.01	0.37	0.18	0.06	0.30	0.19	10.41	10.78	nd
Sm	0.09	0.15	0.01	0.07	0.04	0.01	0.06	0.04	2.18	3.09	nd
Eu	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.53	1.12	nd
Gd	0.13	0.19	<L.D.	0.07	0.04	0.02	0.08	0.07	2.42	3.90	nd
Tb	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.37	0.66	nd
Dy	0.15	0.22	0.02	0.05	0.03	0.02	0.08	0.08	1.99	4.21	nd
Ho	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.37	0.88	nd
Er	0.14	0.20	0.00	0.03	0.02	0.02	0.06	0.07	1.07	2.68	nd
Tm	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.14	0.37	nd
Yb	0.19	0.25	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.08	0.90	2.47	nd
Lu	0.03	0.04	0.18	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.14	0.37	nd

Таблица 3. Продолжение

Элементы	FR03-07	FR04-08	FR05-07	FR05-10	FR05-11	FR05-12	FR05-13	FR05-14	FR06-02	FR06-07
Cr	6339.40	1226.90	899.72	1032.81	3454.46	1119.31	1484.78	4157.21	721.03	1068.26
V	124.72	23.06	34.26	60.99	69.50	38.05	48.17	40.33	281.89	3.22
Co	132.49	80.17	84.23	61.21	93.42	56.03	92.89	101.88	44.85	76.10
Ni	1908.93	1790.92	1942.50	1539.61	1773.09	1186.09	1880.81	1424.33	254.31	1134.43
Cu	188.75	6.69	2.15	16.93	11.48	5.49	8.42	24.85	29.01	25.30
Zn	83.98	25.63	33.58	40.35	53.62	26.64	41.07	43.71	48.77	29.70
Sr	1432.84	2161.59	2032.18	2251.91	732.65	4084.78	1467.06	2107.30	160.35	611.50
Ba	5.13	2.15	5.22	3.67	1.78	5.54	3.12	4.14	23.74	1.66
Pb	0.80	0.99	1.47	1.46	3.95	0.15	0.96	0.23	0.27	1.23
Rb	0.09	<L.D.	0.05	0.19	0.07	0.05	0.04	0.06	0.30	<L.D.
Sc	<L.D.	3.54	3.63	3.40	5.15	3.65	4.80	<L.D.	37.29	<L.D.
Th	0.10	<L.D.	0.00	0.06	0.02	0.01	0.01	0.02	0.68	<L.D.
U	1.41	1.17	1.18	1.02	1.86	1.16	1.18	1.18	0.23	0.33
La	2.90	<L.D.	0.11	0.59	0.40	0.32	0.14	0.35	5.83	0.30
Ce	1.21	<L.D.	0.14	0.58	0.23	0.20	0.05	0.34	14.30	0.05
Pr	0.57	<L.D.	0.01	0.13	0.08	0.06	0.03	0.08	2.02	0.05
Nd	2.53	0.01	0.05	0.55	0.35	0.25	0.11	0.34	9.87	0.23
Sm	0.39	0.00	0.01	0.10	0.07	0.05	0.02	0.07	2.83	0.03
Eu	0.09	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	1.02	0.01
Gd	0.38	0.00	0.02	0.12	0.09	0.05	0.03	0.08	3.63	0.03
Tb	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.61	0.00
Dy	0.30	0.01	0.02	0.11	0.10	0.06	0.03	0.07	3.88	0.03
Ho	0.06	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.81	0.01
Er	0.21	0.01	0.02	0.08	0.07	0.04	0.03	0.05	2.45	0.02
Tm	0.03	<L.D.	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.00
Yb	0.21	0.01	0.02	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	2.26	0.03
Lu	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.00

Таблица 3. Окончание

Элементы	FR06-11	FR07-12	FR07-13	FR09-02	FR09-07	FR09-08	4820-1	4820-2	4805-2	4805-9
Cr	2264.31	1073.01	3696.15	4186.73	2195.05	2601.07	969.72	1385.01	2229.27	1789.55
V	35.51	35.41	121.21	100.51	30.63	63.71	46.83	30.44	92.76	39.41
Co	126.15	65.73	220.17	102.01	57.43	115.86	133.90	83.95	67.73	79.77
Ni	1054.59	912.48	1952.04	1516.43	1032.55	1057.20	1445.62	1651.04	1198.60	1264.23
Cu	76.63	29.13	80.73	56.50	12.46	96.23	776.79	116.49	6.50	3.91
Zn	52.88	21.89	108.98	60.80	53.98	107.91	412.84	64.87	29.44	38.30
Sr	979.21	3898.74	2463.67	2155.02	14.38	5.72	1743.54	1367.26	129.26	39.56
Ba	10.29	6.34	25.03	3.41	3.20	2.49	2.45	1.20	1.33	0.44
Pb	3.90	0.77	22.98	0.31	1.28	3.16	0.14	1.37	0.46	1.23
Rb	0.13	<L.D.	0.25	<L.D.	0.09	0.45	0.03	<L.D.	0.22	0.31
Sc	<L.D.	2.12	8.33	<L.D.	<L.D.	4.48	<L.D.	3.77	17.14	5.86
Th	0.33	0.04	1.90	0.05	0.07	0.03	0.01	0.00	0.04	0.02
U	0.75	0.89	1.35	1.78	0.61	0.79	0.96	1.12	0.50	0.50
La	3.34	0.42	13.01	1.07	0.29	0.29	0.11	0.05	0.30	0.15
Ce	6.18	0.86	36.13	0.86	0.84	0.75	0.14	<L.D.	1.08	0.37
Pr	0.76	0.09	3.10	0.23	0.13	0.10	0.02	0.01	0.19	0.07
Nd	3.23	0.36	12.76	0.93	0.74	0.45	0.10	0.04	1.05	0.33
Sm	0.56	0.07	2.51	0.17	0.26	0.13	0.03	0.01	0.38	0.10
Eu	0.15	0.02	0.56	0.04	0.07	0.21	0.01	0.00	0.17	0.04
Gd	0.60	0.08	2.61	0.23	0.39	0.17	0.04	0.01	0.58	0.13
Tb	0.09	0.01	0.38	0.04	0.07	0.03	0.01	0.00	0.11	0.02
Dy	0.48	0.06	1.94	0.26	0.47	0.19	0.04	0.02	0.76	0.16
Ho	0.09	0.01	0.37	0.05	0.10	0.04	0.01	0.01	0.17	0.04
Er	0.29	0.04	1.02	0.19	0.32	0.14	0.03	0.02	0.52	0.14
Tm	0.04	0.01	0.14	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.08	0.02
Yb	0.26	0.04	0.87	0.22	0.31	0.13	0.03	0.03	0.51	0.15
Lu	0.04	0.01	0.14	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	0.08	0.03

Примечание. <L.D. – содержание элемента меньше предела обнаружения, nd – элемент не определялся.

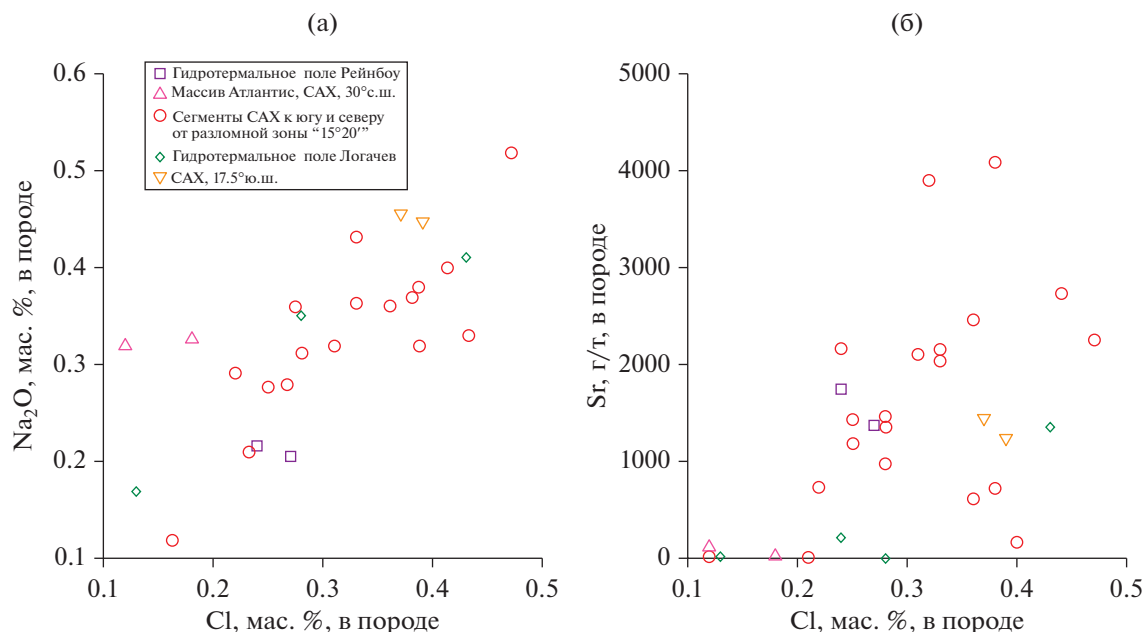


Рис. 7. Вариации содержаний Cl и Na₂O (а) и Cl и Sr (б) в карбонатизированных серпентинитах САХ.

женной выше классификации, представлены серпентинитами, испытавшими массивную карбонатизацию. В работе (Paulick et al., 2006) сделан вывод, что на характер распределения РЗЭ в абиссальных перидотитах при их серпентинизации существенное влияние оказывает также величина W/R. При флюидо-доминирующей серпентинизации, согласно (Paulick et al., 2006), в ультраосновные породы привносится сера и спектр распределения в них РЗЭ, нормализованных к хондриту, характеризуется U-образной формой с резкой положительной европейской аномалией. Эта европейская аномалия наблюдается также в эманациях черных курильщиков, связанных с активными гидротермальными полями рассматриваемого региона САХ. Именно такой характер спектра распределения РЗЭ обнаруживает обр. SeDR8-7-51, отобранный в районе гидротермального поля Логачев (рис. 9б). В свою очередь, рис. 11а и 11б демонстрируют, что процесс карбонатизации также может влиять на уровень содержания ЛРЗЭ в абиссальных перидотитах.

МИНЕРАЛОГИЯ И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ САХ

В карбонатизированных серпентинитах САХ присутствуют три группы минеральных ассоциаций, отражающих различные этапы эволюции ультраосновных пород океанической коры. Одна из них представлена реликтами первичных минералов, которые входили в состав протолита сер-

пентинитов и были образованы или в ходе частичного плавления мантийного субстрата, или при его взаимодействии с магматическим расплавом. В случае серпентинитов, протолитом которых являлись ультрамафитовые кумулаты, к этой “реликтовой” минеральной ассоциации относятся также продукты фракционной кристаллизации.

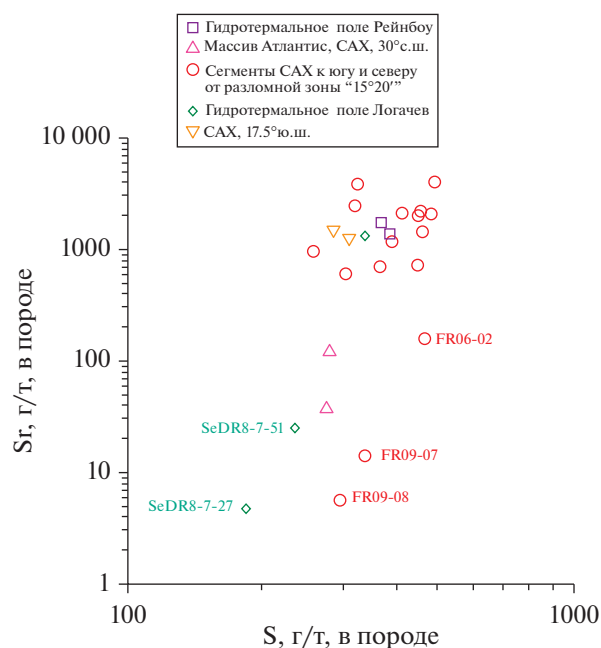


Рис. 8. Вариации содержаний S и Sr в карбонатизированных серпентинитах САХ.

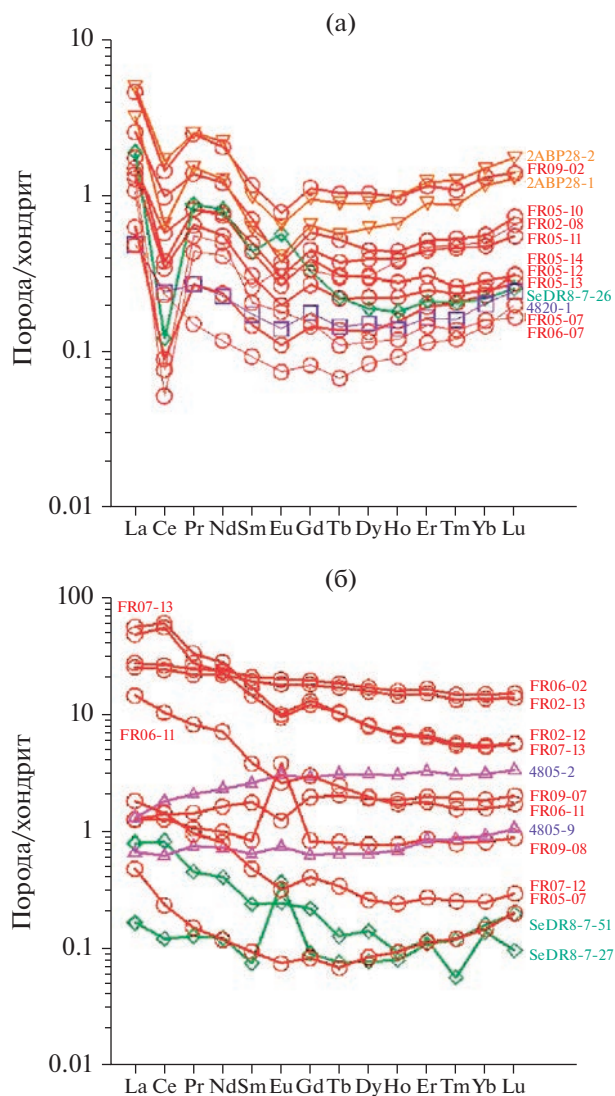


Рис. 9. Характер распределения содержаний РЗЭ в изученных породах, нормирование по (Sun, McDonough, 1989).

(а) – в образцах с выраженной Се-аномалией, (б) – в образцах, в которых эта аномалия отсутствует или наблюдается слабо проявленный положительный цериевый экстремум.

Другая, более поздняя, минеральная ассоциация относится к “серпентинитовому” этапу эволюции ультраосновных пород и связана с их внутрикоровым преобразованием при взаимодействии с умеренно- и низкотемпературными флюидами морского происхождения. К третьей, собственно карбонатной, группе минералов в карбонатизированных серпентинитах САХ относятся карбонаты и ассоциирующие с ними фазы, образование которых происходило на поверхности океанического дна или в приповерхностных условиях.

Реликты первичных минералов сохранились в образцах, испытавших слабую или умеренную

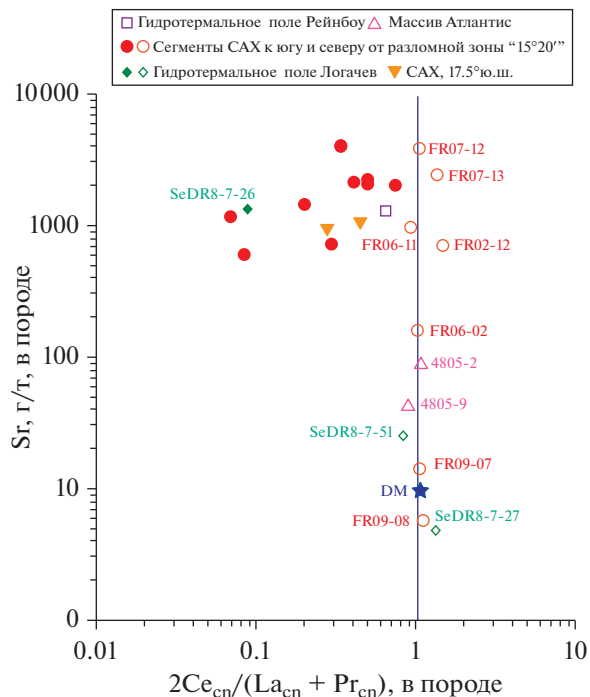


Рис. 10. Ковариации содержания Sr и величины параметра $2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})$ в изученных породах с четко проявленной отрицательной аномалией церия (залитые символы) и не обнаруживающих ее четких признаков (незалитые символы).

Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). Синяя звездочка – состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

карбонатизацию (жильный и проникающий типы карбонатизации). Эти реликты представлены клино-(обр. 4805-2, 4805-9, FR05-10, 2ABP28-1) и ортопироксеном (обр. FR05-07, 2ABP28-1), оливином (обр. FR05-07, FR05-13, FR06-02) и шпинелью (обр. SeDR8-7-26). По составу реликтовые силикатные фазы из большей части перечисленных образцов отвечают составу минералов из ассоциации, характерной для типичных шпинелевых гарцбургитов САХ. Параметры состава клинопироксена из обр. 4805-9 могут свидетельствовать о кумулятивном происхождении ультраосновного протолита этой породы. Состав реликтовой шпинели из обр. SeDR8-7-26 указывает на то, что его протолит был представлен дунитом.

В изученных образцах карбонатизированных серпентинитов были идентифицированы следующие минералы, относящиеся к ассоциации, сформированной на “серпентинитовом” этапе истории этих пород: серпентин, брусит, хлорит, тремолит и магнетит. Оливин замещается также иддингситом, который не представляет собой самостоятельную фазу. О характере минеральных превращений, сопровождавших серпентинизацию ультраосновного протолита, можно судить по рис. 12, на котором отображены составы фаз,

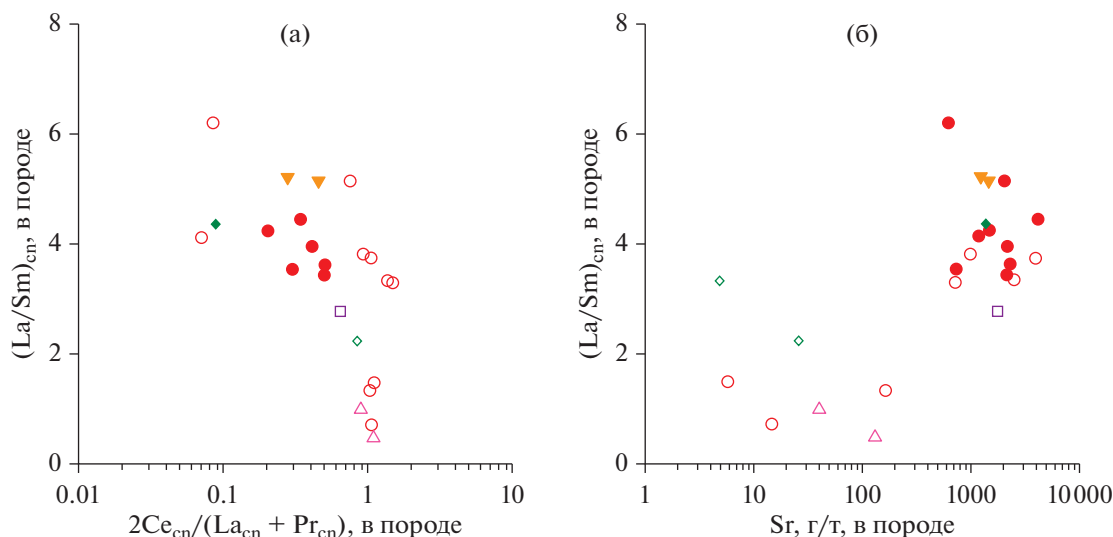


Рис. 11. Вариации $(La/Sm)_{cn}$ и $2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})$ (а), а также содержания Sr (б) в изученных породах. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. на рис. 10.

участвовавших в серпентинизации изученных пород. Серпентин был обнаружен практически во всех образцах, представленных в табл. 1. Судя по петрографическим признакам и данным, приведенным в табл. 4, серпентин представлен лизардитом, хризотилом (преимущественно, в прожилках) и антигоритом. Наблюдаются признаки положительной корреляции между содержаниями Al_2O_3 и Cl в серпентине (рис. 13). Таким образом, в антигорите отмечается максимальное содержание хлора (0.81 мас. % в обр. FR05-07). Высокое содержание хлора в анионной группе серпентина характерно для серпентинитов САХ и отражает участие в преобразовании ультраосновного субстрата водно-солевого флюида. В серпентине из образцов, в которых установлены признаки массивной карбонатизации (обр. FR03-03), отмечается высокое содержание Sr (0.55–0.61 мас. %) (табл. 4). Возможно, это связано с тонкой примесью карбоната в серпентине, что тем более вероятно, поскольку породы испытывавшие массивную карбонатизацию обычно брекчированы. Согласно результатам расчетного кинетико-термодинамического моделирования, приведенным в (Силантьев и др., 2009), хризотил в ультраосновном субстрате устойчив вплоть до температуры $40^\circ C$, в то время как поле устойчивости антигорита ограничено более высокими температурами: $260\text{--}420^\circ C$ и глубиной расположения внутри океанической коры, соответствующей 2.3–3.4 кбар. Учитывая, что хризотил и лизардит, судя по петрографическим признакам, находятся в регрессивных соотношениях с более высокотемпературным антигоритом, вариации состава серпентина из изученных пород свидетельствует о том, что их серпентинизация происходила на разных глубинах океанической коры при

подъеме ультраосновных пород к поверхности океанического дна.

Брусит был обнаружен только в образцах, драгированных в районе гидротермального поля Логачев, среди которых присутствуют наименее карбонатизированные серпентиниты. В обр. SeDR8-7-27 брусит выполняет жилы или образует тесные срастания с оливином. Ассоциация брусита с серпентином в ультраосновных породах устойчива в температурном интервале $40\text{--}350^\circ C$, причем в низкотемпературной области серпентин представлен хризотилом или лизардитом (Силантьев и др., 2009). При температуре $250\text{--}350^\circ$ и давлении 1–1.5 кбар брусит ассоциирует с антигоритом (Andreani et al., 2007). Следует подчеркнуть, что малая распространенность брусита в абиссальных перидотитах, экспонированных на поверхности океанического дна, связана с растворением брусита в процессе подводного выветривания, приводящего к выносу магния (Klein et al., 2020). Хлорит в изученных породах представлен клинохлором (обр. 4805-9) и пеннином (обр. 4820-1) (табл. 5). Судя по расчетным данным, приведенным в (Силантьев и др., 2009), хлорит устойчив в пределах всего диапазона температур, отвечающих процессу серпентинизации, причем в наиболее низкотемпературной области он представлен только магнезиальной разновидностью (клинохлором). Иддингсит представляет фазу, замещающую оливин в процессе его выветривания. Состав иддингсита отвечает смеси составов реликтового оливина, глинистых минералов и оксидов железа (Kuebler et al., 2013) (табл. 5). Очевидно, образование этой фазы в обр. 4805-9 происходило при подводном выветривании реликтового оливина в условиях поверхности океаниче-

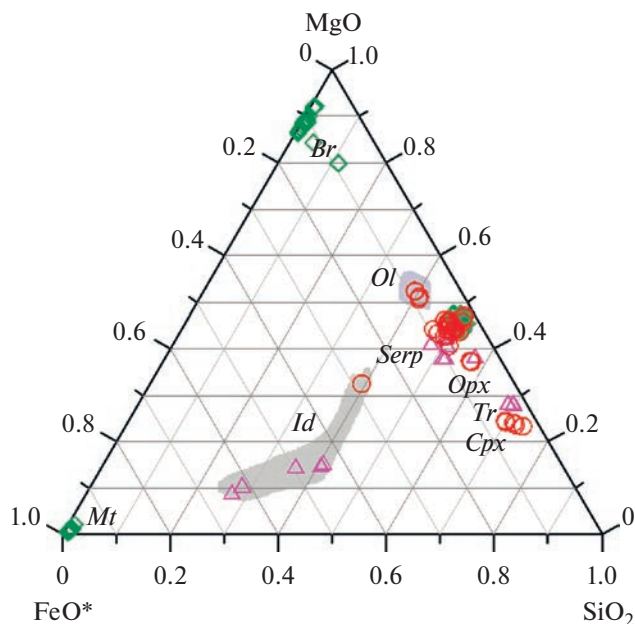


Рис. 12. Минеральные ассоциации серпентинитового протолита изученных карбонатизированных серпентинитов САХ в координатах SiO_2 – MgO – FeO^* . Все железо как FeO . *Br* – брусит, *Cpx* – клинопироксен, *Id* – иддингсит, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Serp* – серпентин, *Tr* – тремолит. Условные обозначения см. на рис. 10.

ского дна. Тремолит является самым высокотемпературным вторичным минералом в изученных карбонатизированных серпентинитах. В образцах 4805-2 и 2ABP28-1 тремолит перенной глинозема ассоциирует с серпентином, а в обр. 2ABP28-1 и с хлоритом. Подобная минеральная ассоциация появляется в ультраосновных породах в ходе их гидратации при температуре около 250°C и устойчива вплоть до 420°C (Силантьев и др., 2009).

Как следует из данных, приведенных в табл. 6 и рис. 14, характерной особенностью состава карбонатов в карбонатизированных серпентинитах из изученной коллекции являются значительные вариации содержания стронция, наблюдаемые часто в одном и том же образце. Например, в обр. 4820 содержание SrO варьирует от 0.03 до 1.80 мас. %, в обр. FR04-08 от 0.62 до 1.39 мас. %, в обр. FR05-14 от 0.46 до 2.15 мас. % и в обр. FR06-02 от 0.57 до 2.44 мас. %. Указанные вариации содержания стронция в карбонате свидетельствуют о том, что в изученных карбонатизированных серпентинитах карбонатная фаза представлена преимущественно арагонитом, с которым в некоторых образцах ассоциирует кальцит. Наблюдаемая в карбонатах из изученной коллекции положительная корреляция между содержаниями SiO_2 и MgO может отражать влияние состава замещающего карбонатом серпентина (рис. 15). Вместе с

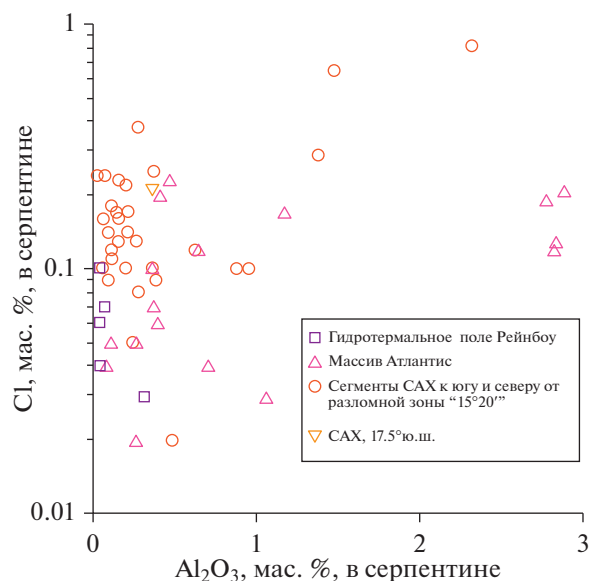


Рис. 13. Ковариации содержаний Cl и Al_2O_3 в серпентине из изученных пород.

тем следует заметить, что установленное в карбонате из обр. 4805-2 максимальное содержание MgO (5.01–5.86 мас. %), возможно, частично отражает параметры состава собственно карбонатной фазы, которая, судя по низкому содержанию SrO (0.03–0.13 мас. %), представлена кальцитом, возможно, обогащенным доломитовым миналом. Присутствие кальцита установлено также в обр. SeDR8-7-51 (табл. 6). Представленные в табл. 6 данные указывают на то, что какие-либо закономерные вариации состава карбоната в зависимости от петрографического типа выделенных выше главных групп карбонатизированных серпентинитов в изученных образцах отсутствуют.

Как было указано выше, в обр. FR05-13 установлены признаки замещения карбонатом реликтового оливина (рис. 16а), а в обр. FR05-07 – ортопироксена (рис. 16б). По рис. 17 можно судить о трендах изменения содержания магния, никеля (рис. 17а) и кремнезема (рис. 17б) в реликтовом оливине при его карбонатизации. Следует заметить, что содержание стронция в карбонатной фазе, замещающей оливин в обр. FR05-13 составляет 1.1–1.2 мас. % и, таким образом, она представлена арагонитом. На рис. 17в, 17г представлены тренды карбонатизации ортопироксена в обр. FR05-13. Карбонат и в этом случае является арагонитом с содержанием стронция 0.55–0.99 мас. %. Как следует из приведенных данных, карбонатизация ортопироксена приводит к выносу алюминия, который затем может концентрироваться во вторичных силикатных фазах.

