

## АЛМАЗЫ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АЛМАЗЫ И АЛМАЗЫ В ОФИОЛИТАХ

© 2021 г. Э. М. Галимов<sup>а</sup>, \*, Ф. В. Каминский<sup>а</sup>, \*\*

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: galimov@geokhi.ru

\*\*e-mail: kaminsky@geokhi.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г.

После доработки 25.07.2020 г.

Принята к публикации 25.07.2020 г.

За последние годы появился ряд данных о находках алмазов в хромититах из офиолитов и в вулканических продуктах извержений вулканов. Алмазы, обнаруживаемые в этих породах, несмотря на существенные различия в их тектонической позиции, идентичны по своим небольшим размерам, кубооктаэдрическому габитусу, примесным и изотопным характеристикам. Предлагается модель их образования в едином цикле развития океанической литосферы, на разных этапах ее развития, связанного с геохимическими и динамическими особенностями восходящего потока мантийного вещества, который формирует океаническую кору в области срединно-океанических хребтов. В отличие от материковой литосферы, где проявление мантийной алмазоносности связано, как правило, с магматизмом кимберлитового и лампроитового типа, характеризующимся обильным углекислым флюидом, алмазообразование в океанической литосфере происходит в условиях среды, бедной флюидом и содержащей углерод преимущественно в его восстановленных формах. В астеносферной части восходящего потока углерод может присутствовать в форме нано-размерного алмаза. В верхних частях океанической литосферы происходит наращивание алмазов до микроалмазов размером 0.2–0.7 мм. Кристаллизация алмаза протекает в парагенезисе с формированием хромититов. После экстракции базальтовой магмы, реститовые гарцбургиты с линзами алмазоносных хромититов движутся в процессе спрединга к конвергентным границам литосферных океанических плит, где могут происходить два процесса. В случае коллизии океанической литосферы и континентальной плиты, в результате обдукции материал океанической литосферы выводится на поверхность континентальной окраины и образует офиолитовые массивы, содержащие алмазоносные хромититы. В случае субдукции океанической литосферы, в ней происходит новое плавление уже обогащенного летучими реститового перидотита. В состав выплавляющихся островодужных магм входят образовавшиеся ранее в хромититах микрокристаллы алмаза, которые попадают в продукты извержений вулканов и встречаются в вулканических лавах и пеплах.

**Ключевые слова:** алмаз, океаническая литосфера, офиолиты, хромититы, вулканы

**DOI:** 10.31857/S0016752521010040

### ВВЕДЕНИЕ

В ряде предшествующих публикаций мы рассмотрели особенности состава и возможное происхождение вулканогенных алмазов на примере алмазов, найденных в продуктах извержения вулкана Толбачик (Галимов и др., 2016а, б; Galimov et al., 2020). Помимо алмазов из Толбачика, алмазы были найдены в лавах и пирокластическом материале других камчатских вулканов, а также в россыпях и ультраосновных породах Камчатки. Впервые алмазы в вулканиках Камчатки были описаны Кутыевым и Кутыевой (1975), Каминским и др. (1979). Позже алмазы были найдены в меймечитах и лампроитоподобных туфах Валагинского хребта на восточной Камчатке (Seliverstov, Kaminsky, 1994; Селиверстов, 2009), в лавах

вулкана Алаид на острове Атласова на севере Курильской гряды (Аникин и др., 2018), выделены из меланократового базальта на склоне вулкана Авача (Байков и др., 1995; Kaminsky et al., 2016). Зерна поликристаллического алмаза, сцементированного карбидом кремния и силицидами, были обнаружены на полуострове Валижген в Корее и названы “камчатитами” (Kaminsky et al., 2019). На вулкане Толбачик алмазы были обнаружены в продуктах трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Первые кристаллы были идентифицированы Л.П. Аникиным в декабре 2012 г. в образцах пористых базальтов. Г.А. Карпов обнаружил зерна алмаза желтовато-зеленого цвета в пробе свежевывающего горячего пепла (Карпов и др., 2014).

Вулканогенные алмазы имеют достаточно специфический габитус и характер примесей (Galimov et al., 2020). Но главное, они не несут признаков прямого парагенезиса с другими минералами высокого давления, что так характерно для кимберлитовой алмазоносности. Высказываются разные мнения об их происхождении вплоть до крайних представлений о том, что подобные находки являются артефактами и представляют не более, чем случайное загрязнение участков отбора синтетическими алмазами (Похиленко и др., 2019).