Как уже было отмечено выше, карбонатная фаза в изученных породах представлена преимущественно арагонитом. Арагонит, являясь более

Таблица 4. Состав серпентина в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	Sr	Сумма
4820-1	43.16	0.00	0.04	2.48	0.09	35.97	0.05	0.20	0.04	0.04	0.09	82.46
4820-1	43.48	0.03	0.33	3.00	0.09	36.09	0.00	0.18	0.02	0.00	0.07	83.22
4820-2	41.08	0.00	0.13	4.98	1.26	33.22	0.09	0.49	0.02	0.12	0.03	81.43
4820-2	42.48	0.00	0.09	3.10	0.04	35.11	0.08	0.31	0.04	0.07	0.06	81.47
4805-2*	40.36	0.10	1.51	5.98	0.00	34.76	0.00	nd	0.06	0.00	0.25	83.00
4805-2*	37.94	0.00	0.80	8.73	0.14	33.08	0.04	nd	0.28	0.00	0.34	81.44
4805-2*	46.91	0.00	0.42	3.46	0.00	31.60	0.06	nd	0.11	0.00	0.00	82.54
4805-2	45.28	0.03	0.47	8.48	0.11	32.45	0.11	0.56	0.00	0.23	0.00	87.72
4805-2	43.00	0.00	0.41	7.81	0.14	28.89	0.11	0.64	0.00	0.20	0.00	81.21
4805-2	44.40	0.03	1.06	4.59	0.09	40.48	0.08	0.19	0.01	0.03	0.02	90.98
4805-9*	42.14	0.10	2.41	6.60	0.00	36.34	0.15	nd	0.83	0.00	0.00	88.57
4805-9*	42.46	0.10	2.06	6.88	0.12	34.20	0.12	nd	0.46	0.00	0.00	86.39
4805-9*	42.74	0.00	0.45	2.25	0.00	38.04	0.08	nd	0.00	0.00	0.27	83.81
4805-9	40.97	0.19	2.77	6.67	0.09	37.18	0.30	0.27	0.88	0.19	0.01	89.73
4805-9	40.75	0.11	2.83	8.02	0.13	36.10	0.13	0.25	1.05	0.13	0.08	89.58
4805-9	42.45	0.03	0.26	2.74	0.08	41.68	0.06	0.19	0.04	0.02	0.02	87.56
FR03-03*	40.43	0.00	0.43	6.31	0.07	31.97	0.15	0.30	0.00	0.00	0.61	80.27
FR03-03*	45.02	0.00	0.56	3.93	0.07	37.92	0.06	0.26	0.00	0.00	0.55	88.40
FR03-03	42.52	0.01	0.20	1.73	0.00	37.04	0.07	0.29	0.05	0.00	0.02	81.93
FR03-03	42.03	0.03	0.62	2.25	0.00	35.28	0.30	0.15	0.05	0.12	0.00	80.83
FR04-08*	38.97	0.00	0.18	4.36	0.05	35.59	0.08	0.34	0.00	0.00	0.60	80.17
FR04-08	40.57	0.00	0.21	5.16	0.03	34.36	0.08	0.24	0.01	0.17	0.04	80.85
FR04-08	38.78	0.03	1.47	4.44	0.06	33.77	0.12	0.64	0.07	0.64	0.00	80.38
FR04-08	39.71	0.00	1.37	5.72	0.08	34.44	0.12	0.57	0.10	0.29	0.00	82.67
FR05-07*	40.43	nd	0.34	7.94	0.09	38.34	0.07	0.55	0.00	0.00	0.13	87.89
FR05-07	40.30	0.06	2.31	7.13	0.08	34.96	0.11	0.40	0.68	0.81	0.03	86.89
FR05-07	43.18	0.00	0.20	4.72	0.07	39.53	0.07	0.23	0.00	0.10	0.00	88.09
FR05-12*	41.35	nd	0.21	4.60	0.08	38.78	0.33	0.42	nd	0.00	0.00	85.75
SeDR7-1-1*	40.38	nd	0.25	3.10	0.09	36.31	0.25	0.09	nd	0.00	0.00	80.46
SeDR8-7-27*	42.38	0.00	0.15	2.12	0.00	35.96	0.00	0.15	0.00	0.00	0.44	81.19
SeDR8-7-27*	43.04	0.00	0.16	1.71	0.00	34.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	80.30
SeDR8-7-51*	44.93	0.00	0.19	3.28	0.00	37.95	0.11	0.13	0.00	0.00	0.59	87.19
SeDR8-7-51*	45.71	0.00	0.17	3.50	0.00	38.45	0.11	0.17	0.00	0.00	0.70	88.81
2ABP28-1	38.68	nd	0.36	6.22		34.71	0.10	0.30	nd	0.21	nd	80.58

Примечание. nd — компонент не определялся. FeO* — все железо в виде FeO. Номера образцов, отмеченные звездочками, соответствуют данным, полученным с помощью сканирующего электронного микроскопа; для образцов, номера которых приведены без звездочек, состав серпентина определен на электронном микроанализаторе.

Таблица 5. Состав тремолита, хлорита, брусита и иддингсита в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	Sr	Сумма
4805-2*	<i>Tr</i>	59.29	0.00	0.50	2.04	0.00	24.04	13.37	0.20	nd	0.00	0.00	0.00	99.44
4805-2*	<i>Tr</i>	57.23	0.00	1.36	2.67	0.00	23.92	11.68	0.51	nd	0.43	0.00	0.41	98.20
4805-2	<i>Tr</i>	54.49	0.00	0.65	2.69	0.06	25.02	12.62	0.27	0.09	0.03	0.02	0.00	95.94
4805-2	<i>Tr</i>	57.97	0.01	0.54	2.98	0.14	24.25	12.79	0.21	0.11	0.06	0.01	0.01	99.08
4805-2	<i>Tr</i>	55.55	0.04	0.69	3.70	0.10	26.98	10.98	0.23	0.15	0.08	0.02	0.07	98.59
2ABP28-1	<i>Tr</i>	56.63	nd	1.58	2.15	nd	23.42	12.81	0.41	nd	0.37	0.04	nd	97.07
2ABP28-1	<i>Tr</i>	55.38	nd	2.73	2.14	nd	22.64	13.50	0.52	nd	0.59	0.00	nd	97.53
4805-9	<i>Chl</i>	32.50	0.00	16.27	7.95	0.33	29.33	0.15	1.05	0.17	0.01	0.06	0.11	87.93
4805-9	<i>Chl</i>	32.14	0.00	14.67	9.59	0.38	31.42	0.04	0.12	0.19	0.03	0.10	0.00	89.70
4820-1	<i>Chl</i>	33.35	0.05	7.85	3.35	0.01	30.94	0.05	0.01	0.29	0.84	0.01	0.00	76.74
4820-1	<i>Chl</i>	32.87	0.01	8.17	3.18	0.06	30.69	0.05	0.00	0.32	0.82	0.01	0.00	76.19
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	4.41	2.13	38.97	0.73	nd	nd	nd	nd	nd	46.44
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	5.21	1.58	39.69	0.08	nd	nd	nd	nd	nd	46.78
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	5.34	2.16	38.37	0.60	nd	nd	nd	nd	nd	46.68
4805-9*	<i>Id</i>	24.21	0.00	0.32	53.00	0.41	9.27	0.71	0.17	nd	0.00	0.00	0.23	88.32
4805-9*	<i>Id</i>	31.47	0.00	0.56	43.41	0.44	13.07	1.91	0.17	nd	0.08	0.00	0.00	91.11
4805-9*	<i>Id</i>	21.15	0.00	0.13	50.59	0.75	7.32	5.37	0.13	nd	0.00	0.00	0.21	85.65

Примечание. nd – компонент не определялся. FeO* – все железо в виде FeO. *Br* – брусит, *Chl* – хлорит, *Id* – иддингсит, *Tr* – тремолит. *Состав определен с помощью сканирующего электронного микроскопа. Образцы, номера которых приведены без звездочки изучались на электронном микроанализаторе.

высокотемпературной фазой, чем кальцит, согласно кинетико-термодинамическим расчетам, появляется в ультраосновных породах океанического ложа при температуре порядка 40°C и с участием флюида морского происхождения может быть устойчив вплоть до температур около 100°C (Силантьев и др., 2009). В пользу этого говорят данные о флюидных включениях в арагоните из измененных пород вулканического фундамента хребта Хуан де Фука, приведенные в работе (Yatabe et al., 2000) и свидетельствующие об образовании этой фазы при температуре около 60°C с участием водно-солевого флюида. В условиях, соответствующих поверхности океанического дна, арагонит не устойчив и при долгом экспонировании замещается кальцитом, не содержащим Sr (например, Ludwig et al., 2006; Sulpis et al., 2022). Результаты неинвазивного экспериментального изучения кристаллизации карбоната кальция с помощью энергодисперсионной рентгеновской дифракции (EDXRD) и с использованием син-

хротронного излучения, приведенные в (Kellermeier et al., 2013), позволяют предполагать, что кристаллизация того или иного полиморфа карбоната зависит от участия в системе SiO₂. Эксперименты, проведенные в отсутствие кремнезема, отражают непрерывный переход метастабильного арагонита в кальцит. При этом при температуре порядка 20°C образование кальцита ускоряется и резко замедляется при более высокой температуре. В работе (Kellermeier et al., 2013) сделан вывод, что кремнезем оказывает ингибирующее влияние на кристаллизацию кальцита, вследствие адсорбции кремнезема на поверхности арагонита. Поскольку серпентинизация абиссальных перидотитов происходит в том же диапазоне температур, что и кристаллизация арагонита, а также при подвижном поведении SiO₂ (например, Malvoisin, 2015), указанный механизм может оказывать влияние на соотношения полиморфов карбоната в карбонатизированных серпентинитах САХ. В пользу механизма инверсии карбонатных поли-

Таблица 6. Состав карбонатов в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
4820-1	0.04	0.02	0.00	0.00	57.98	0.04	1.08	0.00	0.17	59.33
4820-1	0.02	0.03	0.00	0.03	56.99	0.04	1.01	0.00	0.23	58.35
4820-1	0.04	0.01	0.03	0.00	56.22	0.04	2.54	0.00	0.17	59.04
4820-1	0.04	0.02	0.03	0.00	54.71	0.02	2.15	0.00	0.17	57.15
4820-1	0.03	0.07	0.09	0.00	56.31	0.03	1.20	0.00	0.00	57.65
4820-1	0.07	0.00	0.02	0.00	55.28	0.00	2.31	0.00	0.46	58.14
4820-1	0.01	0.00	0.00	0.00	57.38	0.03	0.97	0.00	0.17	58.50
4820-1	0.00	0.06	0.00	0.03	53.50	0.06	1.00	0.00	0.40	55.03
4820-1	0.04	0.03	0.00	0.02	53.54	0.07	1.31	0.00	0.23	55.24
4820-1	0.12	0.94	0.10	0.08	53.04	0.04	1.99	0.00	0.00	56.30
4820-1	0.09	0.45	0.06	0.00	56.14	0.05	1.44	0.01	0.17	58.41
4820-2	0.76	0.10	0.00	0.28	53.12	0.01	1.80	0.01	0.12	56.20
4820-2	0.26	0.09	0.06	0.27	54.24	0.01	1.60	0.00	0.00	56.54
4820-2	0.61	0.09	0.00	0.44	53.81	0.01	1.51	0.02	0.00	56.49
4820-2	0.55	0.09	0.00	0.47	55.45	0.01	1.15	0.00	0.00	57.73
4820-2	0.05	0.08	0.07	0.00	54.98	0.02	1.75	0.00	0.23	57.20
4805-2	0.21	0.30	0.00	5.01	57.22	0.09	0.13	0.00	nd	62.98
4805-2	1.26	0.50	0.07	5.86	54.88	0.13	0.03	0.00	nd	62.75
FR03-03	0.01	0.03	0.05	0.00	54.79	0.32	1.58	0.02	0.08	56.86
FR03-03	1.55	0.37	0.12	1.43	52.74	0.14	0.92	0.01	0.00	57.27
FR03-03	0.05	0.03	0.01	0.00	55.01	0.15	1.34	0.00	0.24	56.83
FR03-03	0.01	0.03	0.00	0.00	54.99	0.08	1.34	0.00	0.32	56.78
FR03-03	0.03	0.00	0.00	0.00	53.80	0.18	1.19	0.01	0.00	55.21
FR03-03	0.05	0.00	0.04	0.02	54.67	0.30	1.62	0.00	0.48	57.18
FR03-03	0.01	0.00	0.00	0.00	54.89	0.34	1.13	0.00	0.00	56.38
FR03-03	0.76	0.40	0.00	0.95	53.42	0.11	1.02	0.01	0.00	56.65
FR03-03	0.75	0.07	0.00	0.69	54.69	0.26	1.31	0.02	0.00	57.79
FR03-03*	0.68	0.28	0.00	0.51	51.23	0.08	1.21	0.00	0.00	54.01
FR03-03*	0.70	0.26	0.00	0.38	53.25	0.09	0.91	0.00	0.00	55.59
FR03-03*	1.68	0.37	0.00	1.33	50.40	0.17	1.15	0.00	0.00	55.10
FR03-03*	0.08	0.00	0.00	0.06	49.53	0.09	1.35	0.00	0.00	51.20
FR04-08	0.17	0.29	0.02	0.10	60.97	0.00	1.75	0.00	0.13	63.42
FR04-08	0.19	0.27	0.05	0.13	54.77	0.25	1.49	0.00	0.40	57.56
FR04-08	0.70	0.32	0.00	0.58	56.31	0.15	1.38	0.01	0.13	59.70
FR04-08	0.21	0.27	0.00	0.21	55.49	0.19	1.54	0.01	0.57	58.63
FR04-08	1.49	3.39	0.04	1.57	48.96	0.27	1.15	0.05	0.00	57.09
FR04-08*	0.36	0.08	0.00	0.34	54.23	0.10	1.02	0.00	0.00	56.23
FR04-08*	0.08	0.12	0.00	0.08	53.38	0.07	0.79	0.00	0.00	54.52
FR04-08*	0.13	0.13	0.00	0.12	51.01	0.06	1.39	0.00	0.00	52.84
FR04-08*	0.07	0.06	0.00	0.03	53.38	0.07	0.62	0.00	0.00	54.23
FR05-07**	0.39	0.22	0.00	0.35	49.42	0.20	0.99	0.00	0.05	51.60
FR05-07**	0.41	0.36	0.12	0.49	48.94	0.29	1.08	0.00	0.07	51.76
FR05-07**	0.74	0.50	0.04	0.67	48.29	0.18	1.38	0.00	0.04	51.88
FR05-07*	0.16	0.09	0.00	0.16	53.85	0.13	0.86	0.00	0.00	55.37

Таблица 6. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
FR05-07*	0.10	0.06	0.00	0.14	52.04	0.12	0.83	0.00	0.04	53.51
FR05-07*	0.11	0.04	0.00	0.15	54.48	0.19	1.03	0.00	0.05	56.25
FR05-12*	0.09	0.00	0.00	0.14	53.08	0.16	0.95	0.00	0.00	54.52
FR05-12*	0.20	0.99	0.00	0.15	53.78	0.20	1.15	0.00	0.00	56.67
FR05-12*	3.00	0.49	0.00	2.59	53.68	0.07	1.53	0.00	0.00	61.37
FR05-12*	0.48	0.25	0.00	0.30	56.94	0.00	1.90	0.00	0.00	59.87
FR05-12*	0.65	1.90	0.00	0.33	48.43	0.10	0.74	0.00	0.00	52.14
FR05-13*	0.32	3.00	0.00	1.08	48.44	0.21	1.03	0.00	0.00	54.09
FR05-13*	0.10	0.40	0.05	0.10	50.37	0.07	0.88	0.00	0.00	51.97
FR05-13*	0.25	2.44	0.00	0.38	45.95	0.04	0.73	0.00	0.00	49.77
FR05-13*	0.23	0.88	0.00	0.24	50.08	0.19	1.20	0.00	0.00	52.82
FR05-13***	0.16	1.31	0.00	0.69	48.04	0.12	1.17	0.00	0.00	51.56
FR05-13***	1.22	9.88	0.13	0.76	41.61	0.33	1.22	0.00	0.00	55.16
FR05-13***	0.11	0.64	0.00	0.39	49.25	0.15	1.10	0.00	0.00	51.65
FR05-14*	3.21	0.44	0.00	1.44	45.36	0.03	0.59	0.00	0.07	51.15
FR05-14*	3.37	0.64	0.00	1.13	43.84	0.00	0.46	0.00	0.07	49.51
FR05-14*	0.06	0.07	0.07	0.06	48.99	0.09	2.02	0.00	0.00	51.36
FR05-14*	0.07	0.00	0.05	0.09	54.02	0.13	2.15	0.00	0.10	56.60
FR05-14*	0.00	0.00	0.00	0.06	56.09	0.10	1.30	0.00	0.00	57.55
FR05-14*	3.93	0.27	0.00	3.26	49.18	0.04	1.43	0.00	0.00	58.16
FR06-02	1.82	0.14	0.02	0.07	52.91	0.11	1.82	0.01	nd	55.13
FR06-02	2.44	0.07	0.07	0.03	49.78	0.14	2.44	0.01	nd	52.58
FR06-02	1.34	0.08	0.07	0.05	53.87	0.30	1.34	0.03	nd	55.79
FR06-02	0.57	0.12	0.00	0.00	52.19	0.09	0.57	0.00	nd	53.00
FR06-02	1.32	0.04	0.00	0.01	52.95	0.19	1.32	0.03	nd	54.55
FR06-02	1.18	0.04	0.08	0.04	51.79	0.33	1.18	0.02	nd	53.49
FR06-02	1.92	0.07	0.07	0.02	50.45	0.21	1.92	0.02	nd	52.78
FR06-11*	1.61	3.49	0.00	0.89	49.31	0.06	0.92	0.00	0.00	56.29
FR06-11*	3.73	7.15	0.00	1.89	43.59	0.11	0.83	0.00	0.00	57.38
FR06-11*	0.08	0.00	0.00	0.04	54.01	0.08	1.55	0.00	0.00	55.75
FR06-11*	0.06	0.00	0.00	0.07	55.97	0.07	2.09	0.00	0.00	58.27
FR07-13*	0.08	0.00	0.00	0.05	50.41	0.14	1.08	0.00	0.00	51.77
FR07-13*	0.11	0.00	0.00	0.09	50.72	0.14	1.28	0.00	0.00	52.35
FR07-13*	0.10	0.06	0.00	0.07	51.14	0.16	0.88	0.00	0.00	52.43
FR07-13*	0.17	0.07	0.00	0.08	48.57	0.11	0.77	0.00	0.00	49.78
FR07-13*	0.08	0.00	0.00	0.07	48.06	0.17	1.71	0.00	0.00	50.08
SeDR7-1-1*	0.15	0.04	0.00	0.10	48.37	0.05	1.54	0.00	nd	50.26
SeDR7-1-1*	0.05	0.00	0.00	0.04	47.33	0.07	0.76	0.00	nd	48.25
SeDR7-1-1*	0.15	0.00	0.08	0.00	54.24	0.13	2.55	0.00	nd	57.16
SeDR7-1-1*	0.06	0.00	0.00	0.09	51.94	0.05	2.23	0.00	nd	54.36
SeDR8-7-26*	0.13	0.00	0.00	0.13	49.77	0.26	0.88	0.00	0.00	51.17
SeDR8-7-26*	0.11	0.00	0.00	0.13	49.88	0.19	1.80	0.00	0.00	52.20
SeDR8-7-26*	0.13	0.00	0.00	0.11	49.35	0.24	0.77	0.00	0.00	50.60
SeDR8-7-51*	0.10	0.67	0.60	0.34	49.58	0.06	0.07	0.00	0.00	51.44

Таблица 6. Окончание

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
SeDR8-7-51*	0.13	1.09	0.54	0.65	47.61	0.00	0.00	0.00	0.00	50.01
SeDR8-7-51*	0.13	1.06	0.46	0.81	44.14	0.00	0.05	0.00	0.00	46.66
2ABP28-1	nd	0.15	nd	0.01	52.75	nd	1.08	nd	nd	53.99
2ABP28-1	nd	0.09	nd	0.04	52.60	nd	1.02	nd	nd	53.76
2ABP28-1	nd	0.12	nd	0.14	50.79	nd	0.94	nd	nd	52.00
2ABP28-2	1.00	3.97	nd	0.72	47.51	nd	1.12	nd	nd	55.31
2ABP28-2	2.37	0.84	nd	1.07	50.52	nd	0.90	nd	nd	55.70
2ABP28-2	nd	0.03	nd	0.12	50.85	0.28	1.29	nd	nd	52.57
2ABP28-2	nd	2.78	nd	0.16	48.23	0.41	0.79	nd	nd	52.38
2ABP28-2	nd	2.94	nd	0.26	48.46	0.38	0.65	nd	nd	52.68

Примечание. nd — компонент не определялся. FeO* — все железо в виде FeO.

* Состав определен с помощью сканирующего электронного микроскопа.

** Карбонат из каймы вокруг реликтового ортопироксена, *** карбонат из каймы вокруг реликтового оливина. Образцы, номера которых приведены без звездочки изучались на электронном микроанализаторе.

морфов, предложенного в (Kellermeier et al., 2013), свидетельствует повышенное содержание SiO₂ в арагоните из изученных образцов (табл. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленные тренды изменения состава абиссальных перидотитов при карбонатизации тесно связаны с изменением их минерального состава и позволяют реконструировать основные этапы внутрикоровой истории этих пород по мере транспорта к поверхности океанического дна. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что карбонатизация абиссальных перидотитов, характеризуется геохимическими трендами, близкими к наблюдаемым при серпентинизации и приводящими к накоплению в породах хлора, серы, урана и стронция. При этом наиболее четко эти эффекты проявлены в породах, испытавших массивную карбонатизацию и брекчирование. Судя по характеру цериевой аномалии, именно эти породы были образованы в окислительной обстановке, господствующей на поверхности океанического дна, в то время как в серпентинитах, лишенных признаков карбонатизации или с ее редкими следами, установлены признаки восстановительных условий, соответствующих внутренним частям разреза океанической коры.

Полученные данные о вариациях состава породообразующих минералов и их характерных ассоциациях позволяют прийти к заключению, что начальные этапы карбонатизации абиссальных перидотитов, по-видимому, происходят во внутрикоровых условиях одновременно с серпентинизацией этих пород. На этом уровне глубинности океанической коры в восстановительных условиях образуется ассоциация антигорит + брусит + магнетит и редкий

арагонит. Устойчивость арагонита на этом этапе карбонатизации обеспечивается не только температурными условиями, но и подвижным поведением SiO₂, сопутствующим серпентинизации. Источником кальция при карбонатизации серпентинитов служит или реликтовый клинопироксен, или жильные тела габброидов и трондьемитов в ультраосновном субстрате (например, Jöns et al., 2010). Эффективная серпентинизация, происходящая на глубине корового разреза порядка 3.4–4.5 км, приводит к нарушению изостатического равновесия и подъему серпентинитов к поверхности океанического дна (Силантьев и др., 2009). На пути серпентинитов к поверхности ложа океана карбонатизация этих пород продолжается, а антигорит в них замещается лизардитом и хризотилом. Можно предполагать, что именно на этом этапе внутрикоровой эволюции абиссальных перидотитов образуются продукты жильной карбонатизации, в которых карбонатные прожилки часто расположены субпараллельно жилкам, выполненным хризотилом. Замещение оливина и ортопироксена арагонитом, признаки которого установлены в обр. FR05-13 и обр. FR05-07, очевидно, имело место на этом этапе внутрикоровой эволюции ультраосновного субстрата. Карбонатизация при эксгумации серпентинитов к поверхности приводит к замещению серпентина карбонатом, которое становится наиболее заметным при температуре ниже 50°C (Picazo et al., 2020). Финальным этапом коровой эволюции абиссальных перидотитов является их экспонирование на поверхности океанического дна, к которой они транспортируются вдоль полого падающих разломов срыва (detachment fault). В этой “точке прибытия” абиссальные перидотиты в тесной ассоциации с габброидами образуют внут-

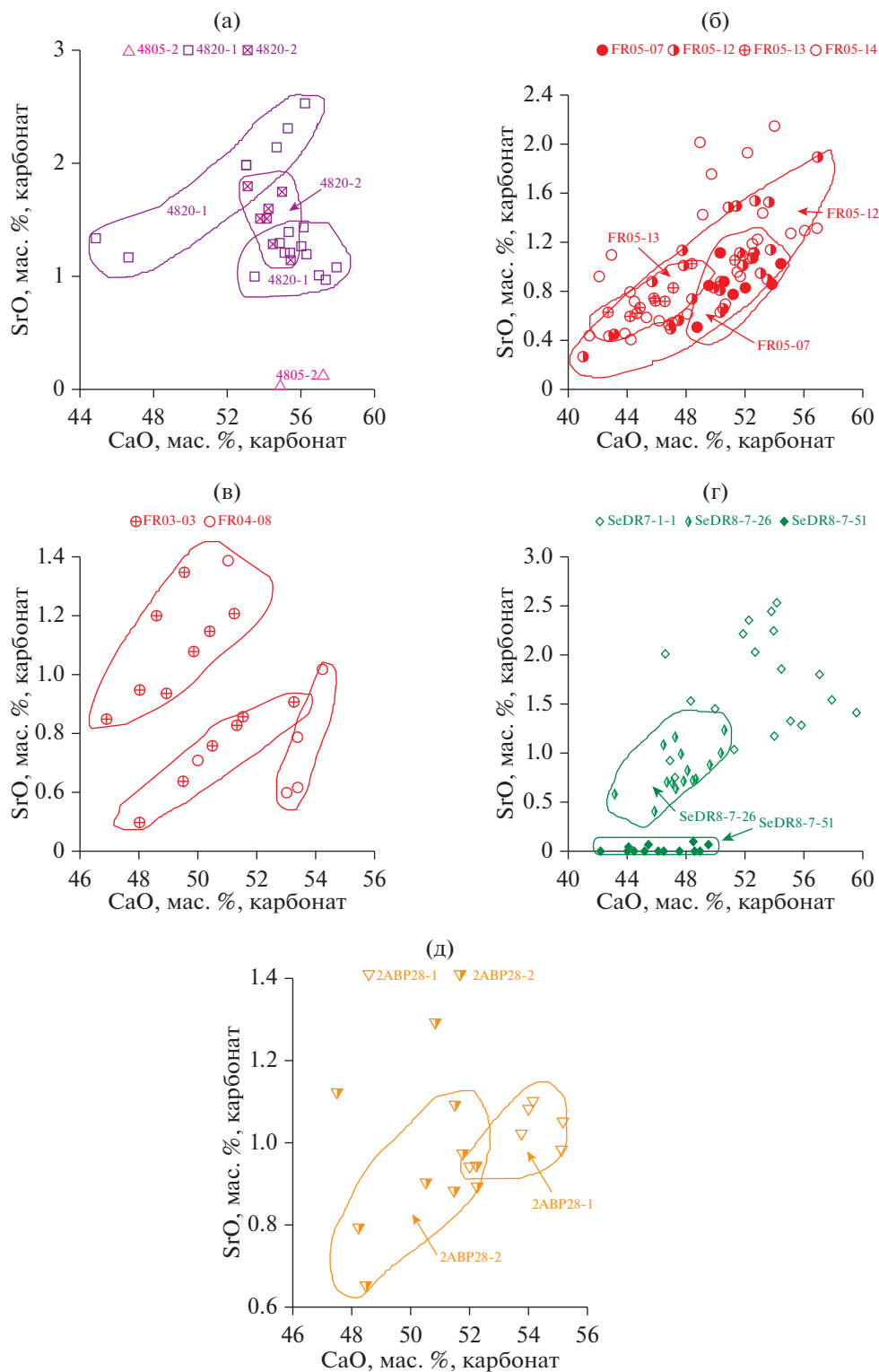


Рис. 14. Вариации содержаний CaO и SrO в карбонатах из карбонатизированных серпентинитов, отобранных в различных районах САХ.

(а) — гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4820-1, 4820-2) и массив Атлантик (обр. 4805-2); (б) — район пересечения САХ с разломной зоной "15°20'", ст. FR05; (в) — район пересечения САХ с разломной зоной "15°20'", обр. FR03-03 и FR04-08; (г) — гидротермальное поле Логачев, обр. SeDR7-1-1, SeDR8-7-26 и SeDR8-7-51; (д) — САХ, 17.53° ю.ш., обр. 2ABP28-1 и 2ABP28-2.

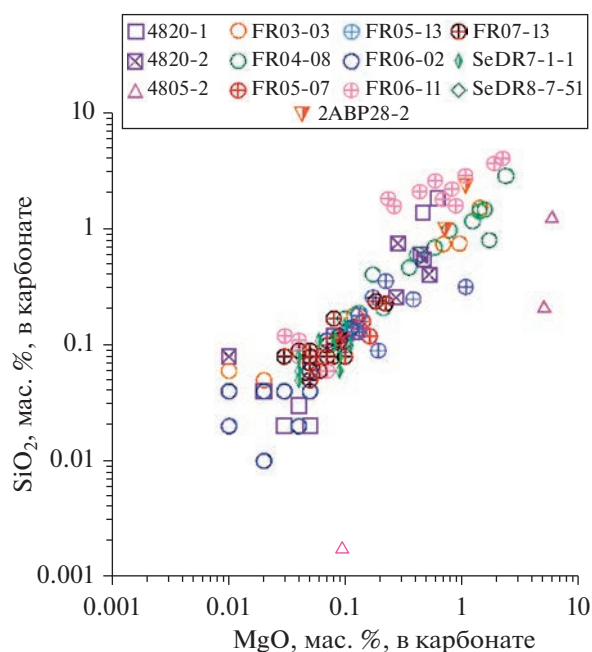


Рис. 15. Вариации содержаний MgO и SiO_2 в карбонатах из карбонатизированных серпентинитов, отобранных в различных районах САХ. Круги с крестами внутри и закрашенный наполовину ромб – составы, полученные на сканирующем микроскопе. Все остальные символы соответствуют составам, определенным на электронном микроанализаторе.

ренние океанические комплексы, а степень их карбонатизации резко возрастает по мере продолжительности времени их экспонирования на

поверхности океанического дна в окислительной обстановке (например, (Delacour et al., 2008; Силантьев и др., 2012)). Поскольку осевая зона САХ в районах, расположенных на пересечении рифтовой долины с трансформными разломами, характеризуется высокой тектонической активностью, карбонатизированные абиссальные породы, подвергаясь хрупким деформациям, превращаются в брекчированные породы, цемент которых представлен карбонатным материалом. Содержание карбоната в них может достигать 70% и более процентов объема породы.

Представленные выше данные позволяют на качественном уровне реконструировать последовательность событий, определивших минералогические и геохимические особенности карбонатизированных абиссальных перидотитов САХ (рис. 18). В ряду изученных образцов брусит был обнаружен только в образце аподунитового серпентинита SeDR8-7-27, в котором признаки карбонатизации отсутствуют. Учитывая быстрое растворение брусита на поверхности океанического дна в процессе подводного выветривания, можно прийти к заключению, что породы, представленные обр. SeDR8-7-27, были экспонированы на поверхности дна недавно относительно образцов из изученной коллекции, в которых брусит отсутствует. Как уже было отмечено выше, карбонатная фаза во всех изученных породах представлена преимущественно арагонитом, с которым в лишь в некоторых образцах ассоциирует кальцит. Так как в условиях поверхности океанического дна арагонит не устойчив и при долгом экспонировании

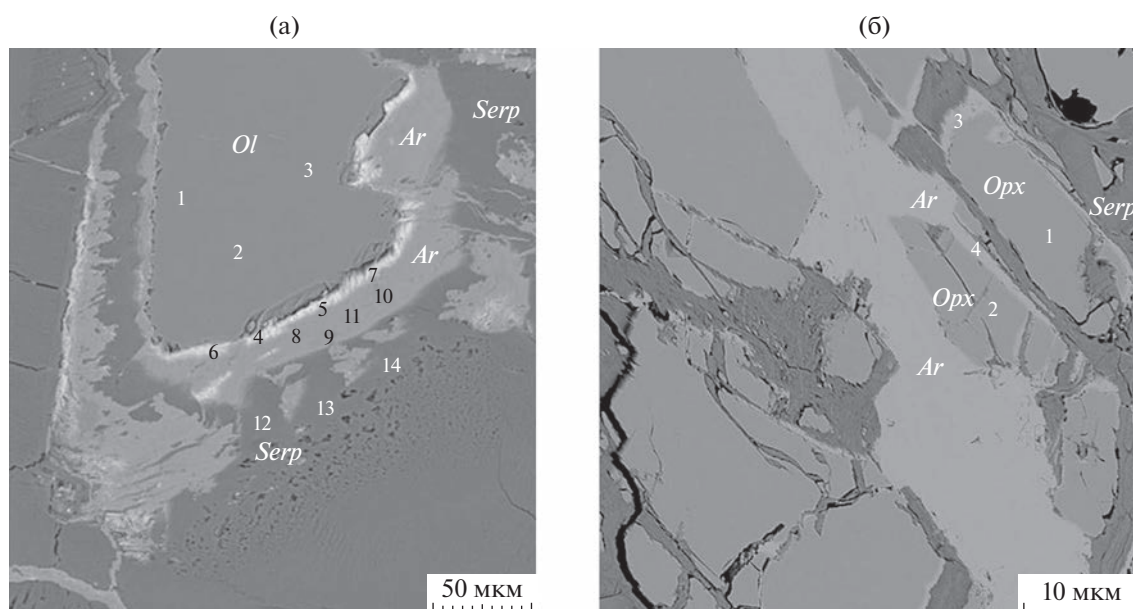


Рис. 16. Карбонатизация реликтовых оливина в обр. FR05-13 (а) и ортопироксена в обр. FR05-07 (б). Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Состав фаз определен в отмеченных на рисунках точках. *Ar* – арагонит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Serp* – серпентин.

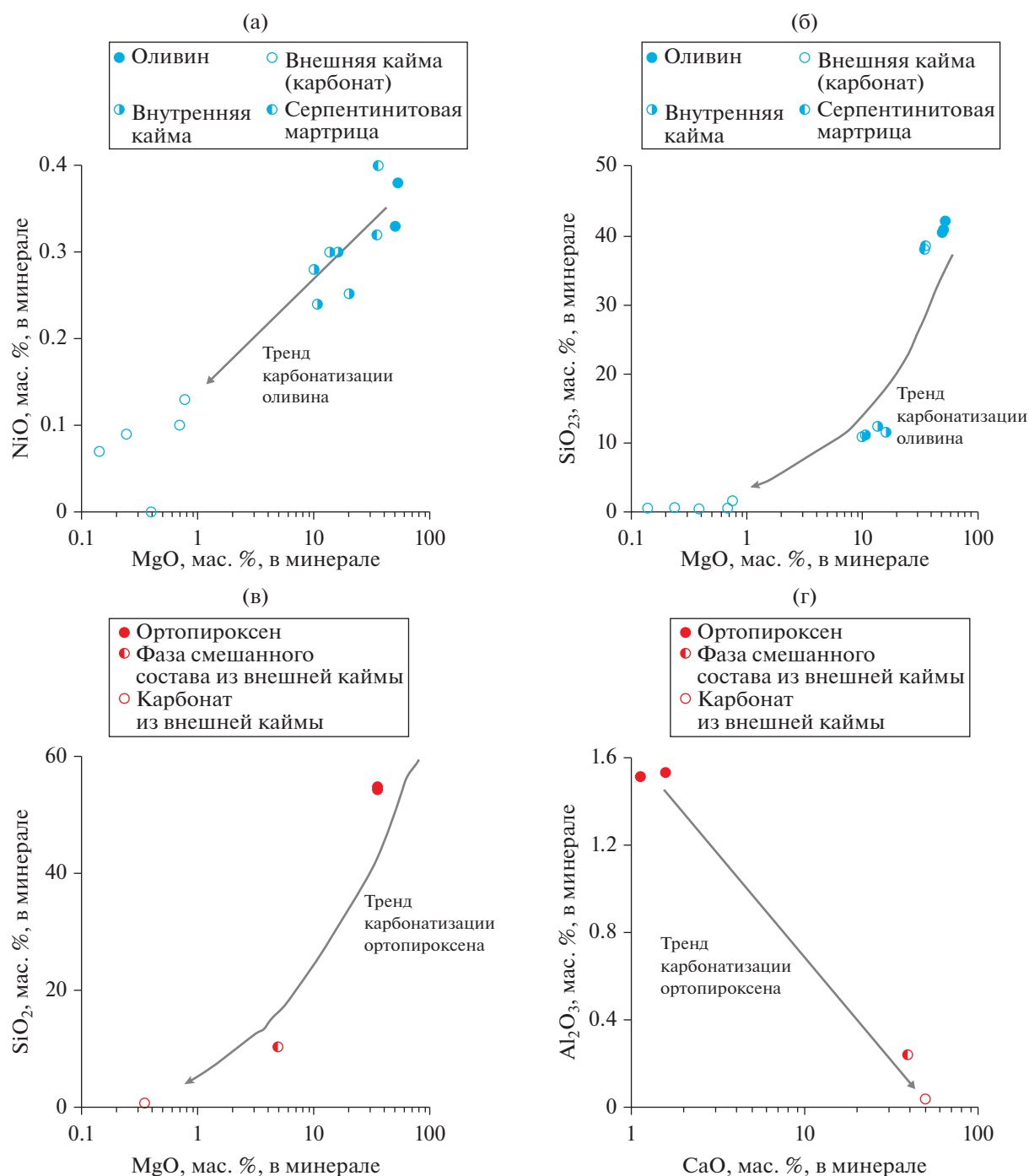


Рис. 17. Тренды изменения состава реликтового оливина (а, б) и ортопироксена (в, г) в абиссальных перидотитах при их карбонатизации. Состав оливина на (а, б) соответствует на рис. 16а точкам 1–3, состав внутренней (светлой) каймы вокруг оливина – точкам 4–7, состав внешней (серой) каймы вокруг оливина – точкам 8–11, состав серпентина из матрицы – точкам 12–14. Состав ортопироксена на (в, г) соответствуют на рис. 16б точкам 1 и 2, состав фазы смешанного состава – точке 3, состав карбоната из каймы вокруг ортопироксена – точке 4.

нии замещается кальцитом, редкое присутствие кальцита в образцах карбонатизированных абиссальных перидотитов, в свою очередь, может указывать на относительно недолгое нахождение этих пород на дне океана. Нельзя исключить так-

же образование арагонита в некоторых из изученных образцов при взаимодействии серпентинитов с низкотемпературным гидротермальным флюидом, так как это установлено для карбонатных построек гидротермального поля Лост Сити, со-

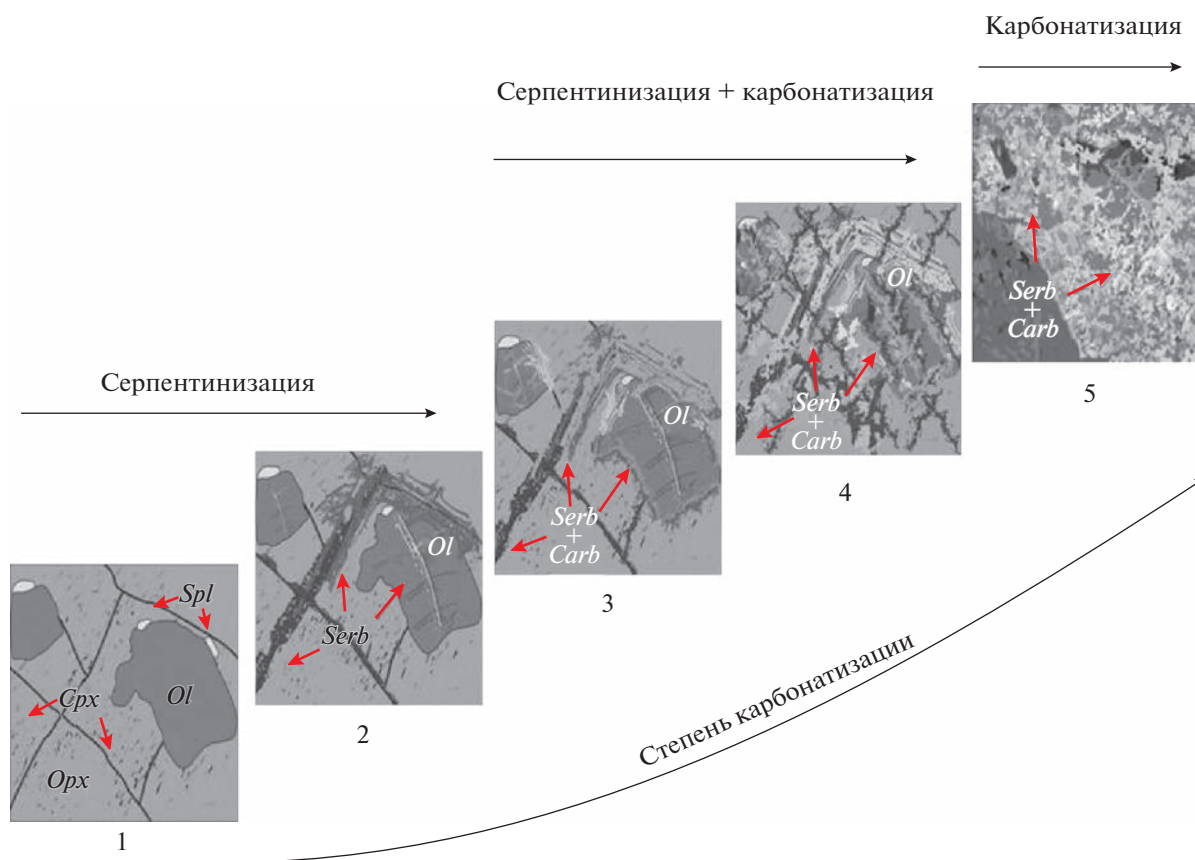


Рис. 18. Блок-схема, иллюстрирующая последовательную карбонатизацию абиссальных перидотитов САХ по мере их транспорта к поверхности океанического дна.

На уровне блоков 2 и 3 реализуется прожилковая карбонатизация, блок 4 отвечает проникающей карбонатизации, блок 5 — массивной карбонатизации. *Ol* — оливин, *Opx* — ортопироксен, *Cpx* — клинопироксен, *Spl* — шпинель, *Serp* — серпентин, *Carb* — карбонат.

стоящих из арагонита, кальцита и брусита и образованных за счет смешения низкотемпературного сильно восстановленного гидротермального флюида с морской водой (Ludwig et al., 2006). Возможно, сохранность арагонита в породах, экспонированных на поверхности океанического дна, связана также с тем, что высокая активность SiO_2 в гидротермальных растворах, обеспечивающих серпентинизацию абиссальных перидотитов, оказывает ингибирующее влияние на кристаллизацию кальцита при его замещении арагонитом (Kellermeier et al., 2013).

Часть образцов абиссальных перидотитов из изученной коллекции, как следует из табл. 1, была отобрана в районах осевой зоны САХ, включающих крупные гидротермальные поля, расположенные в серпентинитах: обр. 4820-1, 4820-2 — гидротермальное поле Рейнбоу; обр. 4805-2, 4805-9 — гидротермальное поле Лост Сити; обр. SeDR8-7-26, SeDR8-7-27, SeDR8-7-51 — гидротермальное поле Логачев. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что близость к активным гидротермальным полям районов отбора изученных образцов не

оказывает существенного влияния на геохимические и минералогические особенности представленных ими пород. Можно лишь заметить, что породы, отобранные вблизи низкотемпературного и безрудного гидротермального поля Лост Сити, характеризуются более низким содержанием хлора (1200–1800 г/т) по сравнению с породами из районов высокотемпературных гидротермальных полей, курильщики которых сложены полиметаллическими сульфидами: 2400–2700 г/т — поле Рейнбоу; 4300 г/т — поле Логачев. Возможно, эта геохимическая специфика изученных пород определяется различиями в физико-химических параметрах гидротермальных флюидов, ответственных за гидротермальную активность в районах этих гидротермальных полей.

Резюмируя результаты проведенного исследования, можно прийти к заключению, что в геохимических и минералогических особенностях карбонатизированных абиссальных перидотитов содержится важная информация о заключительных этапах аккреции океанической коры в низкоскоростных центрах спрединга. Есть основания считать, что

ультраосновной субстрат океанической коры начинает подвергаться карбонатизации уже на уровне глубинности корового разреза порядка 3.4–4.5 км. В минеральных ассоциациях, характерных для карбонатизированных абиссальных перидотитов записана ценная информация о последовательности событий, приводящих к образованию внутренних океанических комплексов медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Дальнейшее изучение карбонатизированных абиссальных перидотитов с привлечением методов изотопной геохимии и кинетико-термодинамического моделирования будет способствовать значительному развитию существующих представлений о главных факторах, определяющих современный облик разреза океанической коры, в строении которой преобладают абиссальные перидотиты.

Источники финансирования. Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 “Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Силантьев С.А. Отношение флюид/порода в процессах серпентинизации океанических ультраосновных пород, вмещающих гидротермальное поле Лост Сити, 30° с.ш., САХ // *Петрология*. 2015. Т. 23. № 6. С. 589–606.
- Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{88}\text{Sr}$) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.) // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 4. С. 413–430.
- Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.
- Силантьев С.А., МIRONENKO М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: Нисходящая ветвь // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 2. С. 154–174.
- Силантьев С.А., Новоселов А.А., Краснова Е.А. и др. Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 1. С. 1–20.
- Силантьев С.А., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. Характер распределения сидерофильных и халькофильных элементов в серпентинитах океанической литосферы как отражение магматической и внутрикоровой эволюции мантийного субстрата // *Геохимия*. 2016. № 12. С. 1059–1075.
- Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В. и др. Ультрамафит-мафитовая ассоциация плутонических пород и роговообманковые сланцы хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (Северо-Западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 5. С. 511–534.
- Andreani M., Mevel C., Boullier A.-M. et al. Dynamic control on serpentine crystallization in veins: constraints on hydration processes in oceanic peridotites // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2007. V. 8. № 2. Q02012. <https://doi.org/10.1029/2006GC001373>
- Bach W., Rosner M., Jöns N. et al. Carbonate veins trace seawater circulation during exhumation and uplift of mantle rock: results from ODP Leg 209 // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 311. № 3–4. P. 242–252.
- Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // *Tectonophysics*. 1997. V. 279. P. 193–213.
- Da Costa I.R., Barriga F.J.A.S., Taylor R.N. Late seafloor carbonate precipitation in serpentinites from the Rainbow and Saldanha sites (Mid-Atlantic Ridge) // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 173–181.
- Delacour A., Fruh-Green G.I., Bernasconi S.M. et al. Carbon geochemistry of serpentinites in the Lost City Hydrothermal System (30° N, MAR) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 3681–3702.
- Frisby C.P. Behavior of Rare Earth Elements and High-Field Strength Elements during Peridotite – Seawater Interaction: Ph. D. Thes. University of South Carolina, 2016. <https://scholarcommons.sc.edu/etd/3530>
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3553–3558.
- Jöns N., Bach W., Klein F. Magmatic influence on reaction paths and element transport during serpentinization // *Chemical Geol.* 2010. V. 274. P. 196–211.
- Jöns N., Kahl W.A., Bach W. Reaction-induced porosity and onset of low-temperature carbonation in abyssal peridotites: insights from 3D high-resolution microtomography // *Lithos*. 2017. V. 268–271. P. 274–284.
- Kelemen P.B., Matter J. In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage // *PNAS*. 2008. V. 105. № 45. P. 17295–17300.
- Kellermeier M., Glaab F., Klein R. et al. The effect of silica on polymorphic precipitation of calcium carbonate: an on-line energy-dispersive X-ray diffraction (EDXRD) study // *Nanoscale*. 2013. V. 5. P. 7054–7065.
- Klein F., Humphris S.E., Bach W. Brucite formation and dissolution in oceanic serpentinite // *Geochem. Perspectives Lett.* 2020. V. 16. P. 1–5. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2035>
- Klein F., McCollom T.M. From serpentinization to carbonation: new insights from a CO₂ injection experiment // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 379. P. 137–145.
- Kodolanyi J., Pettke T., Spandler C. et al. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 2. P. 235–270.
- Kuebler K.E. A comparison of the iddingsite alteration products in two terrestrial basalts and the Allan Hills 77005 martian meteorite using Raman spectroscopy and electron microprobe analyses // *J. Geophys. Res. Planets*. 2013. V. 118. P. 803–830.

- Lacinska A.M., Styles M.T., Bateman K. et al.* An Experimental study of the carbonation of serpentinite and partially serpentinitised peridotites // *Front. Earth Sci.* 2017. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00037>
- Ludwig K.A., Kelley D.S., Butterfield D.A. et al.* Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 3625–3645.
- Malvoisin B.* Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinitization is not isochemical // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 430. P. 75–85.
- Milliken K.L., Morgan J.K.* Chemical evidence for near seafloor precipitation of calcite in serpentinites (Site 897) and serpentinite breccias (Site 899), Iberia Abyssal Plane // Eds. R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus, D.G. Masson. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1996. V. 149. P. 553–558.
- Paulick H., Bach W., Godard M. et al.* Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments // *Chemical Geol.* 2006. V. 234. P. 179–210.
- Picazo S., Malvoisin B., Baumgartner L., Bouvier A.-S.* Low temperature serpentinite replacement by carbonates during seawater influx in the Newfoundland Margin // *Minerals.* 2020. V. 10. Iss. 2. <https://doi.org/10.3390/min10020184>
- Salters V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2004. V. 5. № 5. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Sharp Z.D., Barnes J.D.* Water soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226. P. 243–254.
- Styles M.T., Sanna A., Lacinska A.M. et al.* The variation in composition of ultramafic rocks and the effect on their suitability for carbon dioxide sequestration by mineralization following acid leaching // *Greenhouse Gases: Science and Technology.* 2014. V. 4. P. 440–451.
- Sulpis O., Agrawal P., Wolthers M. et al.* Aragonite dissolution protects calcite at the seafloor // *Nature Communications.* 2022. V. 13. P. 1104. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28711-z>
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tostevin R., Shields G.A., Tarbuck G.M. et al.* Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings // *Chemical Geol.* 2016. V. 438. P. 146–162.
- Ulrich M., Munoz M., Guillot S. et al.* Dissolution–precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. P. 952. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0952-8>
- Yatabe A., Vanko D.A., Ghazi M.* Petrography and chemical compositions of secondary calcite and aragonite in Juan de Fuca Ridge basalts altered at low temperature // Eds. A. Fisher, E.E. Davis, and C. Escutia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci. Res.* 2000. V. 168. P. 137–148.

Carbonatization of Serpentinites of the Mid-Atlantic Ridge:

1. Geochemical Trends and Mineral Assemblages

S. A. Silantyev¹, E. A. Krasnova^{1, 2}, D. D. Badyukov¹, A. V. Zhilkina¹,
T. G. Kuzmina¹, A. S. Gryaznova¹, and V. D. Sherbakov²

¹ *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

² *Moscow Lomonosov State University, Geosciences Department, Moscow, Russia*

Abyssal peridotite outcrops compose vast areas of the ocean floor in the Atlantic, Indian, and Arctic Oceans, where they are an indispensable part of the structure of the oceanic crust section formed in low-velocity oceanic spreading centers. The final stage in the evolution of abyssal peridotites in the oceanic crust is their carbonatization, which they undergo on the surface of the ocean floor or near it. The main goal of this study was reconstruction of the geochemical trends accompanying the carbonatization of abyssal peridotites using the example of MAR ultramafic rocks and to identify the main factors that determine their geochemical and mineralogical differences. It is shown that variations in the composition of rock-forming minerals and their characteristic assemblages indicate that the initial stages of carbonatization of abyssal peridotites occur in intra-crustal conditions simultaneously with the serpentinitization of these rocks. The final stage in the crustal evolution of abyssal peridotites is their exposure to the surface of the ocean floor, to which they are transported along the detachment faults. Here, abyssal peridotites in close association with gabbro form oceanic core complexes, and the degree of their carbonatization sharply increases with the duration of their exposure on the surface of the ocean floor. The presented data made it possible to qualitatively reconstruct the sequence of events that determined the mineralogical and geochemical features of carbonatized abyssal peridotites of the MAR.

Keywords: mid-ocean ridges, abyssal peridotites, serpentinites, carbonation, oceanic lithosphere

УДК 552.4

ВАРИАНЦИИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА НЕОАРХЕЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА: СЛЕДСТВИЕ РАЗЛИЧНЫХ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ИЛИ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ

© 2023 г. О. М. Туркина*

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

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

Поступила в редакцию 16.05.2022 г.

После доработки 12.08.2022 г.

Принята к публикации 18.09.2022 г.

Представлены геохимические и изотопные характеристики неоархейских (2.7–2.66 млрд лет) мафических гранулитов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона). Мафические и преобладающие кислые гранулиты слагают фрагменты метаморфического комплекса среди неоархейских и палеопротерозойских гранитоидов. Мафические гранулиты характеризуются минеральной ассоциацией $Spx + Pl \pm Hbl \pm Opx \pm Qz$ и по содержанию главных и немобильных редких элементов среди них можно выделить два типа. Доминирующие породы первого типа характеризуются широкими диапазонами $Mg\#$, TiO_2 , немобильных редких элементов (PЗЭ, Zr, Nb) и преимущественно положительных $\epsilon_{Nd}(T)$. Повышенное $(La/Sm)_n$ и обогащение Th и легкими PЗЭ относительно Nb мафических гранулитов первого типа является типичным для базальтов субдукционного происхождения или контаминированных коровым материалом. Отсутствие обратной зависимости между $(La/Sm)_n$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ и отчетливая прямая корреляция TiO_2 и Nb свидетельствуют против влияния коровой контаминации на состав мафических гранулитов. Модель образования их магматических протолитов предполагает плавление деплетированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, измененных под воздействием расплавов, образовавшихся из базальтов или терригенных осадков субдуцирующей плиты. Мафические гранулиты второго типа имеют более узкий диапазон $Mg\#$ и TiO_2 , положительные $\epsilon_{Nd}(T)$, плоские редкоземельные спектры и лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный деплетированный мантийный источник. Разности, контаминированные породами палеоархейской коры, отличаются повышенными значениями $(La/Sm)_n$, обеднением Nb относительно Th и легких PЗЭ и отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$. Постмагматические процессы, связанные с воздействием инъецирующих гранитоидов, приводят к обогащению мафических гранулитов биотитом и апатитом, росту концентраций K_2O , P_2O_5 , значительному накоплению Zr, Nb, Th, легких PЗЭ и отрицательным $\epsilon_{Nd}(T)$. Различие мафических гранулитов первого и второго типа не связано с коровой контаминацией, а обусловлено вкладом в их образование двух типов источников: астеносферной и субконтинентальной литосферной мантии. Субконтинентальная литосферная мантия Иркутского блока на неоархейское время (~2.7 млрд лет) была изотопно-деплетированной, а ее обогащение некогерентными редкими элементами, предположительно под действием расплавов, генерированных из пород субдуцирующей плиты, непосредственно предшествовало мафическому магматизму.

Ключевые слова: архей, мафические гранулиты, изотопный Nd состав, мантийные источники

DOI: 10.31857/S0869590323020061, **EDN:** GROTAW

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы основного состава являются главным компонентом архейских зеленокаменных поясов и входят в состав метаморфических комплексов раннедокембрийских гранулитовых провинций. Интерпретация их происхождения в значительной степени базируется на геохимических и изотопных данных, что создает основу для оценки вещественных характеристик архейской

мантии. Вместе с тем исследование даже базальтов фанерозоя показывает, что геохимические и изотопные характеристики основных пород могут быть обусловлены как характером мантийных источников, так и взаимодействием с породами коры. Например, такая геохимическая черта базальтов как обеднение Nb относительно Th и легких PЗЭ присуща как субдукционным вулканитам, так и базальтам, контаминированным коровым мате-

риалом (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Аналогичные интерпретации предлагаются и для раннедокембрийских базитов, имеющих сходные геохимические характеристики и широкие вариации изотопного состава (Puchtel et al., 1997; Sandeman et al., 2006; Polat, 2009; Jenner et al., 2009; Furnes et al., 2013; Pearce et al., 2021; Sotiriou et al., 2022). Наибольшие сложности возникают при анализе генезиса мафических пород в составе гранулитовых комплексов, которые вследствие неоднократного метаморфизма, сопряженного с инъекциями гранитоидов, могут быть изменены в результате постмагматических процессов.

На юго-западе Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ) мафические гранулиты, протолитами которых были магматические породы основного состава, являются одним из главных компонентов метаморфического комплекса Иркутского блока. С момента образования эти породы испытали два этапа складчатости и высокотемпературного метаморфизма в конце неогары и позднем палеопротерозое (Turkina et al., 2012). В настоящей работе представлены данные по геохимии и изотопному Nd составу мафических гранулитов Иркутского блока. Полученные результаты использованы для: 1) оценки влияния постмагматических процессов на распределение петрогенных и редких элементов в основных гранулитах, 2) анализа вероятного вклада коровой контаминации, 3) выяснения происхождения магматических протолитов и характера мантийных источников.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ИРКУТНОГО БЛОКА

Большая часть фундамента Сибирской платформы перекрыта мощным (типично 2–5 км) осадочным чехлом. Раннедокембрийские комплексы обнажены на Алданском и Анабарском щитах и ряде поднятий на юго-западе кратона, а также в Ангарском и Ачитканском орогенных поясах (рис. 1а). В структуре Сибирского кратона выделяется несколько тектонических провинций: Тунгусская, Маганская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая (Rosen et al., 1994; Smelov, Timofeev, 2007). Кристаллические комплексы наиболее крупной Тунгусской провинции, представляющей западную часть Сибирского кратона, выходят на поверхность в ряде выступов фундамента только на юго-западе (рис. 1а). Наиболее крупный из них Шарыжалгайский выступ протягивается на 350 км от оз. Байкал до р. Ока на северо-западе. Юго-западная граница Шарыжалгайского выступа это Главный Саянский разлом, на северо-востоке он перекрыт неопротерозойско-фанерозойским осадочным чехлом. Несколько су-

турных зон и разломов северо-западного и северного простирания делят Шарыжалгайский выступ на Булунский и Олотский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые блоки (рис. 1б). Финальное сочленение этих блоков в палеопротерозое сопровождалось метаморфизмом, гранитоидным и базитовым магматизмом в интервале 1.86–1.84 млрд лет (Туркина, Капитонов, 2019).

Иркутский блок, представляющий юго-восточную треть Шарыжалгайского выступа, характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой, сформированной в результате палеопротерозойских коллизионных событий (Грабкин, Мельников, 1980; Horgood, Bowes, 1990). В детально исследованном разрезе по побережью оз. Байкал установлена двустадийная история палеопротерозойских процессов (Horgood, Bowes, 1990). На первой стадии в условиях сжатия происходило формирование узких изоклинальных складок, сменяющихся асимметричными и субвертикальными и внедрением жильных гранитоидов. Вторая стадия в обстановке постколлизии растяжения характеризуется развитием куполовидных поднятий, ядра которых выполнены гранитоидами. Крылья куполовидных структур образованы мафическими и кислыми гранулитами, тогда как широкие межкупольные зоны сложены парагнейсами с подчиненными мраморами и кальцифирами (Грабкин, Мельников, 1980). Для западной части Иркутского блока (междуречье Тойсука и Китоя) характерно чередование полого залегающих пластин, сложенных преобладающими кислыми и мафическими ортогранулитами и подчиненными высокоглинозистыми парагнейсами, которые интенсивно инъецированы гранитоидным материалом.

В строении Иркутского блока доминируют раннедокембрийские гранитоиды. Архейские деформированные и преимущественно гнейсовидные граниты образуют неправильной формы тела и содержат разноразмерные (до первых сотен метров) реликты метаморфического комплекса. В метаморфическом комплексе выделено три ассоциации архейских пород. Доминирующая **первая ассоциация** включает двупироксеновые ($\pm$ амфибол) мафические и преобладающие ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты. Мафические гранулиты составляют не более 30%. Кислые и мафические гранулиты слагают крылья купольных структур и участки близкой к изоклинальной складчатости в разрезе по побережью оз. Байкал, чередуясь между собой, а также образуют отдельные полого залегающие пластины на западе блока. Наряду с субпластовыми деформированными телами, мафические гранулиты слагают многочисленные включения в палеопротерозойских чарнокитах размером от десятков сантиметров до первых метров на юго-востоке блока. Формирование магматических протолитов мафических и кислых гранулитов

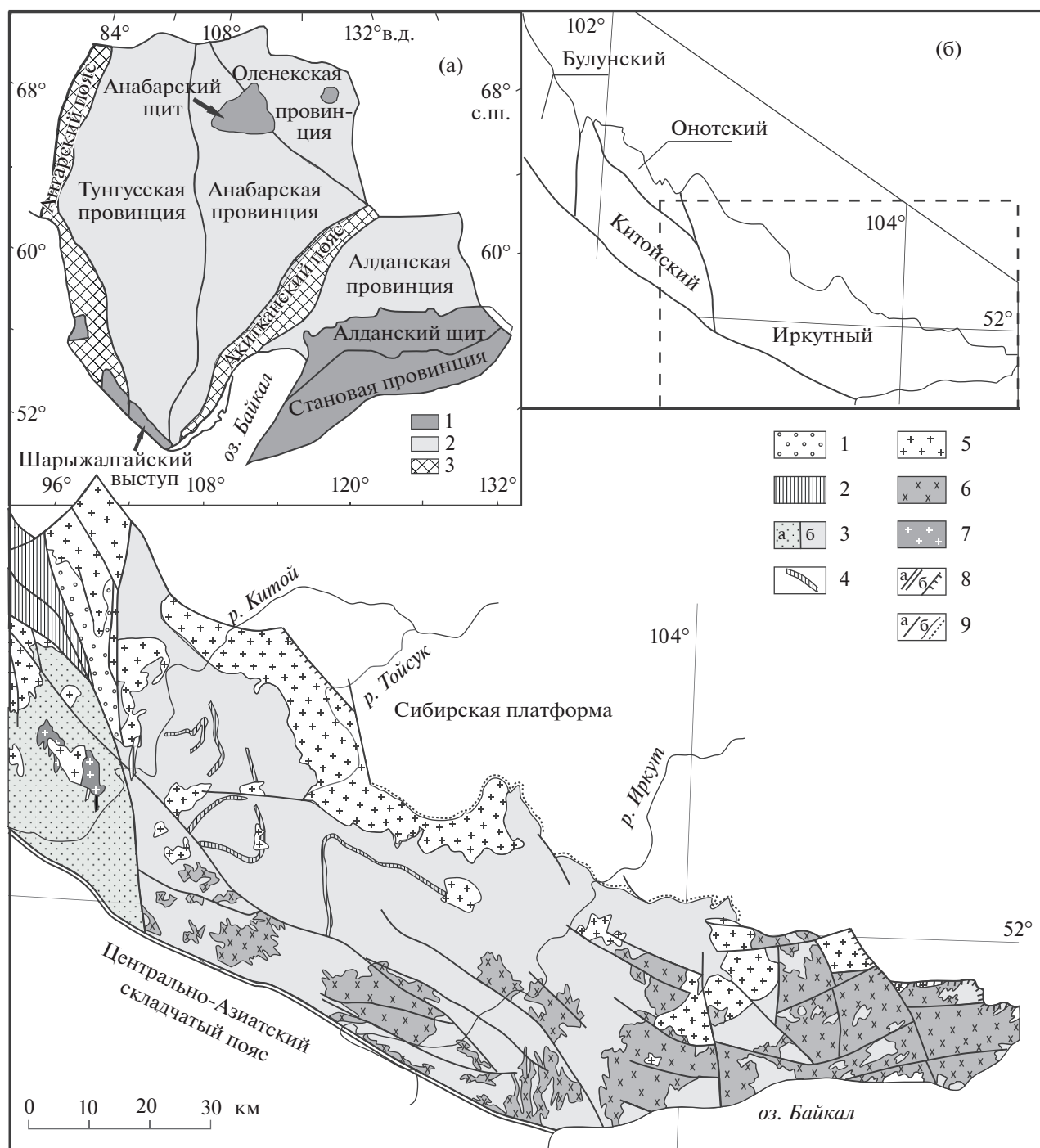


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 — нижнепротерозойские отложения; 2 — метасадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП; 3 — архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (а) и Иркутного (б) блоков; 4 — палеопротерозойские гранитоиды; 5 — архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 6 — архейские гранитоиды; 7 — тектонические границы: а — разломы, б — надвиги; 8 — геологические границы (а), границы несогласного залегания (б). На врезке (а): Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке (б): Схема блоков Шарыжалгайского выступа.

относится к позднему неоархею — 2.7–2.66 млрд лет (Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012).

Ко **второй ассоциации** отнесены ортопироксеновые и двупироксеновые гранулиты среднего

состава, которые образуют немногочисленные включения среди пород первой ассоциации в восточной части разреза по побережью оз. Байкал. Эти гранулиты содержат магматические ядра

циркона с возрастом 3.4–3.3 млрд лет (Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011) и представляют собой фрагменты палеоархейской коры, латеральное распространение которой трассируется в изотопных характеристиках неархейских пород.

Третья ассоциация представлена высокоглиноземистыми (ортопироксен-силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовыми) парагнейсами, которые образуют пластины, чередующиеся с мафическими и кислыми гранулитами на юго-западе и в центральной части Иркутского блока. Протолиты парагнейсов это аргиллиты и пелитовые аргиллиты. Парагнейсы содержат преобладающие мезоархейские детритовые цирконы и были метаморфизованы около 2.5 млрд лет назад (Туркина и др., 2017).

Для Иркутского блока установлено два основных этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженного интрузивного магматизма: неархейский и палеопротерозойский. Высокотемпературный метаморфизм неархейского этапа (2.54–2.57 млрд лет) сопровождался формированием многочисленных жильных тел и небольших массивов гнейсовидных гранитоидов с возрастом 2.53–2.56 млрд лет (Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012; Туркина и др., 2017). По содержанию Ti в метаморфических цирконах из ортогранулитов температуры неархейского метаморфизма оценены в диапазоне 790–830°C (Туркина, 2022). Второй этап коллизионного гранулитового метаморфизма (1.85–1.86 млрд лет) характеризуется пиковыми параметрами: $P = 7–8$ кбар и $T = 850–870^\circ\text{C}$ и трендом субизотермальной декомпрессии, свидетельствующим о реализации в обстановке растяжения (Сухоруков, 2013; Сухоруков, Туркина, 2018). К палеопротерозойскому этапу (1.84–1.87 млрд лет) относится формирование крупных гранитоидных интрузий и многочисленных жильных тел гранитоидов (Сальникова и др., 2007; Туркина, Капитонов, 2019), а также проявления базитового магматизма в виде роев даек и небольших силлопоподобных тел ~1.86 млрд лет) (Гладкочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016; Туркина и др., 2022).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метабора-том лития при 1050°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения

стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% HNO_3 и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокочargedных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокочargedных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокочargedных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. При анализе используются аттестованные международные стандарты (BHVO-1, BCR-1, G-2). Пределы обнаружения редкоземельных и высокочargedных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–5 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение составило 0.1–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения (2σ) концентраций Sm, Nd и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила 0.5%, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.005\%$. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ скорректировано относительно значения 0.512115 для стандарта JNdi (Tanaka et al., 2000). За период измерений средневзвешенное значение для 10 определений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для JNdi составило 0.512108 ± 7 (2σ), нормализованное относительно $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ определены с использованием современных величин для CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ

Высокотемпературные мафические магмы, кристаллизация которых происходила в пределах континентов, нередко испытывали контаминацию коровым материалом на уровне промежуточных камер или при перемещении, а также могли ассимилировать коровые породы в процессе фракционной кристаллизации на уровне становления. Влияние этих процессов приводило к существенному изменению состава мафических пород в сравнении с исходными магмами. Примеры и различные диагностические признаки мафических пород, имеющих вклад корового материала в их генезис, широко обсуждаются в литературе (Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009 и др.). На основании опубликованных данных можно суммировать главные геохимические критерии коровой контаминации для ряда когенетичных мафических по-

род: (1) увеличение содержания SiO_2 и снижение значения $\text{Mg\#}$, (2) обогащение некогерентными редкими элементами, концентрирующимися в сиалических породах в сравнении с производными мантийных источников: Th, легкими РЗЭ, Zr, Nb, но не TiO_2 (поскольку сиалические породы обеднены этим элементом), (3) возрастание величины $(\text{La/Sm})_n$, (4) значения $(\text{Nb/La})_{\text{pm}} < 1$ и $(\text{Nb/Th})_{\text{pm}} < 1$, т.е. наличие Nb-минимума на мультиэлементных спектрах, (5) широкий диапазон повышенных значений $(\text{Nb/Y})_{\text{pm}} > 2$, (6) отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, (6) обратная корреляция между $(\text{La/Sm})_n$ и $(\text{Nb/La})_{\text{pm}}$, $(\text{La/Sm})_n$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. Ни один из этих критериев сам по себе не является бесспорным признаком коровой контаминации, и только вся совокупность признаков служит обоснованием вклада сиалического материала в генезис мафических пород на коровом уровне.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Большая часть образцов для исследования была отобрана в разрезе по побережью оз. Байкал, где мафические гранулиты образуют более крупные (до первых десятков метров) фрагменты среди доминирующих гранитоидов. По минеральному составу среди мафических гранулитов выделяются двупироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые разности. Пространственных закономерностей в их размещении не установлено. Мафические гранулиты — это мелко-среднезернистые породы с минеральной ассоциацией $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hbl} \pm \text{Opx} \pm \text{Qz}$, имеющие массивную текстуру и гранобластовую структуру (рис. 2). Содержание темноцветных минералов составляет 40–60%. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом и цирконом. В контакте с жильными гранитами в мафических гранулитах развивается биотит, происходит обогащение апатитом и цирконом.

По содержанию SiO_2 (46.4–50.8 мас. %) и соотношению Nb/Y-Zr/TiO_2 большинство мафических гранулитов отвечают базальтам. Лейкократовые разности с SiO_2 до 53.9 мас. % встречаются среди гранулитов, измененных в контакте с гранитоидами. Мафические гранулиты имеют широкий диапазон содержаний MgO (12.4–4.5 мас. %) и TiO_2 (0.6–2.4 мас. %). По содержанию TiO_2 , некогерентных элементов и характеру спектров РЗЭ среди мафических гранулитов выделено два типа (табл. 1, рис. 3).

В первый, доминирующий тип отнесены мафические гранулиты ($\text{Mg\#} = 53\text{--}21$), варьирующие от низко- ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.1$ мас. %) до умеренно-титанистых ($\text{TiO}_2 = 1.4\text{--}2.4$ мас. %). Они характеризуются трендами роста FeO^* , TiO_2 , P_2O_5 и слабого

снижения содержания CaO при уменьшении $\text{Mg\#}$ (рис. 3). Наиболее магнезиальные разности обеднены некогерентными редкими элементами ($\text{Zr} = 33\text{--}54$ ppm, $\text{Nb} = 2\text{--}4.2$ ppm) и имеют слабо фракционированные спектры РЗЭ ($(\text{La/Sm})_n = 1.6\text{--}2.5$) (рис. 4а, 4в, 5а). С повышением содержания TiO_2 возрастают концентрации Zr (59–192 ppm) и Nb (3.9–9.7 ppm), а также содержание РЗЭ при постоянной величине $(\text{La/Sm})_n$, составляющей 1.7–2.6 (рис. 4в, 5в). Мультиэлементные спектры всех пород первого типа имеют сходную конфигурацию с отчетливым обеднением Nb относительно Th и La (рис. 5б, 5г).

Во второй тип объединены гранулиты с $\text{Mg\#} = 57\text{--}22$, умеренным содержанием TiO_2 (0.6–1.8 мас. %), Zr (18–116 ppm) и Nb (1.6–5.7 ppm) (рис. 3 и 4). Гранулиты этого типа слагают редкие субпластовые или дайкообразные тела. Минеральные ассоциации этих пород аналогичны другим типам и отвечают гранулитовой фации метаморфизма, что определяет формирование их магматических протолитов до рубежа ~1.85 млрд лет. Характерная черта этого типа — обогащение тяжелыми РЗЭ и нефракционированные редкоземельные спектры со слабым обеднением легкими лантаноидами ($(\text{La/Sm})_n = 0.8\text{--}1.1$) (рис. 5д). Мультиэлементные спектры гранулитов второго типа плоские с обеднением Th относительно Nb (рис. 5е).

Самостоятельную группу представляют биотитсодержащие мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитами и чарнокитами. Характерная черта этих пород — повышенные содержания K_2O (1.2–1.6 мас. %) и P_2O_5 , с чем связано развитие биотита и апатита соответственно. Эти породы отличаются также обеднением CaO (7.2–8.9 мас. %) относительно большинства гранулитов ($\text{CaO} = 9.6\text{--}11.9$ мас. %) (рис. 3г). Они имеют повышенные содержания Th (1.4–5.2 ppm), Ba (338–724 ppm, Rb (16–72 ppm), Zr (73–273 ppm), легких РЗЭ в сравнении с большинством мафических гранулитов (рис. 4, 5ж). Их мультиэлементные спектры сходны с породами первого типа, но отличаются минимумом по Ti (рис. 5з).

Мафические гранулиты первого типа демонстрируют отчетливо выраженные тренды возрастания концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb с увеличением содержания TiO_2 и снижением $\text{Mg\#}$, что предполагает образование магматических протолитов из сходных по происхождению магм (рис. 4). Биотитсодержащие гранулиты отклоняются от общих трендов в область повышенных концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb, Th. Резко отличаются мафические гранулиты второго типа, имеющие низкое содержание легких РЗЭ при перекрывающихся с доминирующими разностями $\text{Mg\#}$ и концентрациями TiO_2 , Zr, Nb (рис. 4), что предполагает

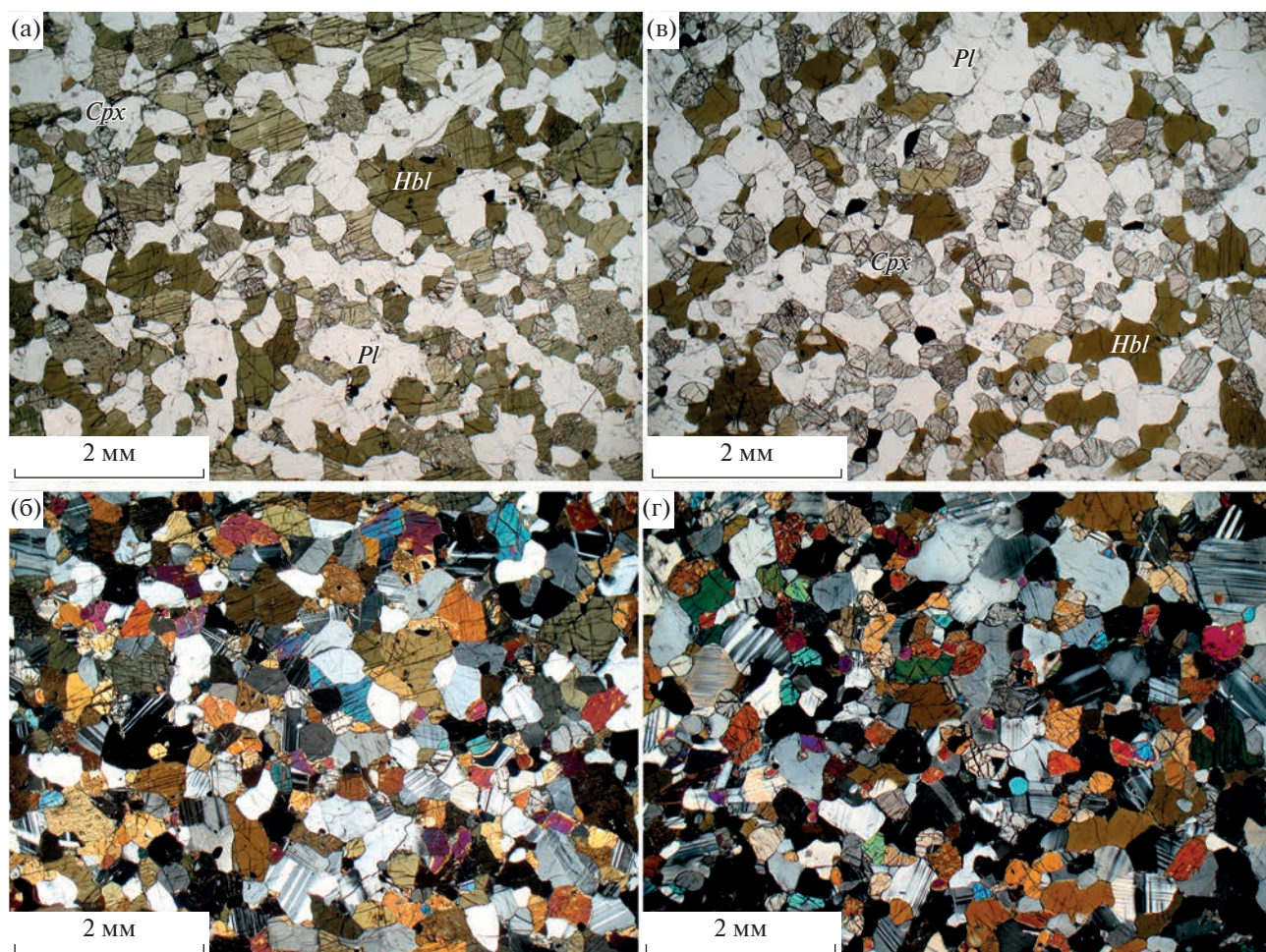


Рис. 2. Микрофотографии мафических гранулитов: (а, б) — первый тип, (в, г) — второй тип, при скрещенных николях в проходящем свете.

образование их протолитов из другой исходной магмы.

Таким образом, анализ геохимических данных свидетельствует о формировании протолитов мафических гранулитов из двух различных магм. Доминирующими являются низко- до умеренно-титанистые магмы, в различной степени обогащенные легкими РЗЭ и высокозарядными элементами (Zr, Nb). Второй тип умеренно-титанистых магм деплетирован легкими РЗЭ при близком содержании высокозарядных элементов.

ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd СОСТАВ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ гранулитов рассчитаны на 2.7 млрд лет, что соответствует возрасту их магматических протолитов (Turkina et al., 2012). Доминирующие гранулиты первого типа характеризуются высоким $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.186–0.134) и широким диапазоном $\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.9 до +0.5 (табл. 2, рис. 6а).

Положительные $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.3 до +0.4 и наиболее высокие $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.199–0.184) имеют гранулиты второго типа, резко отличающиеся от преобладающих пород по редкоэлементному составу. Выделяется два образца с отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$ (–1.5 и –1.4) и с повышенными $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.5–2.0$, что определяет их сходство с породами первого типа, но и повышенными $(\text{Nb}/\text{La})_{pm} = 0.74–0.45$, подобными гранулитам второго типа. Наконец, биотитсодержащие мафические гранулиты характеризуются низкими $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.107–0.144$ и отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$ от –1.9 до –0.2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постмагматическое изменение мафических гранулитов и влияние взаимодействия с гранитоидами

Высокотемпературный метаморфизм, которому подвержены мафические гранулиты, не позволяет определить возможное влияние предшеству-

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в мафических гранулитах Иркутского блока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	194-84	35-08	107-84	292-84	179-84	84-84	191-84	75-84	33-08
SiO ₂	48.13	49.67	46.4	49.07	49	47.91	48.31	46.69	48.13
TiO ₂	0.68	0.8	0.96	1.12	0.98	0.85	0.89	1.49	1.39
Al ₂ O ₃	16.24	14.4	13.55	13.79	14.45	14.81	16.32	14.06	14.15
Fe ₂ O ₃ *	10.21	11.48	14.56	14.31	11.64	13.04	11.33	14.97	15.59
MnO	0.15	0.18	0.13	0.21	0.2	0.20	0.15	0.24	0.22
MgO	10.4	8.46	12.41	6.50	9.09	8.21	8.09	6.65	6.39
CaO	11.88	10.71	10.79	10.80	10.86	11.43	10.42	10.66	9.7
Na ₂ O	1.64	3.25	1.39	2.69	1.19	2.44	2.87	3.24	2.62
K ₂ O	0.17	0.86	0.54	0.85	0.1	0.60	0.86	0.72	0.65
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.05	0.08	0.1	0.08	0.10	0.17	0.16
П.п.п.	0.39	0.94	0.1	0.39	0.4	0.14	0.54	0.66	1.94
Сумма	99.9	100.2	100.9	99.99	98.0	99.94	100.1	99.6	100.3
Th	0.12	1.08	0.47	1.13	1.29	1.9	1.5	0.88	0.75
Rb	3	6.5	6.0	11.8	1.24	7	12	6.7	9.0
Ba	72	48	95	110	62	64	128	134	131
Sr	234	86	131	65	203	127	239	250	202
La	3.7	5.5	8.8	6.6	8.8	10	11	9.8	11.6
Ce	8.6	10.8	20.0	15	19.4	24	23	22	26
Pr	1.29	1.55	2.8	2.1	2.8	3.2	3.0	3.2	3.9
Nd	5.9	6.1	12.5	9.8	11.7	12	12	14.1	15.5
Sm	1.5	1.55	2.8	2.7	2.7	3.1	2.7	3.4	3.9
Eu	0.55	0.52	0.88	0.98	0.88	0.75	0.82	1.02	1.10
Gd	1.99	2.0	3.3	3.8	2.8	3.2	3.0	4.2	4.7
Tb	0.35	0.38	0.58	0.64	0.51	0.57	0.47	0.71	0.77
Dy	2.2	2.3	3.7	4.2	3.1	3.6	2.7	4.2	5.1
Ho	0.45	0.51	0.77	0.90	0.64	0.78	0.55	0.9	0.96
Er	1.28	1.53	2.3	2.7	1.79	2.3	1.7	2.5	2.9
Tm	0.19	0.26	0.36	0.41	0.27	0.35	0.27	0.36	0.45
Yb	1.22	1.47	2.4	2.5	1.79	2.3	1.6	2.2	2.8
Lu	0.17	0.25	0.35	0.39	0.26	0.34	0.25	0.31	0.45
Zr	33	39	36	63	53	50	54	59	89
Hf	1.09	1.10	1.15	1.83	1.56	1.5	1.5	1.84	2.4
Ta	0.18	0.28	0.21	0.23	0.24	0.19	0.26	0.2	0.37
Nb	1.99	2.5	4.2	5.1	3.3	2.7	3.6	3.9	4.8
Y	14.5	15.0	25	26	19.6	22	17	27	28
Cr	272	305	210	142	279	326	348	99	89
Ni	174	110	217	78	182	140	144	102	69
Co	50	—	63	50	57	52	48	58	—
V	168	—	297	349	245	277	208	269	—
Mg#	53	45	49	34	46	41	44	33	31
(La/Yb) _n	2.0	2.5	2.5	1.8	3.3	3.1	4.5	3.0	2.8
(La/Sm) _n	1.6	2.2	1.9	1.5	2.0	2.1	2.5	1.8	1.9
(Nb/La) _{pm}	0.52	0.44	0.45	0.74	0.37	0.25	0.32	0.38	0.39
Nb/Nb*	1.1	0.4	0.7	0.7	0.4	0.2	0.3	0.5	0.6
(Th/La) _{pm}	0.3	1.6	0.4	1.4	1.2	1.5	1.1	0.7	0.5
(Nb/Y) _{pm}	0.86	1.05	1.06	1.21	1.07	0.77	1.35	0.90	1.06

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17
	89-84	279-84	253-84	316-84	223-84	106-84	171-84	238-84
SiO ₂	48.09	50.77	50.78	48.52	47.20	49.09	47.35	47.48
TiO ₂	1.78	1.59	1.53	1.37	1.72	2.09	2.18	2.41
Al ₂ O ₃	13.13	13.67	14.16	13.7	15.91	11.84	12.02	13.19
Fe ₂ O ₃ *	15.95	15.27	14.00	14.73	14.33	16.86	17.86	18.98
MnO	0.27	0.26	0.20	0.22	0.19	0.2	0.2	0.27
MgO	5.62	5.78	7.14	6.72	6.78	7.24	8.15	4.53
CaO	9.99	9.66	10.79	11.88	9.46	10.36	9.79	9.82
Na ₂ O	3.25	1.56	1.06	1.13	2.86	2.2	2.3	2.44
K ₂ O	0.53	0.44	0.33	0.22	0.96	0.42	0.5	0.76
P ₂ O ₅	0.2	0.15	0.18	0.13	0.27	0.24	0.26	0.23
П.п.п.	0.4	0.84	-0.32	1.66	0.05	0.01	0.01	-0.24
Сумма	99.2	100.0	100.0	100.3	99.89	100.6	100.6	100.0
Th	1.54	3.2	4.3	2.5	2.9	0.54	1.12	0.68
Rb	4.1	11.2	2.5	2.3	8.0	5.7	4.5	6.5
Ba	196	246	53	43	114	197	212	116
Sr	219	137	90	80	144	189	230	183
La	13.4	16.8	17	24	19	12	27	17
Ce	31	38	36	66	42	26	61	40
Pr	4.4	5.2	4.4	10.2	5.2	3.8	8.2	5.5
Nd	19.8	22	19	44	22	16.7	33	25
Sm	4.8	4.9	4.5	9	5.5	4.2	6.6	6.0
Eu	1.69	1.61	1.15	2.7	1.14	1.42	1.81	1.82
Gd	5.5	5.3	5.1	7.6	5.6	5.4	7.2	6.9
Tb	0.93	0.93	0.88	1.09	0.90	0.89	1.12	1.09
Dy	5.9	6.1	5.8	6	5.9	5.7	7.1	6.8
Ho	1.26	1.32	1.26	1.16	1.24	1.15	1.45	1.50
Er	3.6	3.9	3.6	3.3	3.3	3.4	4	4.2
Tm	0.6	0.66	0.53	0.5	0.47	0.5	0.59	0.63
Yb	3.5	3.9	3.4	3.1	3.0	3.2	4	3.8
Lu	0.53	0.53	0.49	0.43	0.45	0.45	0.59	0.54
Zr	83	79	99	65	123	102	114	192
Hf	2.8	2.7	2.7	2.3	2.9	3.2	3.6	4.9
Ta	0.38	0.35	0.50	0.48	0.60	0.41	0.41	0.61
Nb	6.1	4.8	6.9	6.6	9.7	6.7	7.9	8.6
Y	34	35	36	38	34	39	39	41
Cr	86	50	342	87	97	127	96	22
Ni	67	55	72	54	102	62	65	9.3
Co	53	54	47	48	52	51	61	51
V	395	353	322	342	219	312	456	438
Mg#	28	30	36	34	34	32	34	21
(La/Yb) _n	2.6	2.9	3.3	5.2	4.2	2.5	4.6	3.0
(La/Sm) _n	1.8	2.2	2.3	1.7	2.1	1.8	2.6	1.8
(Nb/La) _{pm}	0.44	0.27	0.40	0.26	0.50	0.54	0.28	0.48
Nb/Nb*	0.5	0.2	0.3	0.3	0.5	1.0	0.5	0.9
(Th/La) _{pm}	0.9	1.5	2.1	0.8	1.3	0.4	0.3	0.3
(Nb/Y) _{pm}	1.12	0.86	1.2	1.09	1.8	1.07	1.3	1.3

Таблица 1. Окончание

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
	111-84	22-08	23-13	27-08	70-15	16-08	28-08	13-08
SiO ₂	47.83	47.63	47.65	48.67	48.54	53.87	49.87	48.65
TiO ₂	1	1.19	1.22	0.55	1.78	1.44	0.92	1.41
Al ₂ O ₃	14.96	13.17	15.01	17.05	13.37	14.8	14.97	15.31
Fe ₂ O ₃ *	14.79	17.55	15.48	9.00	18.62	11.97	11.583	13.156
MnO	0.26	0.25	0.23	0.16	0.23	0.17	0.17	0.17
MgO	9.26	7.75	7.02	10.68	4.78	4.61	8.58	6.59
CaO	10.13	12.13	11.29	10.86	9.55	7.23	8.77	8.9
Na ₂ O	1.29	1.16	2.30	2.35	2.73	3.54	3.29	3.55
K ₂ O	0.27	0.15	0.36	0.27	0.30	1.43	1.22	1.58
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.10	0.01	0.15	0.33	0.25	0.2
П.п.п.	0.13	-0.93	0.00	0.3	0.1	0.98	0.64	1.32
Сумма	99.7	100.1	100.8	99.9	100.2	99.94	100.1	100.0
Th	0.13	0.13	0.59	0.20	0.26	1.35	2.8	1.63
Rb	4.0	0.99	6.7	2.3	6.0	24	40	72
Ba	35	29	88	45	35	456	724	338
Sr	116	54	64	197	44	303	403	361
La	2.9	2.7	4.3	1.55	5.7	34	24	17.2
Ce	8.6	7.5	11	4.1	15	75	54	38
Pr	1.54	1.35	1.7	0.74	2.3	10.6	8.0	5.6
Nd	7.8	6.5	8.2	3.5	12	39	30	23
Sm	2.4	1.95	2.4	1.08	4.1	7.1	5.1	5.2
Eu	0.80	0.64	0.79	0.39	1.37	1.68	1.10	1.36
Gd	3.0	2.7	3.4	1.38	5.7	6.4	4.1	5.5
Tb	0.57	0.51	0.65	0.23	0.94	1.02	0.51	0.90
Dy	3.8	3.4	4.3	1.40	6.5	5.7	2.9	5.2
Ho	0.82	0.70	0.92	0.32	1.35	1.15	0.57	1.02
Er	2.4	2.1	2.8	0.96	4.0	3.2	1.59	2.8
Tm	0.37	0.32	0.45	0.13	0.62	0.51	0.25	0.45
Yb	2.4	2.1	2.9	0.96	3.8	3.1	1.53	2.8
Lu	0.36	0.32	0.43	0.13	0.58	0.44	0.25	0.38
Zr	57	44	77	18	116	273	128	135
Hf	1.54	1.34	2.2	0.61	3.0	6.1	3.9	3.3
Ta	0.24	0.27	0.22	0.26	0.37	0.67	0.39	0.56
Nb	3.0	2.8	4.1	1.58	5.7	11.1	6.2	8.4
Y	26	21	25	9.3	42	32	16.2	30
Cr	220	136	222	322	94	—	399	207
Ni	164	78	126	249	41	—	70	86
Co	63	—	55	—	47	—	—	—
V	311	—	—	—	398	—	—	—
Mg#	41	33	34	57	22	30	45	36
(La/Yb) _n	0.8	0.9	1.0	1.1	1.0	7.3	10.5	4.1
(La/Sm) _n	0.8	0.9	1.1	0.9	0.9	3.0	3.0	2.1
(Nb/La) _{pm}	1.01	1.01	0.92	1.0	1.0	0.31	0.25	0.47
Nb/Nb*	1.8	1.7	0.9	1.0	1.7	0.6	0.3	0.6
(Th/La) _{pm}	0.4	0.4	1.1	1.0	0.4	0.3	0.9	0.8
(Nb/Y) _{pm}	0.74	0.86	1.02	1.07	0.85	2.1	2.4	1.7

Примечание. Мафические гранулиты: 1–17 первого типа: 1–7 – низко-Ti высокомагнезиальные, 8–17 – умеренно-Ti, 18–22 – второго типа; 23–25 – измененные в контакте с гранитоидами. Mg# – магнeзиальный номер. Fe₂O₃* – общее железо. Прочерк – нет данных.

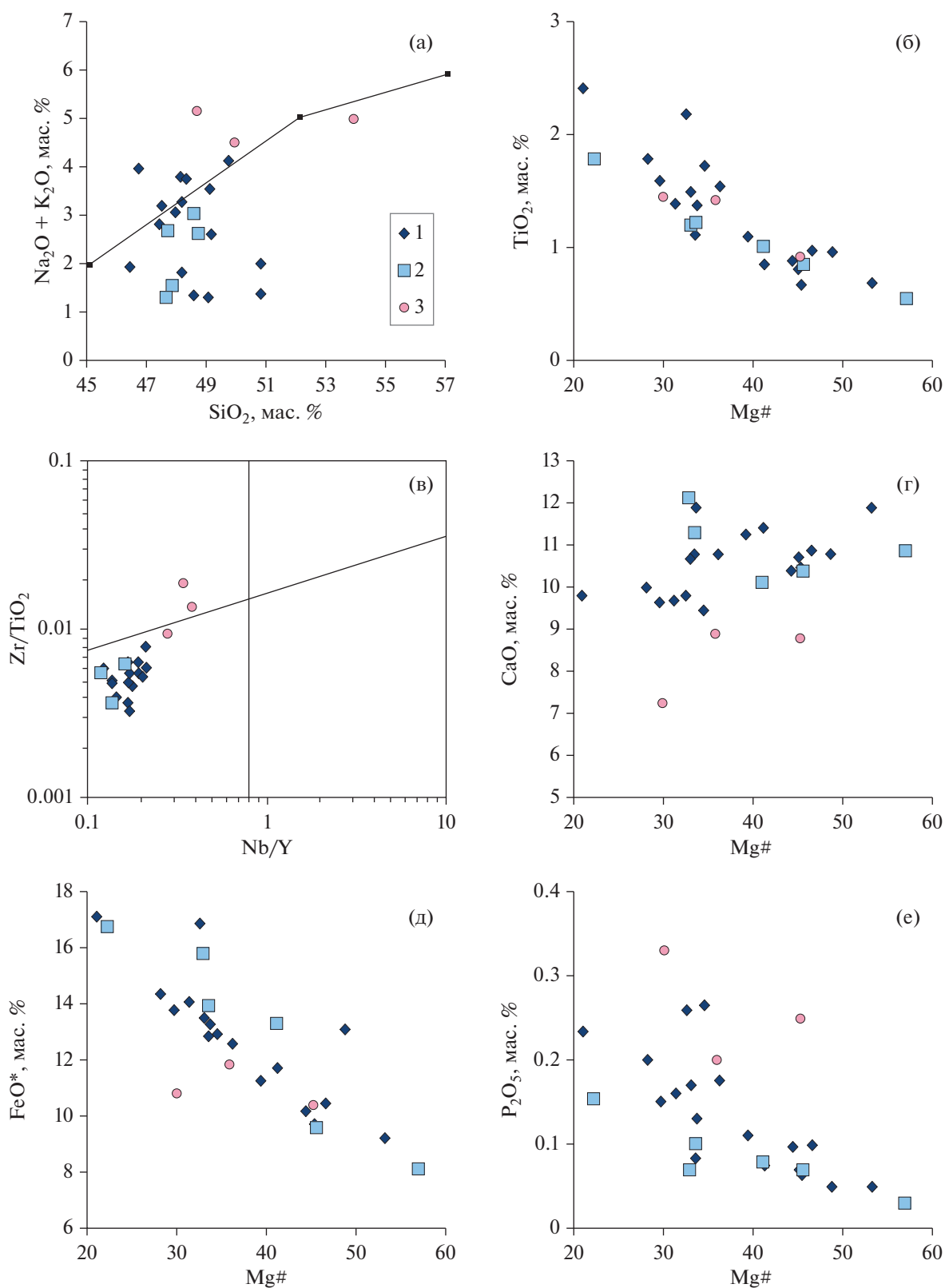


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (а), $\text{Mg\#}$ – TiO_2 (б), Nb/Y – Zr/TiO_2 (в), $\text{Mg\#}$ – CaO (г), $\text{Mg\#}$ – FeO^* (д), $\text{Mg\#}$ – P_2O_5 (е) для мафических гранулитов Иркутского блока.

1, 2 – типы мафических гранулитов, 3 – мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами.

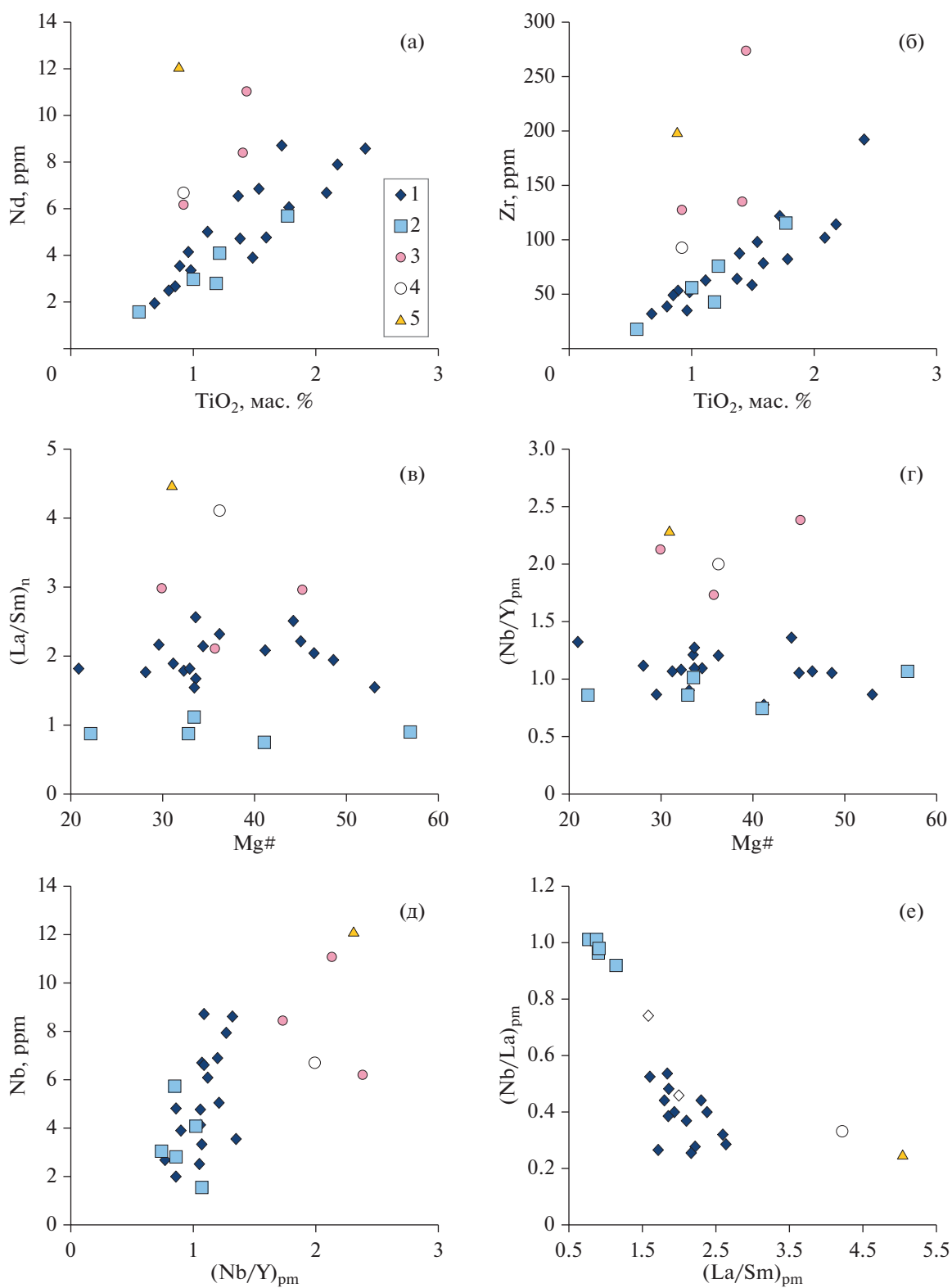


Рис. 4. Диаграммы $\text{TiO}_2\text{--Nb}$ (а), $\text{TiO}_2\text{--Zr}$ (б), $\text{Mg\#--(La/Sm)}_n$ (в), $\text{Mg\#--(Nb/Y)}_{pm}$ (г), $(\text{Nb/Y})_{pm}\text{--Nb}$ (д), $(\text{La/Sm})_{pm}\text{--(Nb/La)}_{pm}$ (е) для мафических мафических гранулитов Иркутского блока. 1–3 – как на рис. 2, средний состав: 4 – палеоархейских плагиогнейсов, 5 – неоархейских высоко-Al парагнейсов.

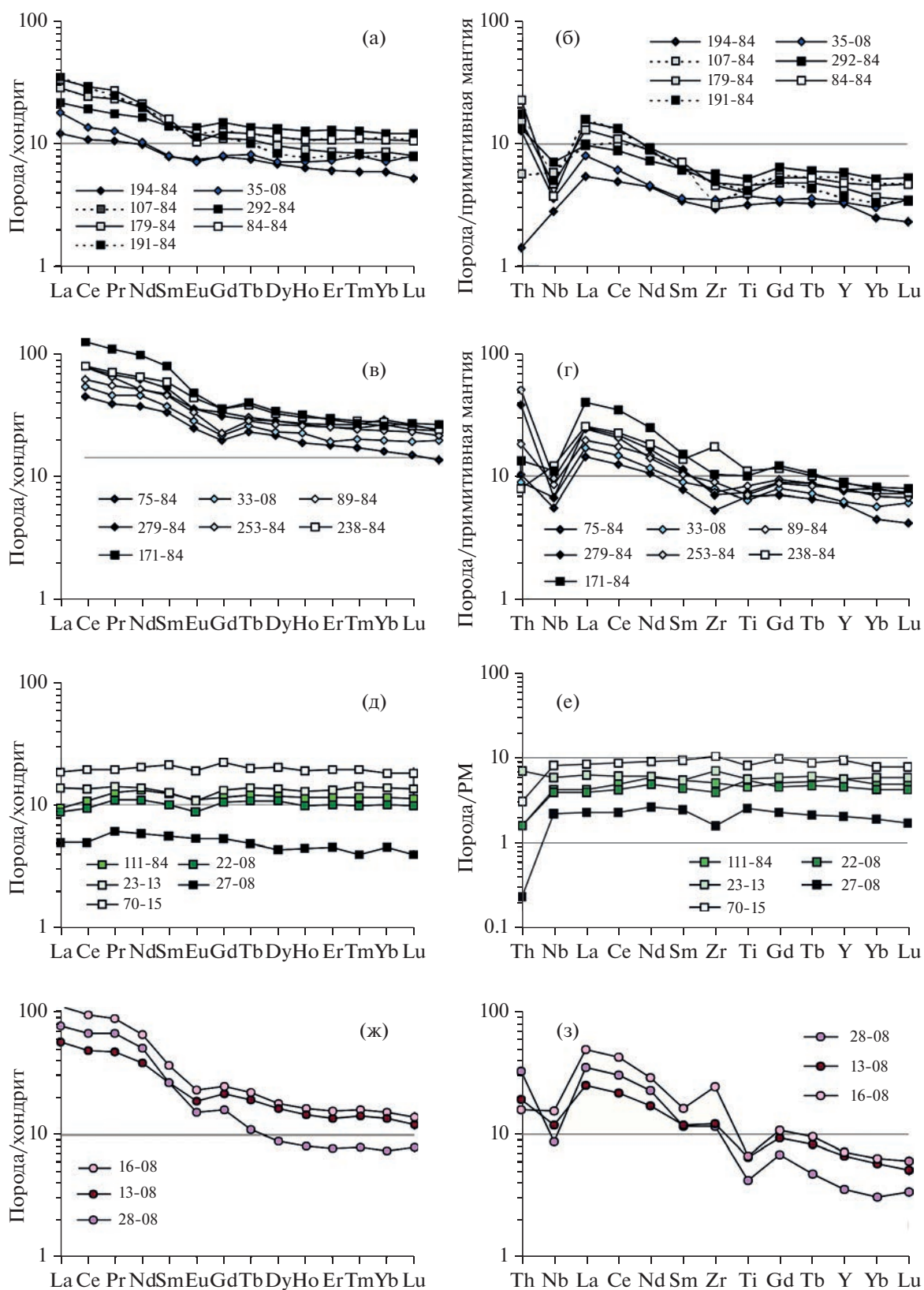


Рис. 5. Резкоземельные и мультиэлементные спектры мафических гранулитов Иркутского блока. Мафические гранулиты: (а–г) – первый тип (а, б) – высокомагнезиальные, (в, г) – низкомагнезиальные, (д, е) – второй тип, (ж, з) – измененные в контакте с гранитоидами.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для мафических гранулитов Иркутского блока

№ п/п	Номер образца	T, млрд лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
1	194-84*	2.7	1.57	5.55	0.17137	0.512331 ± 13	2.8
2	35-08*	2.7	1.91	7.14	0.16163	0.512126 ± 30	2.2
3	107-84	2.7	2.78	10.44	0.1608	0.511922 ± 3	-1.5
4	292-84	2.7	2.69	8.74	0.1863	0.512382 ± 4	-1.4
5	179-84	2.7	2.59	10.18	0.1536	0.511908 ± 5	0.7
6	84-84	2.7	3.03	12.45	0.1474	0.511795 ± 5	0.5
7	75-84*	2.7	3.38	12.82	0.15933	0.512056 ± 16	1.6
8	33-08*	2.7	4.38	18.86	0.14807	0.511932 ± 12	3.1
9	89-84	2.7	4.3	16.52	0.1573	0.512078 ± 7	2.8
10	279-84*	2.7	4.01	16.8	0.14429	0.511902 ± 11	3.9
11	171-84	2.7	6.24	28.18	0.1339	0.511651 ± 3	2.6
12	111-84*	2.7	2.21	6.71	0.19917	0.512748 ± 14	1.3
13	22-08	2.7	2.45	7.81	0.1896	0.512550 ± 3	0.7
14	27-08*	2.7	1.19	3.91	0.18407	0.512433 ± 36	0.4
15	16-08	2.7	8.69	48.41	0.1085	0.510972 ± 3	-1.9
16	13-08*	2.7	5.54	23.27	0.14400	0.511689 ± 5	-0.2
17	28-08*	2.7	6.31	35.76	0.10671	0.510969 ± 28	-1.4

Примечание. Мафические гранулиты: 1–11 – первый тип, 12–14 – второй тип; 15–17 – мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами. *по (Туркина, 2022).

ющих низкотемпературных процессов. Исходя из общих оценок подвижности при низкотемпературном взаимодействии порода–флюид, наиболее подвижными являются крупноионные литофильные элементы – Rb, Ba, Sr, U (Ludden, Gelin, 1982), что исключает их использование при анализе происхождения магматических протолитов гранулитов. При гранулитовом метаморфизме подвижность элементов может быть связана с частичным плавлением. Когерентный характер редкоземельных и мультиэлементных спектров для двух главных типов мафических гранулитов, а также отчетливые тренды немобильных редких элементов относительно TiO_2 и $\text{Mg\#}$ предполагает, что их содержание унаследовано от магматических протолитов. Исключение составляет Th, большинство гранулитов первого типа обогащено Th относительно Nb, за исключением нескольких образцов, обедненных Th (рис. 5б, 5г), что допускает перераспределение этого элемента при высокотемпературных постмагматических процессах и согласуется с большей подвижностью Th в сравнении с другими высокозарядными элементами (Keppler, 1996).

Развитие биотита и обогащение апатитом для некоторых мафических гранулитов, контактирующих с гранитами, является характерной чертой изменения минерального состава базитов под действием гранитного расплава. Изменение минерального состава этих пород сопровождается возрастанием содержаний K_2O , P_2O_5 и значительным обога-

щением Zr, Nb, Th, легкими РЗЭ (рис. 4), т.е. теми элементами, которыми обогащены неоархейские и особенно палеопротерозойские гранитоиды (Туркина, Капитонов, 2019; Туркина, Сухоруков, 2022). Низкие отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ биотитсодержащих гранулитов (рис. 6а) также согласуются с изменением их изотопного состава под влиянием гранитоидов, последние характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (Туркина, 2022). Поскольку изотопные и геохимические параметры этих пород не отражают состав магматических протолитов, они были исключены из рассмотрения при анализе мантийных источников.

Влияние фракционной кристаллизации

Мафические гранулиты первого и второго типов характеризуются широким диапазоном $\text{Mg\#}$: 53–21 и 41–22 соответственно, что отражает дифференцированный характер магматических протолитов относительно исходных расплавов. Величины индикаторных $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{н}}$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{пм}}$ и $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{пм}}$ отношений не обнаруживают корреляции с $\text{Mg\#}$ и содержанием TiO_2 , которые служат индексами дифференциации (рис. 4в, 4г), следовательно эти отношения не изменяются при фракционной кристаллизации и могут быть использованы в качестве характеристики исходных расплавов. Исключение представляют биотитсодержащие гранулиты,

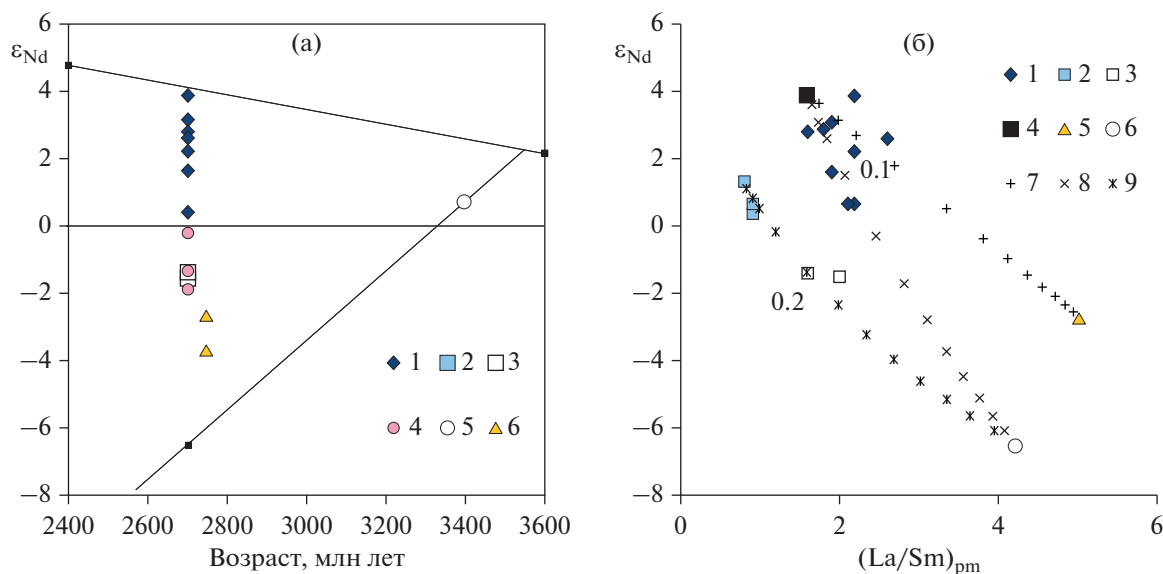


Рис. 6. Диаграммы ϵ_{Nd} –Возраст (а) и ϵ_{Nd} – $(La/Sm)_{pm}$ (б) для мафических гранулитов Иркутского блока.

(а): 1, 2 – мафические гранулиты первого и второго типа, 3 – мафические гранулиты с отрицательными значениями ϵ_{Nd} , 4 – мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами; 5 – палеоархейские плагиогнейсы, 6 – неоархейские высоко-Ал парагнейсы. (б): 1, 2 – мафические гранулиты первого и второго типа, 3 – мафические гранулиты с отрицательными значениями ϵ_{Nd} , 4 – предполагаемый состав исходного расплава для пород первого типа, 5 – неоархейские высоко-Ал парагнейсы, 6 – палеоархейские плагиогнейсы, 7–9 – линии смешения (цифрами показана доля корового контаминанта).

имеющие повышенное $(Nb/Y)_{pm}$ и в меньшей степени $(La/Sm)_n$ отношение.

Влияние коровой контаминации

Состав высокотемпературных мафических пород может быть изменен при коровой контаминации исходных базитовых расплавов. Главными признаками коровой контаминации служат возрастание содержания SiO_2 , снижение $Mg\#$ и различная степень обогащения некогерентными редкими элементами с увеличением $(La/Sm)_n$ и снижением $(Nb/La)_{pm}$, что определяет обратную корреляцию между указанными отношениями (Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009). Изотопным признаком коровой контаминации является снижение $\epsilon_{Nd}(T)$ при увеличении $(La/Sm)_n$.

Гранулиты первого типа, как отмечалось выше, не обнаруживают корреляции между $Mg\#$ и $(La/Sm)_n$ (рис. 4б). Они показывают слабую обратную зависимость между $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{pm}$ (рис. 4е), но отсутствие аналогичной корреляции между $(La/Sm)_n$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 6б). Потенциальные коровые контаминанты в Иркутском блоке включают палеоархейские плагиогнейсы и неоархейские высоко-Ал гнейсы, образовавшиеся до мафического магматизма. Плагиогнейсы сходны по содержанию TiO_2 , Zr , Nb с мафическими гранулитами, но относительно обогащены легкими РЗЭ

(Туркина и др., 2011), тогда как высоко-Ал гнейсы резко обогащены легкими РЗЭ, Nb , Zr (Туркина и др., 2017) в сравнение с мафическими гранулитами (рис. 4). Как плагиогнейсы, так и высоко-Ал гнейсы имеют пониженное $(Nb/La)_{pm}$ (0.32–0.33) и повышенное $(La/Sm)_n$ (4.1–4.5), что может объяснить обратную зависимость между этими отношениями при коровой контаминации, но мафические гранулиты перекрываются по величине $(Nb/La)_{pm}$ (0.25–0.54) с этими потенциальными коровыми контаминантами в составе Иркутского блока ($(Nb/La)_{pm} = 0.26–0.56$). Мафические гранулиты показывают субвертикальный тренд концентраций Nb относительно $(Nb/Y)_{pm}$, тогда как палео- и неоархейские гнейсы имеют повышенное $(Nb/Y)_{pm}$, что противоречит контаминации подобными коровыми породами (рис. 4д). Наконец, главными доводом против коровой контаминации является отсутствие обратной зависимости между $(La/Sm)_n$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ для большинства мафических гранулитов (рис. 6б), а также отчетливая прямая корреляция TiO_2 и Nb (рис. 4а), поскольку контаминация должна сопровождаться ростом концентрации Nb без увеличения содержания TiO_2 .

Мафические гранулиты второго типа имеют отношения немобильных редких элементов, близкие к примитивной мантии, и положительную величину $\epsilon_{Nd}(T)$, что исключает влияние коровой контаминации на их состав. Среди всех мафических гранулитов выделяется два образца, которые

имеют повышенные $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1.5–1.9) и отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (–1.5 и –1.4). Для этих пород контaminантом могли быть палеоархейские плагиогнейсы, которые на время 2.7 млрд лет имеют $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.5$. Фигуративные точки составов рассматриваемых образцов лежат на кривой смешения плагиогнейсов и мафических гранулитов первого типа при вкладе корового материала ~20%. Это предположение согласуется с ростом $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1.5–1.9) и снижением $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ (0.5–0.7) для этих образцов относительно мафических гранулитов первого типа ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.8\text{--}1.1$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.9\text{--}1.0$) (рис. 6б).

Таким образом, редкоэлементные и изотопные параметры большинства мафических гранулитов не дают свидетельств влияния коровой контаминации.

Мантийные источники

Положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ для мафических гранулитов, не испытывавших коровой контаминации, свидетельствуют о формировании их магматических протолитов из долгоживущего деплетированного источника. Вместе с тем широкий диапазон $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +3.9 до 0.7, а также обогащение Th и легкими РЗЭ относительно Nb для гранулитов первого типа допускают вклад корового материала в их образование. Для фанерозойских базальтов такие геохимические характеристики рассматриваются как следствие либо контаминации коровым материалом, либо плавления мантийного сегмента, измененного под действием флюидов/расплавов в надсубдукционных зонах (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Подобная интерпретация предлагается и для архейских мафических пород с аналогичным обеднением Nb относительно Th и La (Sandeman et al., 2006; Polat et al., 2006; Polat, 2009; Jenner et al., 2009; Furnes et al., 2013; Angerer, Kerrich, Hagemann, 2013; Sandeman et al., 2013; Sotiriou et al., 2022), в качестве их источника рассматривается “гидратированная” мантия (Condie, 2018) или субконтинентальная литосферная мантия (Hughes et al., 2014; Pearce et al., 2021). Поскольку коровая контаминация не оказывала влияния на состав большинства мафических гранулитов, то наиболее вероятным источником расплавов для пород первого типа могла быть субконтинентальная литосферная мантия. На диаграмме TiO_2/Yb –Th/Nb (рис. 7) фигуративные точки пород образуют субвертикальный тренд из области деплетированного мантийного источника, продуцирующего N-MORB, в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Исходно деплетированный характер мантийного источника согласуется с низкими величинами $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}} = 0.9\text{--}1.1$ для наиболее магнезиальных разностей гранулитов, а также положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. Поскольку при плавлении мантийных перидотитов $K_d\text{Nb} < K_d\text{Y}$,

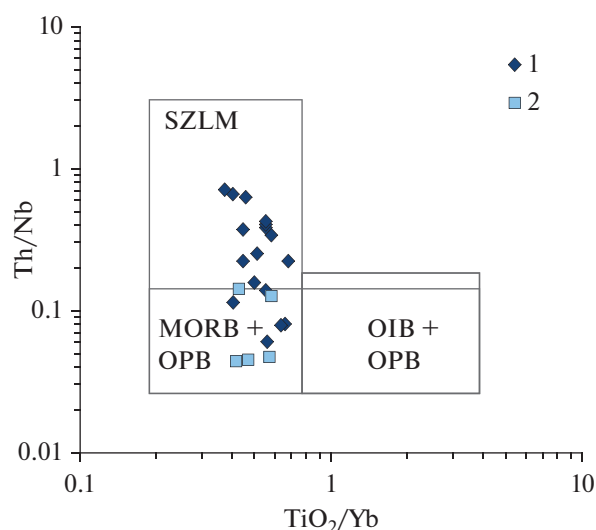


Рис. 7. Диаграмма TiO_2/Yb –Th/Nb для мафических гранулитов Иркутского блока. 1, 2 – мафические гранулиты первого и второго типа. Поля по (Pearce et al., 2021): SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия; базальты: MORB – срединно-океанических хребтов, OPB – океанических плато, OIB – океанических островов.

то $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}} \leq 1.1$ свидетельствует в пользу умеренно деплетированного источника. Рост $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ в наиболее обогащенных TiO_2 мафических гранулитах до 1.3–1.4, может быть обусловлен фракционированием расплава с относительным накоплением более некогерентного Nb. Напротив, мафические гранулиты второго типа обладают как положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, так и низкими $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ (0.8–1.0) и TiO_2/Yb , подобными N-MORB (рис. 7), они лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный деплетированный мантийный источник.

Изотопный состав Nd является долговременной характеристикой мантии, продуцирующей базитовые магмы, следовательно положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ для большинства мафических гранулитов свидетельствуют о формировании их магматических протолитов из деплетированного мантийного источника. Однако, широкий диапазон значений $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, низкие $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ и повышенные $(\text{La}/\text{Sm})_n$ предполагают переменный вклад корового материала на уровне генерации расплава. Это предположение согласуется с моделью формирования протолитов неархейских мафических и кислых гранулитов в результате субдукции под окраину палеоархейского континентального блока (Turkina et al., 2012). В условиях повышенных температур неархейской мантии (Herberg et al., 2010) при субдукции могли плавиться гидратированные базальты океанической плиты и перекрывающие их терригенные осадки.

Таблица 3. Модель плавления деплетированной мантии

Элементы	DM	K _d				Cl _{DM} 0.15
		<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Spl</i>	
Th	0.03	0.00025	0.0005	0.007	0.013	0.2
Nb	0.4	0.00007	0.0013	0.00365	0.01	2.8
La	0.5	0.0001	0.0008	0.043	0.0006	3.2
Ce	1.2	0.00055	0.0016	0.0875	0.0006	8.1
Nd	1.1	0.00175	0.0056	0.235	0.0006	6.7
Sm	0.4	0.0015	0.015	0.405	0.0006	2.3
Zr	7	0.0005	0.01775	0.1975	0.07	43
Ti	1200	0.015	0.082	0.3955	0.15	6170
Gd	0.6	0.0029	0.034	0.52	0.0009	3.3
Tb	0.1	0.0025	0.054	0.61	0.0012	0.5
Y	5	0.0015	0.095	0.67	0.002	25.3
Yb	0.7	0.05	0.22	0.71	0.0045	2.8
Lu	0.1	0.0325	0.22	0.58	0.00525	0.4

Примечание. Концентрация в модельном расплаве (Cl) при степени плавления 15%. DM – состав деплетированной мантии. Коэффициенты распределения (K_d) *Ol*, *Opx*, *Cpx* из (Humbert et al., 2020), *Spl* из (Bédard, 2001). Соотношения фаз при немодальном плавлении шпинельного лерцолита: в источнике – *Ol* (0.57), *Opx* (0.25), *Cpx* (0.16), *Spl* (0.02), при образовании расплава – *Ol* (0.07), *Opx* (0.25), *Cpx* (0.8), *Spl* (0.02), по (Pfänder et al., 2002). Использовано уравнение: $Cl/C_0 = 1/D(1 - PF/D)^{1/P-1}$, где концентрация в расплаве (Cl) и источнике (C₀), валовый коэффициент распределения исходных фаз (D) и плавящихся фаз (P), F – степень плавления.

Таблица 4. Модели плавления базальтов и терригенных осадков

Элементы	В (23-08)	K _d			Cl _E 0.1	AS	K _d				Cl _S 0.2
		<i>Grt</i>	<i>Cpx</i>	<i>Rt</i>			<i>Pl</i>	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Rt</i>	
Th	0.59	0.0075	0.104		3.80	7.6	0.06	0.0075	0.5		27.2
Nb	4.1	0.04	0.007	150	6.22	9.2	0.60	0.04	2	150	8.2
La	4.3	0.028	0.028		34.41	21	0.45	0.028	1		52.7
Ce	11	0.08	0.059		68.45	39	0.35	0.08	0.25		137
Nd	8.2	0.222	0.115		33.62	18.5	0.30	0.222	0.2		70.1
Sm	2.4	1.43	0.259		3.06	3.8	0.20	1.43	0.25		13.8
Zr	57	0.537	0.125	3.7	148	129	0.25	0.537	0.2	3.7	486
Ti	7320	2.63	0.473	45	4821	6600	0.10	2.63	1	45	11462
Gd	3.4	4.84	0.422		1.56	4.6	0.15	4.84	0.1		15.1
Tb	0.65	5	0.44		0.29	0.8	0.15	5	0.1		2.6
Y	25	14.1	0.603		4.27	30	0.2	14.1	1		52.2
Yb	2.9	23.3	0.6		0.31	3	0.09	23.3	0.1		5.2
Lu	0.43	24	0.6		0.04	0.47	0.10	24	0.3		0.76

Примечание. Концентрации в модельных расплавах из базальтов (Cl_E) и глинистых сланцев (Cl_S) при степени плавления 10 и 20%. Соотношения фаз при плавлении базальта: *Grt* (0.43), *Cpx* (0.56), *Rt* (0.004), глинистого сланца: *Pl* (0.12), *Grt* (0.24), *Bt* (0.011), *Rt* (0.004). Источники: В – базальт (образец мафического гранулита 23-08) и AS – средний состав архейских парагнейсов Иркутского блока. Использовано уравнение: $Cl = C_0/[D(1 - F) + F]$, где концентрация в расплаве (Cl) и источнике (C₀), валовый коэффициент распределения фаз (D), F – степень плавления.

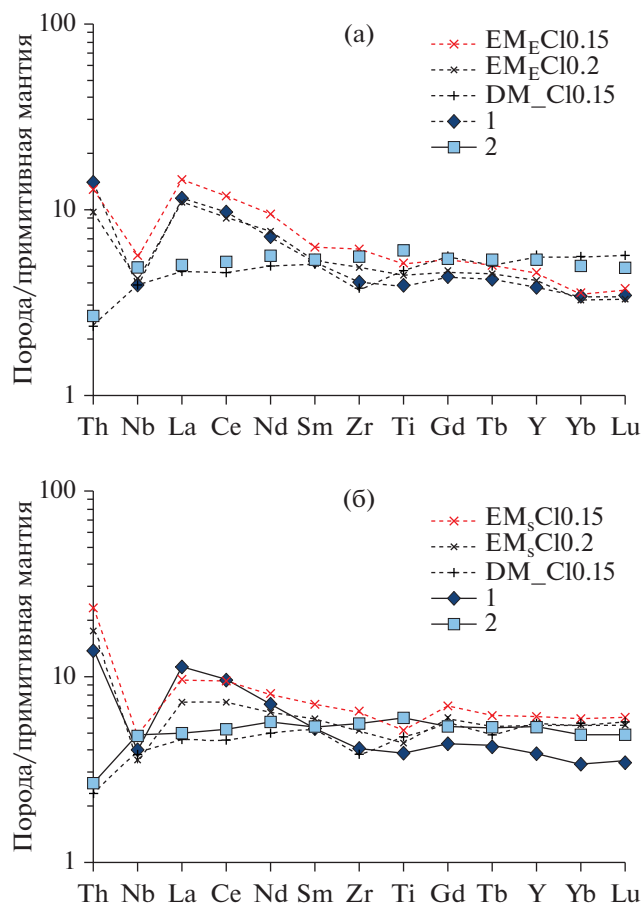


Рис. 8. Результаты расчетного моделирования плавления мантийных источников в сравнении с мафическими гранулидами Иркутского блока. (а): EM_ECl0.15, EM_ECl0.2 — модельные расплавы из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, метасоматизированных под действием расплава из базальта (эклогита), цифрами указаны степени плавления мантийного источника. DM_{Cl}0.15 — модельные расплавы из деплетированных перидотитов. 1 и 2 — мафические гранулиты первого и второго типов. (б): EM_SCl0.15, EM_SCl0.2 — модельные расплавы из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, метасоматизированных под действием расплава из глинистых сланцев. Остальные условные обозначения см. на рис. (а). Детали и граничные условия моделей смотри в тексте и в табл. 3—5.

Для проверки данной гипотезы было выполнено расчетное моделирование плавления мантийного источника, образованного при метасоматозе деплетированных перидотитов под действием кислых расплавов. Литосферная верхняя мантия деплетирована, поскольку является реститом от экстракции мафических расплавов. Точный состав ее не известен, но может быть оценен при моделировании образования мафических гранулитов второго типа, имеющих деплетированный источник. Ключевые параметры для модели образования магматических протолитов гранулитов второго типа и

модельный состав деплетированного источника приведены в табл. 3 и на рис. 8а.

В модели образования мафических гранулитов первого типа предполагается, что расплавы из пород погружающейся плиты (базальтов или глинистых осадков) полностью реагируют с деплетированными перидотитами (что описывается как двухкомпонентное смешение), а рефertilizированные перидотиты плавятся с образованием базальтовой магмы. Ключевые параметры этой модели суммированы в табл. 4 и 5 и на рис. 8. Состав модельных мафических расплавов зависит от геохимических характеристик плавящегося материала и вклада кислых расплавов, а также степени последующего плавления перидотитов. Поэтому результаты моделирования демонстрируют лишь принципиальную возможность образования магм, сходных по составу с мафическими гранулидами первого типа из метасоматизированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии. Наилучшим образом образование мафических гранулитов с максимальным Mg# соответствует 20% плавлению шпинелевых перидотитов с добавкой 3% кислого расплава из базальтового (эклогитового) субстрата (при степени плавления 10%) (рис. 8а, 8б).

Предложенная модель позволяет объяснить геохимические особенности мафических гранулитов первого типа, но не может обеспечить вариации значения $\epsilon_{Nd}(T)$, поскольку кислый расплав из базальтового субстрата должен иметь деплетированный изотопный Nd состав, соответствующий породам архейской океанической коры. Это заставляет предполагать вклад в преобразование литосферной мантии и расплавов из древних терригенных осадков. При палеоархейском возрасте осадков и изотопных параметрах тождественных плагиогнейсам Иркутского блока их вклад не должен превышать 3%, чтобы понизить $\epsilon_{Nd}(T)$ до минимальных значений (0.7) в мафических гранулидах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоархейские (2.7–2.66 млрд лет) мафические и преобладающие кислые гранулиты слагают доминирующую метаморфическую толщу в Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа на юга-западе Сибирского кратона. По составу мафические гранулиты разделены на два типа. Доминирующие породы первого типа характеризуются широкими диапазонами Mg#, содержания TiO₂, немобильных редких элементов (P3Э, Zr, Nb) и положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$. Повышенное (La/Sm)_n и обеднение Nb относительно Th и легких P3Э мафических гранулитов первого типа является типичным для базальтов субдукционного происхождения или контаминированных коровым материалом. Отсутствие обратной зависимости между (La/Sm)_n и $\epsilon_{Nd}(T)$ и отчетливая прямая корреля-

Таблица 5. Модели плавления обогащенной мантии

Элементы	ЕМ _Е 0.03	СІ _Е 0.15	СІ _Е 0.2	ЕМ _С 0.01	СІ _С 0.15	СІ _С 0.2
Th	0.16	1.1	0.8	0.3	2.0	1.5
Nb	0.6	4.0	3.0	0.51	3.4	2.5
La	1.5	9.9	7.5	1.0	6.6	5.0
Ce	3.26	21.2	16.3	2.6	16.9	13.0
Nd	2.06	12.7	10.2	1.77	11.0	8.8
Sm	0.48	2.8	2.4	0.53	3.1	2.6
Zr	11.2	69	55	11.8	72	58
Ti	1309	6728	5751	1303	6697	5724
Gd	0.57	3.2	2.7	0.75	4.1	3.6
Tb	0.1	0.5	0.5	0.12	0.7	0.6
Y	4.1	20.7	18.6	5.47	27.7	24.9
Yb	0.44	1.7	1.6	0.74	2.9	2.7
Lu	0.066	0.3	0.3	0.107	0.4	0.4

Примечание. Концентрация в модельных расплавах (СІ) при степени плавления 15% и 20%. Мантийные источники, обогащенные под действием расплавов из базита (ЕМ_Е) и глинистого сланца (ЕМ_С), цифрами указана доля кислого расплава. Соотношение фаз и коэффициенты распределения см. табл. 3.

ция TiO₂ и Nb свидетельствуют против влияния коровой контаминации на состав мафических гранулитов первого типа. Согласно изотопному составу и $(Nb/Y)_{pm} \leq 1.1$, эти породы имели исходно деплетированный мантийный источник. Модель образования их магматических протолитов предполагает плавление деплетированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, измененных под воздействием расплавов из базальтов и терригенных осадков субдуцирующей плиты.

Мафические гранулиты второго типа имеют более узкий диапазон Mg#, содержания TiO₂, положительных $\epsilon_{Nd}(T)$ и плоские редкоземельные спектры и лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный деплетированный мантийный источник. Разности, контаминированные породами палеоархейской коры, отличаются повышенными $(La/Sm)_n$, обогащением Th и легких РЗЭ относительно Nb и отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$.

Мафические гранулиты, обогащенные биотитом и апатитом, имеют повышенные содержания K₂O, P₂O₅, значительное накопление Zr, Nb, Th, легких РЗЭ и отрицательные $\epsilon_{Nd}(T)$, что обусловлено влиянием инъецирующих гранитоидов.

Различия двух типов мафических гранулитов не связано с постмагматическими процессами, а обусловлено вкладом в их образование двух источников: субконтинентальной литосферной и астеносферной мантии соответственно. Субконтинентальная литосферная мантия Иркутского блока на неоархейское время (~2.7 млрд лет) была изотопно-деплетирована, но обогащена некоге-

рентными редкими элементами, предположительно, под действием расплавов из пород субдуцирующей плиты.

Благодарности. Автор признателен докт. геол.-мин. наук А.И. Слабунову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы, и благодарит докт. геол.-мин. наук А.Э. Исоха за обсуждение в процессе подготовки рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00265), базовое финансирование автора — сотрудника ИГМ СО РАН за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Кийский комплекс гранитоидов (юг Сибирского кратона): структурно-геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139–1150.
- Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М. и др. Первые свидетельства палеопротерозойского поздне-коллизийного базитового магматизма в Присянском выступе фундамента Сибирского кратона // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 440–444.
- Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск: Наука, 1980. 90 с.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седрлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах

- методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // *Геохимия*. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2007. Т. 1. № 4. С. 3–19.
- Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитях Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 9. С. 1314–1335.
- Сухоруков В.П., Туркина О.М. Р-Т тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 6. С. 837–856.
- Туркина О.М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 2. С. 163–182.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, ЮЗ Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийский гранитоидный магматизм Койтольского блока и этапы коллизионных событий на юго-западе Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 5. С. 745–763.
- Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 1. С. 122–137.
- Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархей // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 9. С. 1281–1297.
- Туркина О.М., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. Цирконы из мафических пород: магматические vs. ксеногенные (примеры из раннедокембрийских пород юго-запада Сибирского кратона) // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии: “Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов”. Санкт-Петербург. 2022. С. 160–161.
- Angerer T., Kerrich R., Hagemann S.G. Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation // *Precamb. Res.* 2013. V. 224. P. 110–128.
- Bédard J. Parental magmas of the Nain plutonic suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 747–771.
- Furnes H., De Wit M., Robins B. A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton greenstone belt, South Africa // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 403–428.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 292. P. 79–88.
- Hollings P., Kerrich R. Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from the 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // *Precamb. Res.* 1999. V. 93. P. 257–279.
- Hopgood A.M., Bowes D.R. Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // *Tectonophysics*. 1990. V. 17. P. 279–299.
- Hughes H.S.R., McDonald J., Goodenough K.M. et al. Enriched lithospheric mantle keel below the Scottish margin of the North Atlantic Craton: evidence from the Palaeoproterozoic Scourie Dyke Swarm and mantle xenoliths // *Precamb. Res.* 2014. V. 250. P. 97–126.
- Humbert F., Aganj A., Massuyeau M. et al. Rifting of the Kaapvaal craton during the early Paleoproterozoic: evidence from magmatism in the western Transvaal subbasin (South Africa) // *Precamb. Res.* 2020. V. 342. P. 105687.
- Jenner F.E., Bennett V.C., Nutman A.P. et al. Evidence for subduction at 3.8 Ga: geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt // *Chemical Geol.* 2009. V. 261. P. 83–98.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keppler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids // *Nature*. 1996. V. 380. P. 237–240.
- Ludden J., Gelinas L. Archaean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // *Canadian J. Earth Sci.* 1982. V. 19. P. 2276–2287.
- Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1993. V. 76. P. 373–403.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. V. 392–393. P. 106068.
- Pfander A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sm-Nd isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
- Polat A. The geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: implications for petrogenetic and geodynamic processes // *Precamb. Res.* 2009. V. 168. P. 83–105.
- Polat A., Li J., Fryer B. et al. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: evidence for plume–craton interaction // *Chemical Geol.* 2006. V. 230. P. 60–87.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* 2005. V. 136. P. 353–368.

- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
- Sandeman H.A., Hanmer S., Tella S. et al.* Petrogenesis of Neoarchean volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: a back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada // *Precamb. Res.* 2006. V. 144. P. 140–165.
- Sandeman A., Heaman L.M., LeCheminant A.N.* The Paleoproterozoic Kaminak dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Canada: preliminary constraints on their age and petrogenesis // *Precamb. Res.* 20013. V. 232. P. 119–139.
- Said N., Kerrich R.* Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: evidence for a heterogeneous mantle plume event // *Precamb. Res.* 2009. V. 174. P. 287–309.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. Royal Soc. London*. 1991. A 335. P. 377–392.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.
- Sotiriou P., Polat A., Windley B.F., Kusky T.* Temporal variations in the incompatible trace element systematics of Archean volcanic rocks: implications for tectonic processes in the early Earth // *Precamb. Res.* 2022. V. 368. 106487.
- Straub S.M., Zellmer G.F.* Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 495–516.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioko H., Amakawa H.* JNdi-1: a neodymium reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.* U-Pb (SHRIMP-II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.

Variation in Trace Element and Isotope Composition of Neoarchean Mafic Granulites of the Southwest Siberian Craton: A Consequence of Various Mantle Sources or Crustal Contamination

O. M. Turkina

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia

The paper presents geochemical and isotopic characteristics of Neoarchean (2.7–2.66 Ga) mafic granulites of the Sharyzhalgay uplift in the southwestern Siberian craton. Mafic and predominant felsic granulites compose fragments of the metamorphic complex among the Neoarchean and Paleoproterozoic granitoids. Mafic granulites are characterized by the mineral association $Cpx + Pl \pm Hbl \pm Opx \pm Qz$ and include two types with different major and immobile trace element contents. The dominant rocks of the first type have a wide range of $Mg\#$ and concentrations of TiO_2 and immobile trace elements (REE, Zr, Nb, and most positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values. The first type of mafic granulites show elevated $(La/Sm)_n$ and enrichment in Th and LREE relative Nb which is typical of basalts of subduction origin or crustal contaminated basalts. The absence of negative correlation between $(La/Sm)_n$ and $\epsilon_{Nd}(T)$ and a clear positive correlation of TiO_2 with Nb testify against the effect of crustal contamination on the composition of the mafic granulites. The magmatic protoliths of first type of mafic granulites are suggested to form by the melting of depleted peridotites of the subcontinental mantle which metasomatized by melts formed from basalts or terrigenous sediments of the subducting plate. Mafic granulites of the second type have a narrower range of $Mg\#$, TiO_2 content, positive $\epsilon_{Nd}(T)$, flat rare earth patterns and no subduction signatures, which indicates an asthenospheric depleted mantle source. Mafic granulites contaminated by the Paleoarchean crust are characterized by increased $(La/Sm)_n$, depletion of Nb relative to Th and LREE, and negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values. Post magmatic influence of granitoids lead to the enrichment of mafic granulites in biotite and apatite, an increased in concentrations of K_2O , P_2O_5 , a significant enrichment of Zr, Nb, Th, LREE, and negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values. The difference between mafic granulites of the first and second types is not resulted from crustal contamination, but is due to the melting of two types of sources: asthenospheric and subcontinental lithospheric mantle. The subcontinental lithospheric mantle of the Irkut block was isotopically depleted for the Neoarchean time (~2.7 Ga), and its enrichment in incompatible trace elements, presumably by felsic melts generated from the rocks of subducting plate, immediately preceded mafic magmatism.

Keywords: Archean, mafic granulites, isotope Nd composition, mantle sources

САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО В ТРАППАХ СИБИРИ

© 2023 г. М. Д. Томшин^а, *, А. Г. Копылова^а, А. Е. Васильева^а, **

^а Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

*e-mail: tmd@diamond.ysn.ru

**e-mail: lexy_v@rambler.ru

Поступила в редакцию 23.03.2022 г.

После доработки 12.08.2022 г.

Принята к публикации 18.09.2022 г.

Результаты исследования интрузивов траппов на Сибирской платформе с масштабным проявлением самородного железа позволили выявить объединяющие их черты. Интрузивы слабо дифференцированы, имеют сходное строение и близкий минералогический, петрохимический и геохимический состав. Во всех изученных телах обнаружены две ассоциации породообразующих минералов — раннемагматическая глубинная (докамерная) и внутрикамерная. Самородное железо формирует желвакообразные сегрегации, в которых в подчиненном количестве присутствуют когенит, троилит и магнетит-вюстит. В металлическом железе активно концентрируются Ni, Co, Au и PGE. Содержание их увеличивается в металле по сравнению с вмещающей силикатной породой в сотни и даже в тысячи раз. В основе образования самородного железа лежит флюидно-магматическое взаимодействие вещества магмы с восстановительными компонентами флюида, преимущественно метан-водородного состава. В результате этого взаимодействия происходит процесс диспергирования первично однородной базальтовой жидкости на силикатную и металлическую составляющие. Тонкодисперсные фазы железа в процессе перемещения формируют капельно-жидкие сегрегации, на поверхности которых образуется мономолекулярный слой газа, препятствующий укрупнению капель металла. В гипабиссальной камере происходит дегазация магмы, в том числе и от металлических сферул, начинается процесс слияния капель и образование самородного железа в виде желвакообразных обособлений.

Ключевые слова: Сибирская платформа, траппы, долериты, самородное железо, когенит, троилит

DOI: 10.31857/S086959032302005X, **EDN:** GROKZZ

ВВЕДЕНИЕ

С момента открытия самородного железа на о. Дisko (Гренландия) в 1870 г. (Nordenskiöld, 1870) прошло уже полтора века. За это время самородное железо было найдено в Германии, в базальтах Бюль (Ramdohr, 1952), в базальтах севера Русской платформы (Данилов, Юшкин, 1979), в траппах Сибири (Баженов и др., 1959; Сигунов, 1969; Левашов и др., 1991; Томшин и др., 2019) и менее значимые находки на Алтае, на Дальнем Востоке, на Камчатке и в других местах, но до сих пор у исследователей нет единого взгляда на его происхождение.

Преобладающее мнение — восстановление металла из базальтового расплава углеродом осадочных пород (Törnebohm, 1878; Melson, Switzer, 1966; Pedersen, 1979; Howarth et al., 2017; Рябов и др., 1985 и др.). Возникают вопросы — каким образом образовалось железо, установленное в виде округлых включений (явный признак его расплавленного состояния) в раннемагматических (мантийных) минералах; почему имеются огромные скопления самородного железа в интрузивах, не контакти-

ровавших с углеродсодержащими породами, и его нет там, где это взаимодействие наблюдается? Имея в своем распоряжении фактический материал по всем известным на территории Сибирской платформы трапповым интрузивам с проявлениями самородного железа и используя ранее опубликованный материал, авторы предлагают свое видение на происхождение этого уникального явления.

Находки теллурического железа в микроколичествах в виде аксессуариев известны в разнообразных изверженных породах, в том числе и в траппах Сибирской платформы. Единичные магнитные шарики размером до 0.2 мм, выполненные беспримесным железом со шпинель-вюститовой оторочкой, в свое время были установлены в протокристаллах битовнита в анортозитовых габбро-долеритах Усть-Ханьинского и Биллехского (бассейн р. Вилюй), а также Черногорского (Норильский район) интрузивов (Округин, 1982; Самородное ..., 1985; Олейников, Округин, 1981). Характерная особенность данных интрузивов — длительное фракционирование магматиче-

ского расплава в восстановительных условиях глубинной промежуточной камеры на границе кора–мантия в обстановке высоких давлений (~12 кбар) и высоких температур (~1500°C) (Олейников, Томшин, 1976; Олейников и др., 1980; Томшин, 1983). Подобное фракционирование характеризуется ранней кристаллизацией плагиоклаза анортит-битовнитового состава и его накоплением в головных частях магматических колонн. Этот механизм эволюции был описан как анортозитовая тенденция дифференциации базальтовых магм (Томшин, 1983). Кроме акцессорной формы в траппах Сибири известны уникальные скопления желвакообразных обособлений самородного железа весом от нескольких килограммов до нескольких тонн. Такие скопления установлены в Джалтульском (р. Курейка) (Баженов и др., 1959; Старицкий, 1965; Самородное ..., 1985), Хунгтукунском¹ (р. Котуй) (Сигунов, 1969; Самородное ..., 1985; Рябов и др., 1985; Рябов, Аношин, 1999; Ryabov, Lapkovsky, 2010), Айхальском (п. Айхал) (Томшин и др., 2019; Корулова, Vasilyeva, 2020) и Чуньском (р. Подкаменная Тунгуска) (Левашов и др., 1991) трапповых интрузивах, расположенных соответственно на северо-западе, севере, северо-востоке и юге платформы (рис. 1).

Таким образом, несмотря на свою уникальность, самородное железо в траппах Сибири распространено широко. Все перечисленные интрузивы относятся к пермо-триасовым трапповым образованиям Сибирской платформы и были сформированы из однотипного, в петрохимическом плане, толеит-базальтового расплава. Хунгтукунский, Айхальский и Чуньский силлы имеют соизмеримые мощности (в среднем 90–140 м) и размеры (протяженность интрузивов от 20 до 35 км), т.е. сопоставимые объемы с эволюционирующим расплавом. Джалтульский интрузив образован путем последовательного поступления в интрузивную камеру более магнезиальной магмы, имеет значительную мощность (до 500 м) и протяженность до 70 км. Он дифференцирован от троктолитов до монзонитов. Ранее (Самородное ..., 1985) по этому интрузиву была представлена подробная характеристика, и поэтому в настоящей работе имеющийся по нему в нашем распоряжении материал будет привлекаться лишь по мере необходимости.

¹ Под Хунгтукунским интрузивом в настоящей работе объединены три объекта, разрезы по которым вскрыты ручьями Хунгтукун (обн. Дж-31–Дж-39) и Хининда (обн. Дж-47–Дж-49) и р. Маймеча (обн. Дж-42–Дж-45), и ранее в работе (Самородное ..., 1985) описаны под этими названиями как самостоятельные тела. Последующие более детальные исследования интрузивов и данные геолого-съемочных работ показали, что это разрозненные денудационными процессами выходы некогда единой протяженной пластовой залежи.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Интрузивы в траппах Сибири с масштабным проявлением самородного железа изучались как самостоятельно, так и совместно с геологами Красноярской и Амакинской геолого-съемочных экспедиций во время полевых работ в 1976, 1981–1985, 1988, 2018 гг. Все образцы долеритов отбирались из коренных обнажений в береговых выходах интрузивов, а также из керна скважин. Желваки железа были взяты как из коренных обнажений, так и из развалов. При изучении вещественного состава интрузивов применялись традиционные методы петрографических исследований. Химический анализ пород выполнен классическим методом мокрой химии в ОФХМА ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Микроэлементный состав в долеритах и самородном железе определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме в ИМГРЭ. Состав минералов получен на рентгеновском микронзондовом анализаторе Camebax-micro при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 50 мА и на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV фирмы Jeol с энергодисперсионным спектрометром INCA-Energy и волновой приставкой (WDS) при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 1 нА в ИГАБМ СО РАН. Рентгенофазовый анализ образцов железа, подготовленных в виде стружки и в аншлифах, выполнен также в ИГАБМ СО РАН на дифрактометре D2 PHASER фирмы Bruker при CuK α излучении, напряжении 30 кВ и силе тока 10 мА. Для расшифровки полученных результатов использована база данных PDF 2. Замеры твердости самородного железа по Бринеллю проведены твердомером “Heckert” (ИФТПС СО РАН) по ГОСТ 9012-89 при нагрузке 1840 Н, время выдержки 10 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВОВ

Исследование Хунгтукунского, Айхальского и Чуньского интрузивов с масштабным проявлением самородного железа выявило много объединяющих их черт. Внедрение базальтовой магмы, формировавшей интрузивы, проходило в пермо-триасовое время по границе между терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя с терригенными (в основном аргиллиты и песчаники) отложениями верхнего палеозоя. Поверхность кровли силлов неровная с западинами, заполненными туфогенно-осадочным материалом нижнего триаса. В прикровлевых горизонтах интрузивов изредка отмечаются ксенолиты аргиллитов, которые в разной степени ороговикованы, но без каких-либо признаков плавления вещества. На контакте с траппами во вмещающих породах образуются маломощные (до 3–7 см) закалочные зоны: ороговикование по аргиллитам и мраморизация по карбонатам. Во всех рассматриваемых интрузивах не

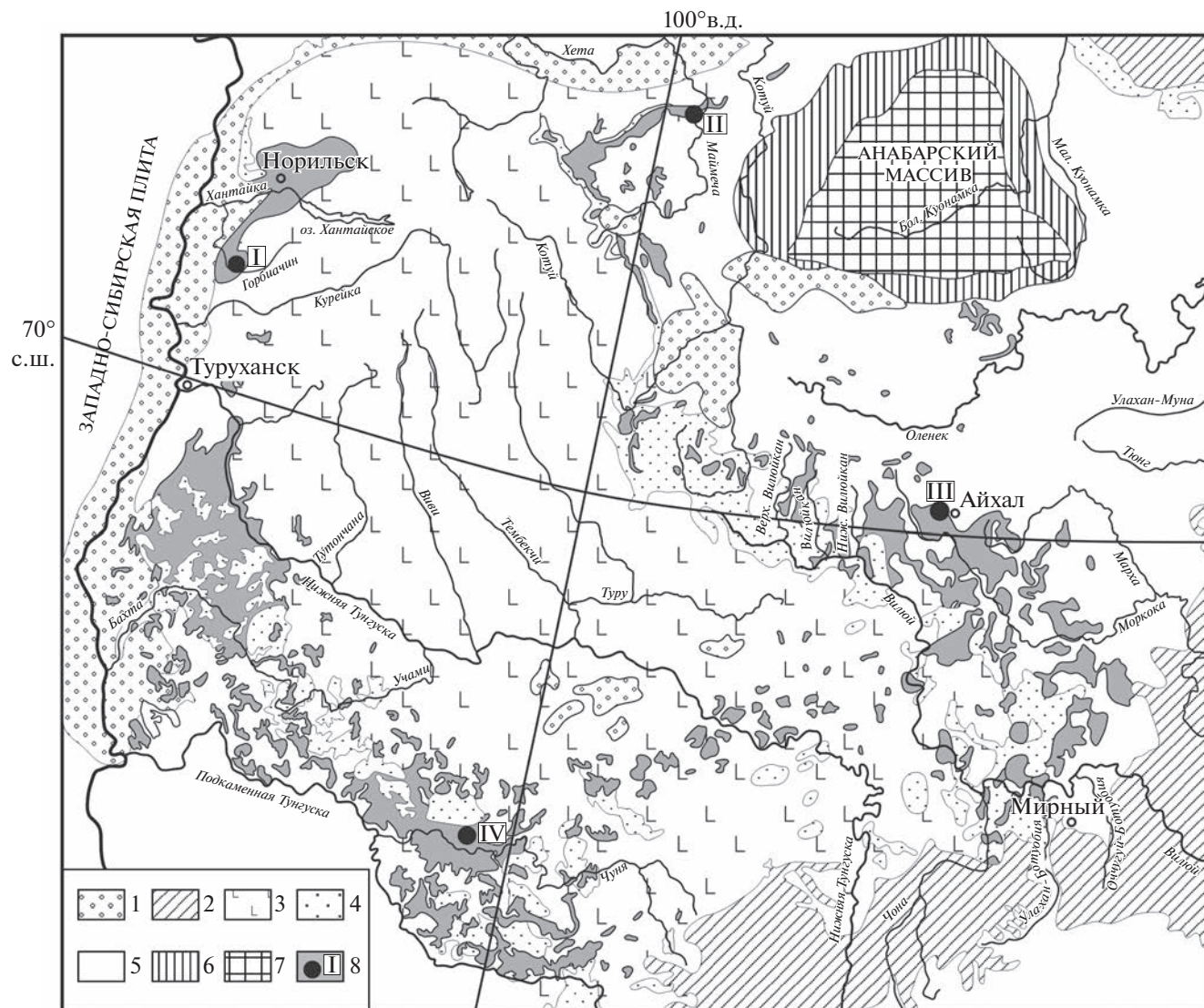


Рис. 1. Схематическая карта расположения трапповых интрузий центральной части Сибирской платформы, по (Виленинский, 1967) с дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – континентальный мезозой (J_{1-2}); 3 – нерасчлененная туфо-лаво-интрузивная толща (P_2-T_1); 4 – верхнепалеозойские (C_{2-3}, P_{1-2}) терригенные отложения; 5 – морские нижне- и среднепалеозойские отложения ($\bar{C}-S$); 6 – верхнепротерозойские отложения (PR_2); 7 – Анабарский щит; 8 – нерасчлененные интрузивные траппы. Интрузивы с проявлениями самородного железа: I – Джалтульский интрузив, II – Хунтукунский массив, III – Айхальский силл, IV – Чуньский интрузив.

установлено контактов с углями или иными содержащими органику породами. Отсутствие непосредственных контактов Хунтукунского интрузива с углями подчеркивал в своей работе В.В. Рябов (Рябов и др., 1985, стр. 13).

Все интрузивы слабо дифференцированы и, в зависимости от содержания в долеритах оливина, состав их пород меняется от оливинсодержащих (5–6 об. % оливина) до троктолитовых (16–18 об. % оливина) габбро-долеритов. Последние образуют линзообразные прерывистые горизонты мощностью до 10 м в центральных частях силлов. В верх-

ней половине интрузивов появляются участки габбро-долеритов с повышенным содержанием протокристаллов плагиоклаза. В Хунтукунском интрузиве отмечались участки, обогащенные (до 10 об. %) гломеропорфировыми скоплениями плагиоклаза (An_{92-87}). В Джалтульском интрузиве среди габбро-долеритов появляются обособления плагиоклазитов, на 90% сложенных анортит-битовнитом (рис. 2). Протокристаллы плагиоклаза типичны и для долеритов, окружающих желваки железа. В прикровлевых частях интрузивов нередко располагаются шилы габбро-пегматитов и

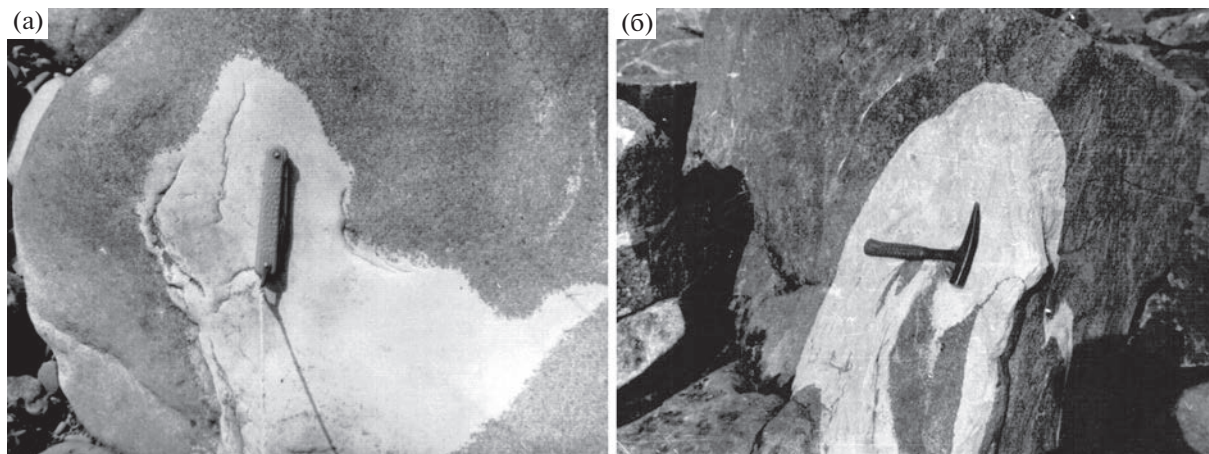


Рис. 2. Выделения плагиоклазитов в габбро-долеритах Джалтульского интрузива (обн. Дж-6).

субщелочных габбро. В верхней трети интрузивов сосредоточены скопления самородного железа.

Общим для всех интрузивов является наличие в составе пород двух парагенезисов породообразующих минералов — глубинного раннемагматического (докамерного) и внутрикамерного на месте становления интрузива. Раннемагматический парагенезис представлен порфиоровыми кристаллами битовнита (An_{87-76}), в центре которых располагаются оплавленные ядра анортит-битовнита (An_{95-82}), и округлыми зернами хризолит-гиалосидерита (Fa_{28-36}). Докамерную генерацию дополняют генетически важные акцессории — муассанит, шпинель, гранат пироп-альмандинового ряда. Минералы внутрикамерного этапа кристаллизации магмы характеризуются пойкилоофитовыми соотношениями и имеют типичный для траппов состав. Плагиоклаз основной массы образован лейстами лабрадора, клинопироксен представлен крупными ойкокристаллами авгита, оливин образует скопления округлых зерен, отвечающих по составу гиалосидериту. Специфичность условий кристаллизации магмы в пределах оторочки желваков обособления железа находит свое отражение в повышении железистости темноцветных минералов. В габбро-долеритах появляются зерна более железистого гиалосидерита Fa_{42-49} . Клинопироксен меняет свой состав от $Wo_{37}En_{42-46}Fs_{15-17}$ до $Wo_{38}En_{39-40}Fs_{22-23}$, т.е. кальциевость минерала остается постоянной, изменяется только соотношение ферросилитовой и энстатитовой составляющих. Максимально железистые оливин и пироксен установлены во фрагментах долеритов, расположенных внутри сегрегаций самородного железа — с высокожелезистым авгитом ($Wo_{21-24}En_{32-34}Fs_{42-47}$) здесь ассоциирует пижонит ($Wo_{7-12}En_{41-34}Fs_{52-54}$), железистость оливина возрастает до Fa_{80-95} . Следует отметить в долеритах из оторочек желваков присутствие сульфидов, особенно пирротина и халькопирита.

Все интрузивы с масштабным проявлением металлического железа сформированы расплавом толеит-базальтового состава, содержание MgO в котором на 1.5–2 мас. % выше, а содержание оксидов железа практически на 2 мас. % ниже средних значений, чем в распространенном типе трапповых интрузивов Тунгусской синеклизы (табл. 1).

Наличие этапа раннего фракционирования расплава отразилось и на составе долеритов из интрузивов, содержащих самородное железо (табл. 2). Присутствие в долеритах раннемагматических оливина и пироксена обусловило относительный рост концентраций связанных с ними сидерофильных элементов, прежде всего Ni, Co, Cr. Для данной группы интрузивов характерны минимальные содержания крупноионных литофилов — Rb, K, Ba, Th, U и высоkozарядных элементов — Zr, Hf, Ta, Y, Nb. Относительно типичных траппов в них значительно уменьшается сумма редких земель при практически близких значениях отношения $(La/Yb)_n$. Распределение элементов-примесей в долеритах интрузивов отражено на рис. 3. Спектры практически идентичны, расположены близко параллельно. Распределение REE отличается умеренным фракционированием — $(La/Yb)_n = 2.2-3.4$, значения Eu/Eu^* близки к единице. На спайдер-диаграммах отчетливо выражен максимум стронция — характерный признак трапповых интрузивов, сформированных расплавом, эволюционирующим в докамерных условиях с фракционированием раннемагматического высококальциевого плагиоклаза.

Габбро-долериты, располагающиеся вокруг желваков железа, отличаются по химическому составу от пород основной части интрузива, прежде всего высокой железистостью (табл. 1, ан. 5, 9). Повышение содержания общего железа в габбро-долеритах происходит за счет мельчайших капель металлического железа, встречающихся в виде

Таблица 1. Средний химический состав долеритов интрузивов, содержащих самородное железо

Компо- ненты	Хунгтукунский					Айхальский				Чуньский	Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48.67	47.86	47.06	48.37	44.90	49.30	48.29	48.43	41.26	46.78	48.88
TiO ₂	1.12	0.89	0.77	1.00	3.9	1.35	1.14	1.17	0.93	0.73	1.51
Al ₂ O ₃	15.40	15.70	15.42	15.61	14.36	15.03	16.21	16.04	12.85	19.31	14.38
Fe ₂ O ₃	3.66	3.35	3.22	2.88	4.96	3.62	2.76	2.88	9.62	1.43	3.96
FeO	8.35	8.25	8.45	8.74	12.63	7.80	7.89	7.87	13.84	9.69	9.21
MnO	0.17	0.17	0.17	0.09	0.21	0.21	0.20	0.20	0.22	0.27	0.16
MgO	7.43	9.40	11.47	8.60	9.53	7.76	9.13	8.93	11.25	8.09	6.60
CaO	10.70	10.62	10.06	10.70	9.16	11.63	11.20	11.26	7.32	10.80	10.69
Na ₂ O	2.19	1.97	1.73	2.07	2.08	2.01	1.86	1.88	1.16	1.92	2.36
K ₂ O	0.44	0.36	0.30	0.41	0.31	0.42	0.37	0.38	0.22	0.52	0.65
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.07	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.08	0.18	0.21
H ₂ O	1.65	1.21	1.08	1.36	0.85	1.15	1.26	1.24	1.75	0.68	1.07
Сумма	99.89	99.86	99.80	99.92	99.92	100.40	100.40	100.39	100.50	100.40	99.66
Mg#	53	60	64	57	58	56	62	60	47	61	50
n	48	9	5	51	7	1	6	7	1	3	435

Примечание. Содержание оксидов петрогенных элементов приведены в мас. %. 1, 6 — оливинсодержащий габбро-долерит; 2, 7, 10 — оливиновый габбро-долерит; 3 — троктолитовый габбро-долерит; 4, 8, 10 — среднее по интрузиву; 5, 9 — околожелваковый габбро-долерит, 11 — среднее по траппам северо-востока Тунгусской синеклизы (данные авторов); n — количество анализов.

включений в породообразующих минералах, и за счет увеличения железистой компоненты темноцветных минералов. Анализ микроэлементного состава в долеритах показывает снижение содержаний в них сидерофильных (Ni, Co и особенно Cr), литофильных (Ba, Rb, Cs), высоkozарядных (Zr, Hf, Ta, Y, Nb) и редкоземельных элементов (REE) (табл. 2). Отмечающийся рост концентраций халькофильных элементов (Cu, Mo, W) обусловлен постоянным присутствием вокруг желваков железа сульфидных минералов. В долеритах оторочки желваков железа повышена доля раннего плагиоклаза (An_{81-85}), которая достигает 20 об. %; на спайдер-диаграмме отчетливо выражены максимумы стронция и европия, которые активно экстрагировались плагиоклазом основного состава (рис. 3).

ОБОСОБЛЕНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА

Обособления самородного железа приурочены к верхним частям силлов. Даже обнаруженная в Хунгтукунском массиве пластина “сливного” железа весом около 10 тонн располагается в прикровлевой его части. В пределах Джалтульского интрузива в обнажении горы Озерной на ее плоской вершине установлено большое количество скоплений желваков железа общим весом в несколько сотен тонн. Основная масса встреченных

в Айхальском силле желваков железа, отдельные из которых весят более 400 кг, также находится в пределах его кровли в виде делювиальных высыпок. Желвакообразные сегрегации железа имеют четкие контакты с вмещающими долеритами, обозначенные окисно-железистой обожженной коркой, по которой они легко препарируются. При разрушении пород желваки сохраняются, образуя элювиальное скопление на плоских поверхностях,

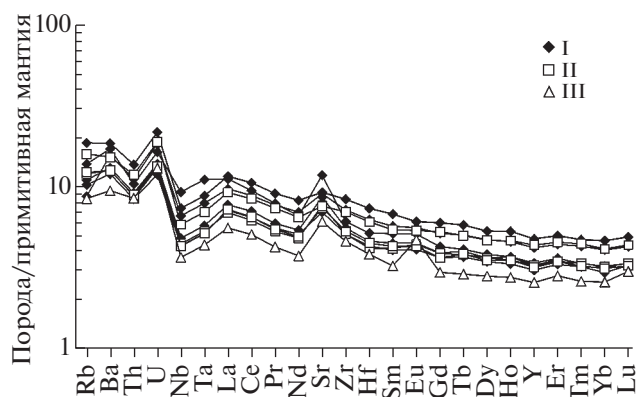


Рис. 3. Распределение элементов-примесей в долеритах интрузивов с проявлением самородного железа. Нормировано к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). I — Хунгтукунский массив, II — Айхальский силл, III — околожелваковый долерит.

Таблица 2. Состав долеритов из интрузивов, содержащих самородное железо

Интрузив	Хунгтугунский								Айхальский				Среднее	
Обнажение	Дж-35			Х-8			Дж-49		Ай-3			Ай		
Номер образца	3	7	14	18	36	74	4	7	1	3	8	0	А	Б
SiO ₂	49.8	49.29	48.24	46.34	46.96	48.49	48.5	48.71	48.77	47.73	49.3	41.26	48.38	48.57
TiO ₂	0.88	1.00	0.93	0.77	0.78	1.10	1.11	1.1	1.06	1.12	1.35	0.93	1.02	1.48
Al ₂ O ₃	15.7	15.3	15.56	13.51	16.17	15.19	15.17	15.66	16.15	15.9	15.03	12.85	15.39	14.62
Fe ₂ O ₃	2.09	3.99	0.94	6.94	3.64	2.98	1.69	3.88	3.00	2.05	3.62	9.62	3.17	3.88
FeO	8.52	7.32	9.94	6.66	7.92	8.94	10.51	8.05	7.47	8.93	7.8	13.84	8.37	9.35
MnO	0.2	0.21	0.19	0.19	0.16	0.17	0.18	0.19	0.15	0.22	0.21	0.22	0.19	0.19
MgO	8.71	8.65	10.12	13.19	10.58	7.85	8.17	7.87	8.96	9.86	7.76	11.25	9.25	7.04
CaO	10.91	9.88	10.79	9.4	10.58	10.8	10.98	10.76	11.62	10.78	11.63	7.32	10.74	10.77
Na ₂ O	2.05	2.05	2.00	1.85	1.8	2.08	2.00	1.88	1.74	1.83	2.01	1.16	1.94	2.23
K ₂ O	0.39	0.55	0.38	0.3	0.33	0.46	0.49	0.53	0.33	0.36	0.42	0.22	0.41	0.64
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.12	0.08	0.07	0.11	0.09	0.13	0.09	0.08	0.11	0.08	0.10	0.19
H ₂ O ⁺	0.4	0.92	0.82	0.76	0.92	1.13	1.17	1.21	0.8	0.54	0.79	0.54	0.86	0.80
Сумма	99.81	99.34	100.1	99.99	99.91	99.30	100.1	99.97	99.5	100.1	100.1	99.40	99.81	99.86
Mg#	60	59	63	65	63	55	55	55	61	62	56	47	60	50
Cs	0.18	0.17	0.31	0.30	0.22	0.53	0.23	0.24	0.28	1.32	0.63	0.21	0.40	0.47
Rb	8.91	5.54	8.77	6.52	7.00	11.80	9.35	12.00	7.63	7.78	10.10	5.38	8.68	12.90
Ba	113	10	119	83.8	91.3	129	115	123	88.5	87.7	106	66.1	106	165
Th	0.86	0.95	0.87	0.72	0.78	1.16	0.99	1.19	0.75	0.76	1.01	0.72	0.91	1.17
U	0.35	0.39	0.34	0.25	0.29	0.46	0.36	0.45	0.28	0.28	0.40	0.27	0.35	0.54
Nb	3.93	4.73	6.62	3.10	3.45	5.26	4.07	4.90	3.18	3.08	4.18	2.62	4.23	7.29
Ta	0.27	0.33	0.45	0.21	0.24	0.36	0.28	0.34	0.22	0.21	0.29	0.18	0.29	0.46
Sr	185	191	249	147	182	195	181	183	162	157	160	129	181	236
Zr	70.6	80.5	68.4	57.2	62.5	93.9	81.2	91.6	57.3	59.8	78.6	51.8	73.0	129.0
Hf	1.69	1.94	1.60	1.33	1.43	2.27	1.90	2.18	1.29	1.39	1.88	1.19	1.72	3.17
Y	17.6	19.2	15.5	14.0	15.0	21.8	19.1	21.0	14.9	14.6	19.9	11.7	17.50	31.9
La	5.90	6.67	7.67	4.92	5.33	7.97	6.56	7.83	4.76	4.99	6.34	3.84	6.27	10.20
Ce	14.0	15.7	16.8	11.5	12.6	18.8	15.3	18.0	11.0	11.6	14.9	9.0	14.56	22.51
Pr	1.90	2.13	2.18	1.54	1.64	2.51	2.08	2.39	1.47	1.51	2.04	1.18	1.95	3.00
Nd	8.37	9.46	8.98	6.90	7.34	11.20	9.39	10.60	6.56	6.69	8.79	5.10	8.57	14.88
Sm	2.21	2.54	2.29	1.81	2.00	3.02	2.53	2.78	1.86	1.91	2.41	1.45	2.31	4.12
Eu	0.89	0.94	0.86	0.69	0.76	1.03	0.94	1.00	0.75	0.72	0.91	0.79	0.86	1.32
Gd	2.65	3.08	2.56	2.19	2.33	3.58	3.06	3.33	2.32	2.18	3.16	1.78	2.77	4.64
Tb	0.50	0.55	0.45	0.40	0.43	0.63	0.54	0.61	0.41	0.42	0.54	0.31	0.50	0.81
Dy	3.25	3.49	2.83	2.55	2.69	3.93	3.46	3.80	2.70	2.59	3.47	2.08	3.16	5.27
Ho	0.71	0.75	0.61	0.55	0.61	0.87	0.75	0.85	0.58	0.58	0.76	0.45	0.69	1.08
Er	1.99	2.12	1.74	1.60	1.71	2.40	2.11	2.33	1.66	1.66	2.19	1.36	1.96	3.15
Tm	0.29	0.32	0.25	0.24	0.24	0.35	0.30	0.34	0.25	0.24	0.33	0.19	0.29	0.70
Yb	1.83	2.02	1.60	1.46	1.57	2.30	2.02	2.14	1.58	1.56	2.05	1.28	1.83	2.74
Lu	0.29	0.32	0.25	0.24	0.24	0.36	0.32	0.34	0.25	0.24	0.32	0.22	0.29	0.42
Ni	181	169	219	542	275	118	146	131	151	188	118	122	203	123
Co	54.8	54.0	57.7	81.9	61.5	50.0	53.7	50.9	53.0	57.5	50.6	49.1	56.9	50.0

Таблица 2. Окончание

Интрузив	Хунгтугунский								Айхальский				Среднее	
Обнажение	Дж-35			Х-8			Дж-49		Ай-3			Ай		
Номер образца	3	7	14	18	36	74	4	7	1	3	8	0	А	Б
Cr	486	367	355	367	357	240	182	173	601	457	493	80	371	229
V	251	272	243	215	227	311	280	284	253	230	307	303	261	310
Cu	112	141	167	720	171	161	171	166	115	132	165	289	202	190
Zn	67.7	77.5	76.2	77.5	66.9	78.3	81.7	77.1	70.9	65.0	80.1	80.0	74.1	111
Ga	15.6	15.9	14.7	12.5	14.4	16.6	15.7	16.4	14.4	14.0	15.5	12.1	15.01	20.0
Mo	1.38	1.36	3.26	1.49	1.23	0.90	0.94	0.83	0.95	0.64	1.09	3.93	1.28	1.63
W	0.35	0.34	0.30	0.96	0.60	0.25	0.07	0.04	0.30	0.27	0.14	0.41	0.33	0.57
ΣREE	44.76	50.09	49.10	36.60	39.44	58.92	49.4	56.33	36.19	36.88	48.26	29.08	46.01	74.84
(La/Yb) _n	2.32	2.37	3.44	2.41	2.43	2.49	2.33	2.63	2.16	2.30	2.22	2.15	2.46	2.67
Eu/Eu*	1.12	1.03	1.08	1.06	1.07	0.95	1.03	1.01	1.10	1.08	1.00	1.51	1.05	0.93
Nb/Nb*	0.63	0.68	0.92	0.60	0.61	0.63	0.58	0.58	0.61	0.57	0.60	0.57	0.64	0.76

Примечание. Содержание оксидов петрогенных элементов приведены в мас. %, редких элементов – в ppm. $Eu/Eu^* = E_{n,n}/0.5(Sm_n + Gd_n)$, $Nb/Nb^* = 0.3618Nb/\sqrt{ThLa}$; $(La/Yb)_n$ – значения нормированы по составу хондрита (Sun, McDonough, 1989). Обр. Ай-0 – околожелваковый долерит; среднее: А – интрузивы с самородным железом (11 ан.), Б – наиболее распространенная группа траппов (27 ан.).

либо располагаются по склону и в подножии обнажений.

Желваки имеют эллипсовидную или неправильно-изометричную форму чаще всего размером 30–50 см в поперечнике. По текстурным особенностям выделяется четыре морфологических типа проявлений железа: микровкрапленный, сидеронитовый, губчатый и массивный. Микровкрапленное железо образует мельчайшие (до 1 мм) каплевидные обособления, включенные в порообразующие минералы габбро-долеритов (рис. 4 и 5). Сидеронитовая форма обычно образована крупными обособленными каплями металла, занимающими до 20–40% объема породы (рис. 6а). Губчатый тип представляет собой единый металлический каркас из мелких капель железа, доля которых часто превышает 50% объема желвака (рис. 6б). Массивная текстура формируется при тесном соприкосновении мелких капель железа. В этом случае содержание металла в обособлении достигает 80–90 об. %. Подобные скопления железа пластичны, часто деформировались, приобретая причудливо изогнутые формы (рис. 6в и 6г). При полном слиянии отдельных капель формировались самородки, которые встречаются довольно редко. Разные морфологические типы выделения железа зависят, прежде всего, от длительности процесса коалесценции, что подтверждено экспериментально (Борисов, 2021).

Железо Айхальского и Чуньского силлов представлено малоникелистой разностью – ферритом (α -Fe) с содержанием никеля, не превышающим

десятые или сотые доли процента (табл. 3, 4). В Хунгтугунском массиве, наряду с широким распространением желваков ферритового состава, в его западной части встречаются массивные обособления, железо в которых по содержанию никеля приближается к камаситу (α -Fe, Ni). Ранее было показано, что высокие концентрации Ni и Co характерны для желваков с крупными сливными выделениями (Goodrich, Bird, 1985; Олейников, Копылова, 2000). При этом концентрации Au, Pt, Pd, Rh, Ru в же-

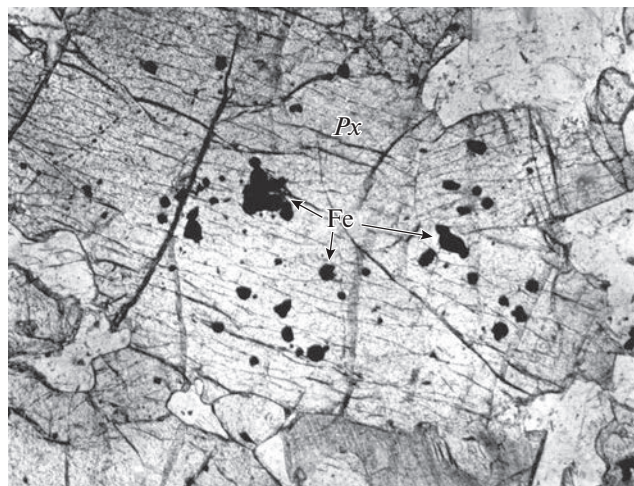


Рис. 4. Каплевидные включения железа в порообразующих минералах долеритов. Хунгтугунский интрузив, обр. Дж-35-9а, шлиф, увел. 9×, без анализатора.

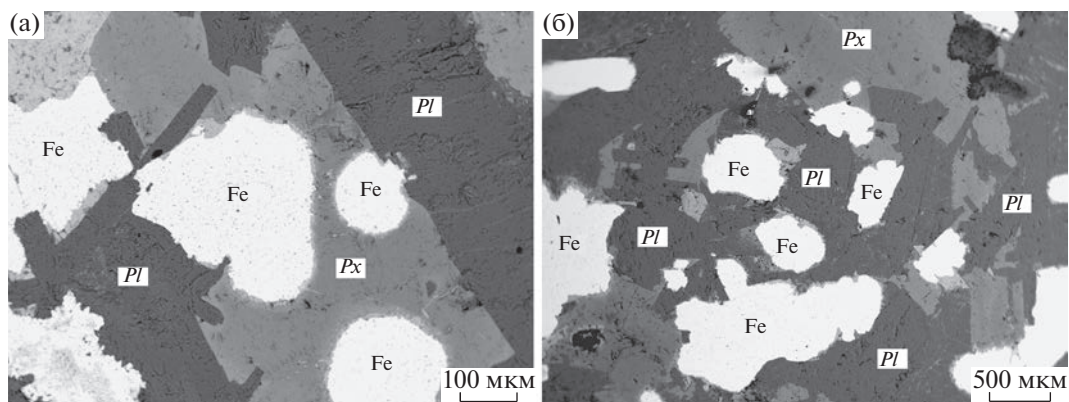


Рис. 5. Микровкрапленное железо в породообразующих минералах долеритов. Айхальский интрузив: (а) – обр. Ай-0, (б) – обр. Ай-1.

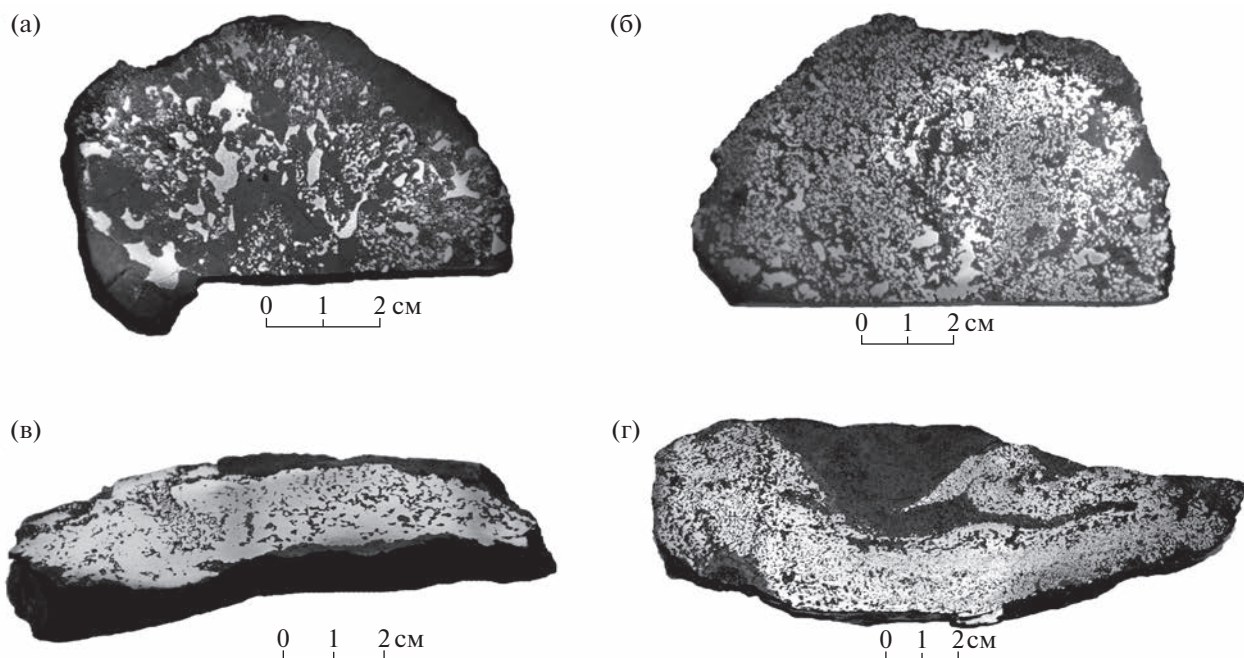


Рис. 6. Морфологические типы выделений самородного железа: (а) – сидеронитовый (Хунгтукунский интрузив, обр. Дж-35-1а), (б) – губчатый (Хунгтукунский интрузив, обр. Дж-48-26), (в) – массивный (Айхальский интрузив, обр. Ай-1), (г) – массивный (Хунгтукунский интрузив, обр. Дж-34-15).

лезе по сравнению с вмещающими долеритами увеличиваются в десятки и даже сотни раз (Олейников, Копылова, 1995; Олейников, Копылова, 2000; Олейников и др., 1999; Howarth et al., 2017; Mann et al., 2012 и др.). Растворимость серебра в железе очень низкая. Невысокое содержание Ag характерно и для долеритов (0.1–0.3 ppm). Кроме благородных металлов в железе активно концентрируются Ga, As, Sb, Sn, Mo, Ge, проявляя при этом четко выраженные сидерофильные свойства. Присутствие меди в самородном железе в пределах 0.1–0.3% объясняется наличием мельчайших эмуль-

сионных выделений как самостоятельных, так и в ассоциации с троилитом или когенитом (рис. 7).

МИНЕРАЛЫ, СОПУТСТВУЮЩИЕ САМОРОДНОМУ ЖЕЛЕЗУ

С железом постоянно ассоциируют самородные металлы, интерметаллиды, карбиды, сульфиды (Самородное ..., 1985; Томшин и др., 2019; Рябов, Лапковский, 2010; Kamenetsky et al., 2013; Ryabov, Lapkovsky, 2010), установлен и описан графит, в том числе в форме клифтонита (Левашов, Олейников, 1984). В самородном железе от-

Таблица 3. Состав феррита, когенита, троилита (мас. %)

Элементы	Феррит				Когенит				Троилит		
	Ай-1	34-15г	35-9н	48-4а	Ай-1	34-15г	35-9н	46-4а	Ай-1	35-9н	45-8а
Fe	98.69	92.41	98.16	98.31	92.54	87.39	91.41	92.46	61.65	63.89	63.53
Ni	0.06	4.93	0.28	0.82	0.05	1.08	0.52	0.15		0.38	
Co	0.08	1.10	0.22	0.15	0.07	0.54	0.30	0.19		0.22	
Cu	0.20	0.70	0.38	0.17	0.16	0.89		—		0.12	0.63
Ge	0.33	0.056		0.27	0.10						
S									37.49	35.49	35.13
Сумма	99.39	99.14	99.43	99.72					99.14	100.1	99.29

Примечание. Образец Ай-1 из Айхальского силла, остальные образцы из Хунгтукунского массива. Твердость железа находится в пределах 110–117 ед. НВ (или 1080–1150 МПа).

Таблица 4. Содержание редких элементов в самородном железе (ppm)

Элементы	Ай-1	Дж-48-3а	Дж-48-26	Дж-42-37	Дж-35А-29	34-Д-1
Ni	489	370	1664	1161	1750	34300
Co	240	160	216	407	963	7698
Cu	1449	1700	1847	3373	3175	0.46
Au	0.03	0.07	0.99	0.07	0.33	4.60
Ag	0.10	0.19	0.13	0.16	0.27	0.35
Pt	0.083	0.15	0.37	0.86	0.06	2.82
Pd	0.047	0.16	0.96	0.18	0.38	22.2
Rh	0.006	0.03	0.17	0.01	0.26	2.48
Ir	0.001	0.0022	0.001	0.0031	0.0008	0.19
Ru	0.100	0.012	0.094	0.037	0.010	3.72
Ge	326	5.7	9.5	9.1	52	390
Sn	10.96	9.2	4.28	10.01	12.17	30.1
Zn	6.2	6.7	14.5	5.2	8.4	8.58
Pb	0.27	2.2	0.57	0.94	0.42	2.4
Sb	1.02	5.84	1.66	3.84	1.52	20.2
As	13.81	119	42.22	30.20	13.76	609
Ga	21.6	3.39	30.2	23.3	30.0	5.3
W	7.94	0.06	18.19	6.89	9.01	0.016
Mo	4.24	6.92	5.85	6.45	11.15	10.52

Примечание. Образец Ай-1 из Айхальского силла, остальные образцы из Хунгтукунского интрузива.

мечаются включения силикатного расплава и породообразующих минералов.

Когенит — наиболее распространенный минерал в желваках железа. Значительная способность железа к растворению углерода быстро снижается при температуре ниже 900°C, что приводит к выделению когенита (Вегман и др., 2004). Содержание когенита в разных образцах одного и того же интрузива может существенно различаться. Чаще всего его единичные обособления встречаются на границе самородного железа с силикатами или с

расплавными включениями иногда в ассоциации с троилитом (рис. 8). Максимальное содержание когенита может достигать 25 об. %. В этом случае наблюдается структура эвтектоидного распада с выделением когенита в виде иероглифических структур (рис. 8в). В когените установлена невысокая, но стабильная примесь Ni, Co и Cu (табл. 4).

Троилит в парагенезисе с ферритом встречается в разных морфологических разновидностях. Обычно троилит располагается на границе железа с силикатной породой (рис. 8г). Вторая его форма —

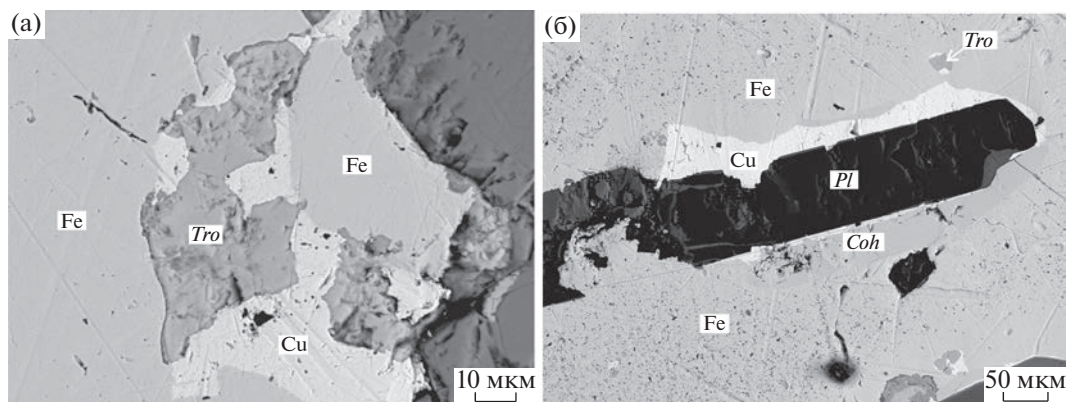


Рис. 7. Выделения самородной меди (Джалтульский интрузив): (а) — обр. Дж-81-14, (б) — обр. Дж-10Б-7а. Fe — самородное железо, Cu — самородная медь, Coh — когениит, Tro — троилит.

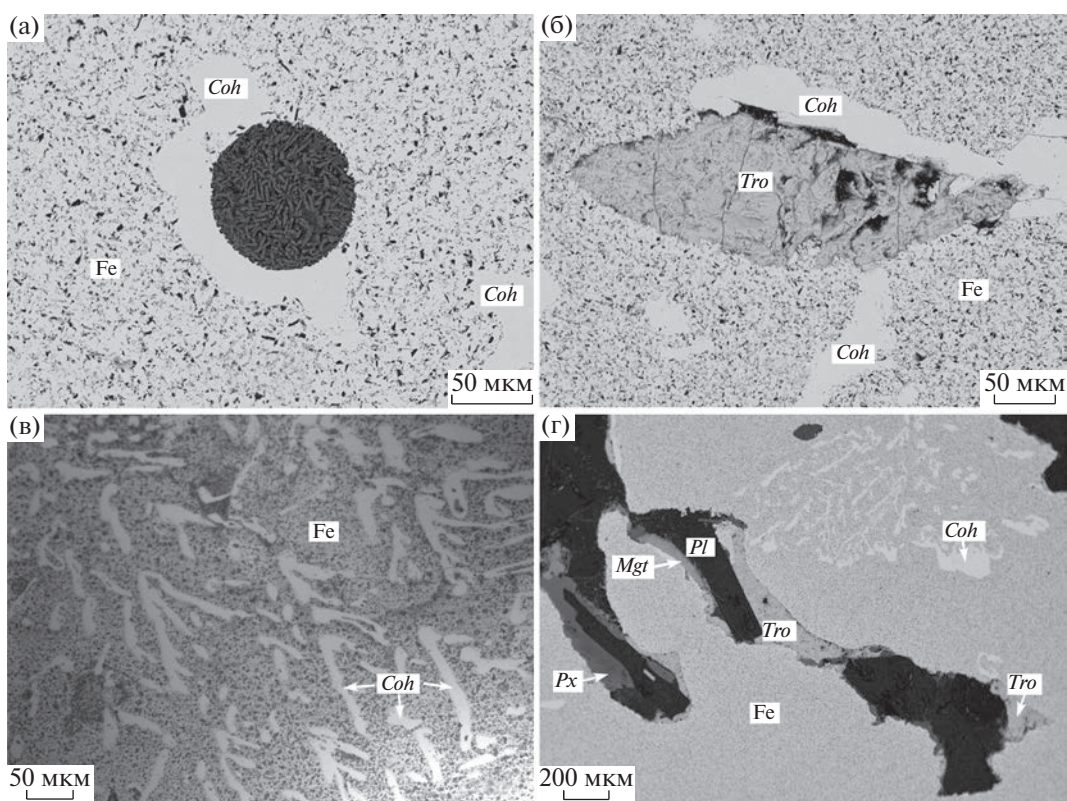


Рис. 8. Формы выделений когениита и троилита в самородном железе (Айхальский интрузив): (а) — кайма когениита вокруг слабо раскристаллизованного расплавленного включения, (б) — троилит с прерывистой каймой когениита, (в) — эвтектические перлитовые структуры когениита, (г) — троилит на контакте плагиоклаза и самородного железа и эвтектические (иероглифические) выделения когениита в матрице железа. Мелкие вкрапления черного цвета в железе — железокремнистые обособления (фото (а) и (б)). Pl — плагиоклаз, Mgt — магнетит, остальные условные обозначения см. на рис. 7.

самостоятельные выделения часто с прерывистой каймой когениита (рис. 8б). Иногда сульфид встречается в виде ксеноморфных зерен среди породообразующих минералов, находящихся внутри желвака. Троилит редко содержит примеси других элементов (табл. 4).

Для мелких, особенно каплевидных, выделений феррита, располагающихся в силикатном матриксе, характерно его замещение по периферии окисными минералами. Для наиболее обогащенного никелем железа Хунтукунского интрузива наблюдаются вюститовые (FeO), вюстит-магнети-

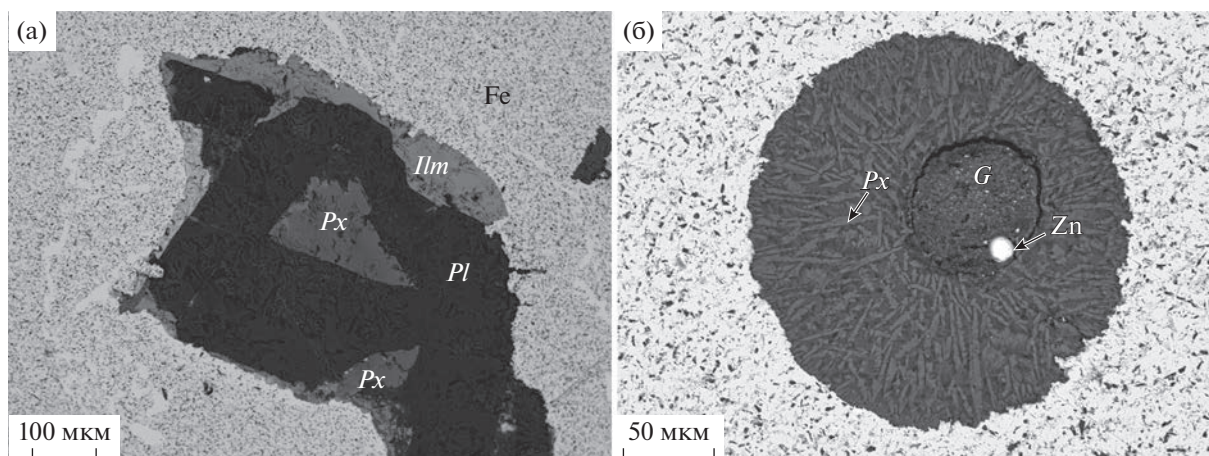


Рис. 9. Включение фрагмента долерита (а) и слабо раскристаллизованного расплавного включения (б) в железе (Айхальский интрузив).

Мелкие вкрапления черного цвета в железе — железо-кремниевые обособления. Fe — самородное железо, Zn — самородный цинк, G — расплавленное включение, Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Ilm — ильменит.

товые либо магнетитовые (FeFe_2O_4) оторочки. По ферриту Айхальского и Чуньского силлов фиксируется лишь магнетит, подчеркивая тем самым более окислительные и менее глубинные условия становления интрузивов и низкое содержание никеля в железе данных силлов.

Кроме минеральных включений в железе установлены фрагменты долеритов и округлые включения силикатного расплава размером 70–260 мкм разной степени раскристаллизации (рис. 9). В долеритах диагностированы плагиоклаз, высокожелезистые пироксен (Fs_{31-36}), оливин (Fa_{78-79}). С ними часто ассоциируют акцессорные герцинит, апатит, ильменит. В слабо раскристаллизованных расплавных включениях просматриваются лишь микронные удлиненные недиагностируемые кристаллиты. Точечный анализ стекловатых включений показал непостоянность его состава. Основными компонентами здесь являются FeO (до 26 мас. %) и SiO_2 (42 мас. %), в меньших количествах присутствуют, в мас. %: MgO 4, CaO 8 и Al_2O_3 12, а также оксиды фосфора до 3, натрия до 2 и титана до 1.

В железе, особенно Айхальского силла, постоянны обильные мельчайшие железокремнистые выделения (мелкие вкрапления черного цвета на светлом фоне на рис. 8а, 8б и 9а, 9б). По содержаниям SiO_2 (44.5 мас. %) и FeO (55 мас. %) можно предположить, что данное вещество по составу приближается к твердому раствору FeSi (Новгородова, 1983).

ОБСУЖДЕНИЕ

О восстановлении железа углеродом осадочных пород. Наиболее распространенное мнение о происхождении самородного железа — его восстанов-

ление из базитового расплава углеродсодержащим веществом осадочных пород (Iacono-Marziano et al., 2012; Howarth et al., 2017). Это мнение существует с момента первого описания находки железа на о. Диско (Гренландия). Предполагается, что излившиеся порфировые базальтовые лавы контактировали и захватывали ксенолиты меловых и третичных углеродсодержащих осадочных пород. В результате пирометаморфических процессов ассимилированный углерод восстанавливал компоненты оксида железа в магме с образованием самородного железа (Törnebohm, 1878; Melson, Switzer, 1966; Pedersen, 1979; Ulff-Møller, 1989 и др.). Обнаруженное впоследствии железо в долеритах даек, игравших роль подводящих каналов для излившихся лав и не имевших контактов с меловыми и третичными осадками, объясняется, в основном теми же авторами, восстановлением железа углеродом графитосодержащих сланцев, ксенолиты которых встречаются в интрузивах. Возникает вопрос — достаточно ли было графита в сланцах, чтобы восстановить то количество железа, которое там было обнаружено? Согласно (Melson, Switzer, 1966), ксенолиты состоят на 90% из анортит-битовнита, небольшого количества шпинели и включенного в шпинель графита. Еще один вопрос — сможет ли графит (во всех вышеперечисленных работах, речь идет о графите, а не об углероде), температура плавления которого свыше 3000°C , играть роль восстановителя в базальтовой магме с естественной температурой внедрения $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$? И, наконец, вызывает сомнение правильность интерпретации “ксенолитов”. Еще в работе (Vaasjoki, 1965) они описывались как “анортозиты”, которые, скорее всего, аналогичны обнаруженным в Джалтульском интрузиве плагиоклазитам, имеющим магматическую (кумулятивную) природу. Следует под-

черкнуть, что плагиоклаз в ксенолитах сланцев имеет кристаллическую природу — центральное более анортитовое оплавленное ядро и периферийные зоны роста (Vaasjoki, 1965; Melson, Switzer, 1966). Таким образом, из анализа опубликованного материала трудно предположить, что железо о. Дisko связано с его восстановлением углеродом осадочных пород в приповерхностных условиях. О магматической природе железа о. Дisko говорится в работе (Bird, Weathers, 1977). Не отрицал мантийного происхождения железа в дайках в своей ранней работе и Ф. Ульф-Мюллер (Ulff-Møller, 1977). В.В. Рябов с соавторами (Рябов и др., 1985; Рябов, Лапковский, 2010), изучая Хунгтукунский интрузив, пришли к выводу, что восстановление железа до нуль-валентного состояния произошло в близповерхностных условиях под влиянием восстановительных газов, выделившихся в результате термального воздействия траппов на битуминозные сланцы. Возникает вопрос, почему в трапповых силах, расположенных в том же районе, что Хунгтукунский интрузив, и контактирующих с теми же самыми битумосодержащими сапропелевыми отложениями, восстановление железа не произошло?

В.В. Золотухин и Ю.Р. Васильев (Золотухин, Васильев, 1967) считают, что образование железа произошло метасоматическим путем в постмагматическую стадию. Во всех рассмотренных случаях предполагается восстановление железа из силикатного расплава в пост- или позднемагматическую стадию эволюции базитового расплава в близповерхностных условиях. Однако данное заключение не объясняет появление самородного железа в виде включений в породообразующих минералах долеритов, и, в первую очередь, в протокристаллах, возникших в докамерной глубинной обстановке. Именно в битовните анортозитовых габбро-долеритов Усть-Ханьинского интрузива (Олейников, Округин, 1981) впервые в траппах Сибири были обнаружены сферулы железа. Предпринятые нами целенаправленные поиски самородного железа в трапповых интрузивах, контактирующих с различными по качеству углями Вилюйского бассейна, с углями, превращенными под воздействием траппов в графит Ногинского месторождения (р. Н. Тунгуска), с битуминозными образованиями куонамской свиты (нижний кембрий) на р. Оленек не дали положительных результатов.

Причины появления железа в мантийной обстановке. Все трапповые интрузивы с проявлениями железа сформированы расплавом, несущим в себе признаки глубинной докамерной эволюции (анортитовая тенденция магматической дифференциации). В вещественном отношении это явление фиксируется в обязательном появлении в магматитах докамерного парагенезиса породообразующих минералов. Последние представлены анортит-би-

товнитом (An_{95-76}) и форстерит-хризолитом (Fa_{12-28}). Их дополняют муассонит, разнообразные самородные металлы, гранат пироп-альмандитового ряда, богатые Mg, Al и Cr шпинелиды, дистен, корунд (Округин, 1982). Перечисленные минералы фиксируют восстановительные условия и барофильность обстановки в мантийном промежуточном очаге, существовавшем при $P \sim 12-15$ кбар и $T \sim 1450-1550^\circ\text{C}$.

Б.В. Олейников и А.В. Округин в своей работе (Олейников, Округин, 1981) обосновали условия метаматической металлизации базальтовой магмы на докамерном этапе ее эволюции. Сущность данного процесса заключается в частичном восстановлении до нуль-валентного состояния ряда петрогенных элементов за счет флюидно-магматического взаимодействия вещества магмы с восстановительными компонентами сквозьмагматического, по (Коржинский, 1955), или интрателлурического, по (Кузнецов, Исих, 1969), флюида. Предполагается, что в подобных сквозьмагматических флюидах важную роль играли гидридные соединения (Ларин, 1980). Последние обеспечивали инфильтрацию водорода и других восстановительных компонентов в глубинную промежуточную камеру, что способствовало процессу диспергирования первично однородной базальтовой жидкости на ликваты различного состава как на силикатной, так и на металлической основе (Панков, 1991). О металл-силикатной ликвации в базальтовом расплаве при его взаимодействии с водородом свидетельствуют эксперименты (Персиков и др., 2019) по восстановлению железа из силикатного расплава. Именно тонкодисперсное состояние флюидно-магматической системы обусловило реализацию самородной фазы нахождения элементов, прежде всего, железа. Данное заключение подтверждено находками мельчайших каплевидных выделений железа в породообразующих минералах габбро-долеритов, образованных из базальтовых магм, прошедших докамерную эволюцию (Олейников и др., 1980). Наличие в раннемагматических породообразующих минералах (особенно в анортит-битовните) включений никелистого железа (рис. 4 и 5) свидетельствует о том, что восстановление железа из силикатного субстрата началось до кристаллизации этих минералов. Именно поэтому валовое содержание железа в трапповых интрузивах с самородным проявлением металла на 2 мас. % ниже типичных значений (см. табл. 1). Проведенные исследования газовой составляющей в самородном железе и во вмещающих габбро-долеритах (Шуколюков и др., 1981) показали, что преобладающим летучим компонентом как в металле, так и в силикатной части является водород (до 75%). Кроме водорода постоянно присутствуют CH_4 , N_2 , CO и CO_2 . Данные о значительных количествах преимущественно метан-водородного флюида в литосферной мантии в связи с траппами Сибири

приводятся в работе (Huang et al., 2020). Таким образом, ранняя докамерная стадия эволюции базальтовых флюидно-магматических систем характеризуется высоковосстановительной обстановкой, способствует дисперсионному распаду системы на несмешивающиеся жидкости (Панков, 1991), приводит к реализации металл-силикатной ликвации и, как следствие этого, к появлению в расплаве самородных форм ряда петрогенных элементов.

Условия сохранности железа в магматическом процессе. Можно предположить, что тонкодисперсные фазы железа в процессе перемещения вместе с расплавом в ходе перемешивания и коалесценции формируют капельно-жидкие сегрегации размером от нескольких микрометров до 2–3 мм. Их сохранность предопределяется, прежде всего, процессами физического взаимодействия металла с компонентами восстановительного флюида, когда на поверхности металла образуется мономолекулярный слой газа (Самородное ..., 1985; Левашов, Округин, 1984). Наиболее активными свойствами обладают газы, содержащие углеводородные радикалы (Фролов, 1982). Углеводороды – постоянные компоненты газовой фазы как в железе, так и в габбро-долеритах и поэтому, согласно (Буслаева, Новгородова, 1989), как элементоорганические соединения они также способствуют переносу металла. Мономолекулярная пленка на поверхности капель железа, прежде всего, защищает металл от окисления. Кроме того, такая пленка затрудняет процесс коалесценции, ведущий к образованию более крупных капель и сегрегаций, и обеспечивает взвешенное положение мельчайших частиц железа в силикатном расплаве – все вместе взятое препятствует процессу их оседания под действием силы тяжести в придонные зоны магматической колонны. Наконец, при подъеме в перемещающемся расплаве усиливается процесс отделения растворенной в магме газовой фазы, что приводит к повышению концентрации поверхностно-активных веществ (в основном CH_4) на поверхности сферул железа, к образованию на них пузырьков газа и повышению флотационного эффекта (Олейников и др., 1985). При поступлении полифазной базальтовой магмы в гипабиссальную камеру и при дальнейшем ее горизонтальном движении в частично раскристаллизованном расплаве усиливается дегазация магмы, в том числе и от металлических сферул. Таким образом, ничто не мешает процессу слипания и слияния капель железа, образованию крупных его сегрегаций вплоть до формирования желвакообразных обособлений. Во время горизонтального движения последние сминаются, деформируются, из них выдавливается силикатное вещество. В центральной части желваки приобретают массивное сложение, а в периферийных участках сохраняются условия для формирования губчатой текстуры. Часть желваков успевает

оседать, располагаясь в верхней трети траппового интрузива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что на Сибирской платформе трапповые интрузивы с проявлением самородного железа имеют широкое распространение. Показано, что проявление железа приурочено исключительно к интрузивам, магма которых фракционировала в глубинной (около 40 км от палеоповерхности) промежуточной камере. В обстановке промежуточной камеры в ходе флюидно-магматического взаимодействия базальтового расплава с высокотемпературным интрателлурическим флюидом, обладающим восстановительными свойствами, происходит диспергирование первично однородной базальтовой жидкости на ликваты на силикатной и металлической основе. Именно тонкодисперсное состояние флюидно-магматической системы обусловило реализацию самородной фазы нахождения элементов, прежде всего, железа.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам за ценные советы и замечания, которые позволили существенно доработать статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов И.К., Индукаев Ю.В., Яхно А.В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край) // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88. Вып. 2. С. 180–184.
- Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М.: Наука, 1989. 150 с.
- Борисов А.А. Форма выделений металлического железа в экспериментальных стеклах: не верь глазам своим // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 104–109.
- Вегман Е.Ф., Жеребин Б.Н., Похвиснев А.Н., Юсфин Ю.С. Производство черных металлов и сплавов. М.: Академкнига, 2004. 774 с.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 269 с.
- Данилов М.А., Юшкин Н.П. Первая находка олигоценовой лавы с самородным железом на севере Русской платформы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 6. С. 1430–1432.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма формирования некоторых трапповых интрузий Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 232 с.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозь магматическими растворителями и гранитизацией // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220–234.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнеообразования // Про-

- блемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. I. С. 7–20.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция) М.: Недра, 1980. 216 с.
- Левашов В.К., Округин А.В. Оценка физических условий формирования сегрегаций самородного железа в базальтовом расплаве // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск. 1984. С. 54–62.
- Левашов В.К., Олейников Б.В. Земной клифтонит в ассоциации с самородным железом габбро-долеритов горы Озерная (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 719–722.
- Левашов В.К., Томишин М.Д., Глушков В.М. Новое местонахождение самородного железа на Сибирской платформе // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. С. 4–9.
- Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 286 с.
- Округин А.В. Акцессорные минералы раннемагматического этапа эволюции вещества базитов Сибирской платформы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л. 1982. 17 с.
- Олейников Б.В., Копылова А.Г. Золото в металлической фазе земных базитов // Докл. АН СССР. 1995. Т. 345. № 5. С. 600–602.
- Олейников Б.В., Копылова А.Г. Новый генетический тип благороднометаллоидной минерализации в трапповых интрузивах севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 21–23.
- Олейников Б.В., Округин А.В. Ферритизация базитового расплава и ее петрологическое значение // Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1981. С. 5–19.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 177–180.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д., Округин А.В. Петрологические черты докамерной эволюции магмы платформенных базитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 52–71.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Томишин М.Д., Левашов В.К. Самородное металлообразование в платформенных базитах // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск, 1985. Ч. 1. С. 3–6.
- Олейников Б.В., Копылова А.Г., Коробейникова А.Ф., Колпакова Н.А. Платина и палладий в металлической фазе земных базитов // Докл. АН СССР. 1999. Т. 364. № 1. С. 107–109.
- Панков В.Ю. Особенности эволюции базальтовой магмы в восстановительных условиях // Самородное металлообразование в магматическом процессе: Сб. научных трудов. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. С. 48–61.
- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Аранович Л.Я. и др. Экспериментальное моделирование процесса образования самородных металлов в земной коре при взаимодействии водорода с базальтовыми расплавами // Геохимия. 2019. Т. 64. № 10. С. 1015–1025.
- Рябов В.В., Аношин Г.Н. Железо-платиновая минерализация в интрузивных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 162–174.
- Рябов В.В., Лапковский А.А. Уникальная полиминеральная ассоциация кобальт-никелевых и благородных фаз в габбро-долеритах траппового массива Джалтул (Сибирская платформа) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 4. С. 522–526.
- Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск: Наука, 1985. 168 с.
- Самородное металлообразование в платформенных базитах // Под ред. Б.В. Олейникова, А.В. Округина, М.Д. Томишина и др. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1985. 188 с.
- Сигунов П.Н. Хунктукунская дифференцированная никеленосная интрузия // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Л. 1969. Вып. 16. С. 53–61.
- Старицкий Ю.Г. Самородное железо и медь с реки Курейки // Зап. ВМО. 1965. Т. 94. Вып. 5. С. 580–582.
- Томишин М.Д. Петрологические черты анортозитовой тенденции дифференциации платформенных базитов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1983. 16 с.
- Томишин М.Д., Салихов Р.Ф., Матушкин А.И. и др. Самородное железо в долеритах Айхальского силла (первая находка в Якутии) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 9. С. 50–63.
- Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. М.: Химия, 1982. 400 с.
- Шуколюков Ю.А., Верховский А.Б., Друбецкой Е.Р. и др. Поиски изотопных признаков мантийного происхождения вещества самородных металлов в трапповых породах // Геохимия. 1981. № 10. С. 1442–1452.
- Bird J.M., Weathers M.S. Native iron occurrences of Disko Island. Greenland // J. Geol. 1977. V. 85. P. 359–371.
- Goodrich C.A., Bird J.M. Formation of iron-carbon alloys in basaltic magma at Uivfaq, Disko Island: the role of carbon in mafic magmas // J. Geol. 1985. V. 934. P. 75–492.
- Howarth G.H., Day J.M.D., Pernet-Fisher J.F. et al. Precious metal enrichment at low-redox in terrestrial native Fe-bearing basalts investigated using laser-ablation ICP-MS // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 203. P. 343–363.
- Huang Jin-Xiang, Xiong Qing, Gain Sarah E.M. et al. Immiscible metallic melts in the deep Earth: clues from moissanite (SiC) in volcanic rocks // Sci. Bull. 2020. № 65. P. 1479–1498.
- Iacono-Marziano G., Gaillard F., Scaillet B. et al. Extremely reducing conditions reached during basaltic intrusion in organic matter-bearing sediments // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. P. 319–326.
- Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L. et al. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron // Geology. 2013. V. 41. № 10. P. 1091–1094.
- Kopylova A.G., Vasilyeva A.E. The new discovery of native iron in traps of the Siberia. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Prague: IOP Publishing, 2020. V. 609.
- <https://doi.org/10.1088/1755-1315/609/1/012074>
- Mann U., Frost D.J., Rubie D.C. et al. Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir and Pt between liquid metal and silicate at high pressures and high temperatures-Implications for the origin of highly siderophile element concentrations in the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 84. P. 593–613.

- Melson W.G., Switzer C.* Plagioclase-spinel-graphite xenoliths in metallic iron-bearing basalts, Disko Island, Greenland // *Amer. Mineral.* 1966. V. 51. № 5–6. P. 664–676.
- Nordenskiöld A.E.* Redogörelse för en Expedition till Grönland aar 1870. Öfvers. K. Vetensk. Akad. Förh. 1870. V. 27. P. 973–1082.
- Pedersen A.K.* Basaltic glass with high-temperature equilibrated immiscible sulphide bodies with native iron from Disko, Central West Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69 № 4. P. 397–407.
- Ramdohr P.* Neue Beobachtungen am Böhleisen. Sitzr. — Ber. Berliner Akad. Wiss., Math-nat. Kl. 1952. № 5. S. 9–24.
- Ryabov V.V., Lapkovsky A.A.* Native iron (-platinum) ores from the Siberian Platform trap intrusions // *Aust. J. Earth Sci.* 2010. V. 57. № 6. P. 707–736.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magma-tism in ocean basins.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
- Törnebohm A.E.* Ueber die Eisenführenden Gesteine von Ovivak und Assuk in Grönland: Bihang. Kongl. Svtnska Vet. Akad. Yandl. 1878. V. 5. № 10.
- Ulf-Møller F.* Native iron bearing intrusions of the Hammer Dal Complex, north-west Disko. — *Rapp. Grønlands geol. Unders.*, 1977. V. 81. P. 15–33.
- Ulf-Møller F.* Formation of native iron in sediment-contaminated magma: I. A case study of the Hanekammen Complex on Disko Island, West Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 54. P. 57–70.
- Vaasjoki O.* On basalt rocks with native iron in Disko, West Greenland // *Bull. Commiss. Geol. Finlande.* 1965. № 218. P. 85–97.

Native Iron in Siberian Traps

M. D. Tomshin¹, A. G. Kopylova¹, and A. E. Vasilyeva¹

¹*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

The results of study of intrusive traps with a large-scale occurrence of native iron allowed us to identify general patterns of their composition and origin. Intrusive bodies are weakly differentiated; they feature a similar structure and mineralogical, petrochemical and geochemical composition. Two associations of rock-forming minerals were found in all the studied bodies, i.e. early deep (pre-chamber) and intra-chamber. Native iron forms nodular segregation, with a subordinate amount of cohenite, troilite and magnetite-wustite. Natural reduced iron can concentrate many elements, such as Ni, Co, Au and PGE. Their content in metal increases by hundreds or even thousands of times compared to the hosting silicate part. The formation of native iron is based on the fluid-magmatic interaction between magma substance and reducing components of the fluid, primarily of methane-hydrogen composition. As a result, dispersion of a primarily homogeneous basalt liquid into silicate and metallic components occurs. In the process of transfer, finely dispersed phases of iron form droplet-liquid segregations with a monomolecular layer of gas on their surface that prevents enlargement of metallic droplets. In the hypabyssal chamber, magma degassing occurs, including degassing from metallic spherules. The processes of droplet fusion and formation of native phase segregations begin.

Keywords: Siberian platform, traps, dolerites, native iron, cohenite, troilite