Другой ряд находок алмазов в пределах океанической литосферы связан с алмазами, обнаруженными в породах офиолитового комплекса. Офиолиты — фрагменты бывшей океанической коры. Из-за постоянного обновления океанической коры никакие ее остатки старше поздне-мезозойского возраста не сохранились в современной океанической литосфере (Dilek, Furnes, 2014). Офиолитовые разрезы многообразны. Но, в обобщенном виде, офиолитовый разрез состоит из перидотитов, обычно включающих лерцолиты и гарцбургиты, а также линзы дунитов, содержащих хромититы (Dilek, Furnes, 2014). Гарцбургиты характеризуются почти полным отсутствием клипопироксена, утраченного в процессе частичного плавления. Гарцбургиты и присутствующие в них линзы дунитов — это мантийная часть тектонической плиты. Выше залегают габбро. Это — уже материал коры. Граница между ними рассматривается как поверхность Мохоровичича, отделяющая кору от мантии. Габбро представляют сложно расслоенную интрузию, завершающуюся, как правило, более однородным массивом. Слой габбро, мощность которого составляет обычно 2–3 км, сменяется сверху характерным для офиолитов слоем столбчатых структур — даек долеритов, образование которых является следствием и свидетельством спрединга океанического ложа и связанных с ним растягивающих напряжений в океанической коре. В верхней части офиолитового разреза присутствуют подушечные базальты, покрытые материалом океанических осадков.

Алмазы офиолитов, как правило, приурочены к хромититам. Впервые алмазы были установлены в офиолитах Тибета (Fang, Bai, 1981) и в дальнейшем подтверждены многократно. Позже они были найдены в разных районах мира. Примеров очень много. Только в последние годы это: Тибет, Луобуса (Robinson et al., 2004; Howell et al., 2015; Xu et al., 2015; Griffin et al., 2016) и Внутренняя Монголия (Huang et al., 2015) в Китае; Рай-Из на Полярном Урале в России (Yang et al., 2015; Xu et al., 2017), Турция, Пазанти-Карсанти (Lian et al., 2017; 2018); Мьянмар (Chen et al., 2018); Нидар в офиолитовой зоне Индус, Индия (Das et al., 2017), Мирдита в Албании (Xiong et al., 2017; Wu et al., 2019), и другие (рис. 1).

Происхождение вулканогенных алмазов и алмазов в офиолитах никогда не рассматривались в рамках какого-либо общей модели. Действительно, условия залегания этих алмазов совершенно различны. Вулканические алмазы встречаются в базальтовых лавах и в вулканическом пепле, в то время как алмазы в офиолитах приурочены к хромититам, которые, в свою очередь, преимущественно залегают в дунитах. Дуниты образуют локальные, иногда крупные, тела в гарцбургитах, являющихся мантийной частью литосферных плит.

Поскольку алмазы в породах офиолитового комплекса локализируются, как правило, в хромититах, дискуссия о природе алмазов из офиолитов сводится к механизму образования хромититов.

В ранних работах предполагалось, что хромититы в офиолитах формировались в результате смешивания магм и кристаллизации на сравнительно небольших глубинах, не превышающих 30 км (Arai, Matsukage, 1998; Zhou et al., 2001). Однако, необходимость объяснить присутствие алмазов, муассанита, коэсита, связанных с хромититами, вызвала обращение к моделям, включающим более глубокие процессы и минералы. Современные модели предполагают, что в момент закрытия океана, в результате погружения тектонической плиты начинается подъем астеносферы и поступление мантийного вещества в надсубдукционное пространство (Lian et al., 2017). Декомпрессия приводит к плавлению мантийного материала и генерированию базальтовых магм. Ультраосновной кумулат (дуниты) кристаллизовался из такого расплава. Считается, что алмазы поступили с глубин более 300 км. При изучении минералов, содержащихся в перидотитах из офиолитов Дингкинг (Тибет, Китай), исследователи пришли к выводу, что алмазы, инкапсулированные в зерна хромита, были принесены с глубин более 380 км (Xiong et al., 2017). Поднимающаяся магма ассимилирует из опускающейся плиты коровые минералы, такие как циркон, рутил, монацит. С добавлением флюидов из состава плиты в мантийный клин обедненные мантийные перидотиты плавятся и продуцируют бонинитовую магму. Смешение бонинитовой магмы с магмой, богатой примесями из астеносферы и реакций между расплавом и породой приводит к кристаллизации больших объемов хромита (Lian et al., 2017). Некоторые исследователи (Zhou et al., 2014) полагают, что перидотиты, содержащие хромит, а также минералы высокого давления и минералы, требующие глубоко восстановительной обстановки своего образования, сформировались еще в срединно-океанических хребтах. Хромититы же, характерные для офиолитов (подформные хромититы), возникли на стадии закрытия океанического бассейна. Считается, что присутствие таких минералов как циркон, рутил, апатит, иногда включенных в состав хромититов (Robinson et al., 2015),

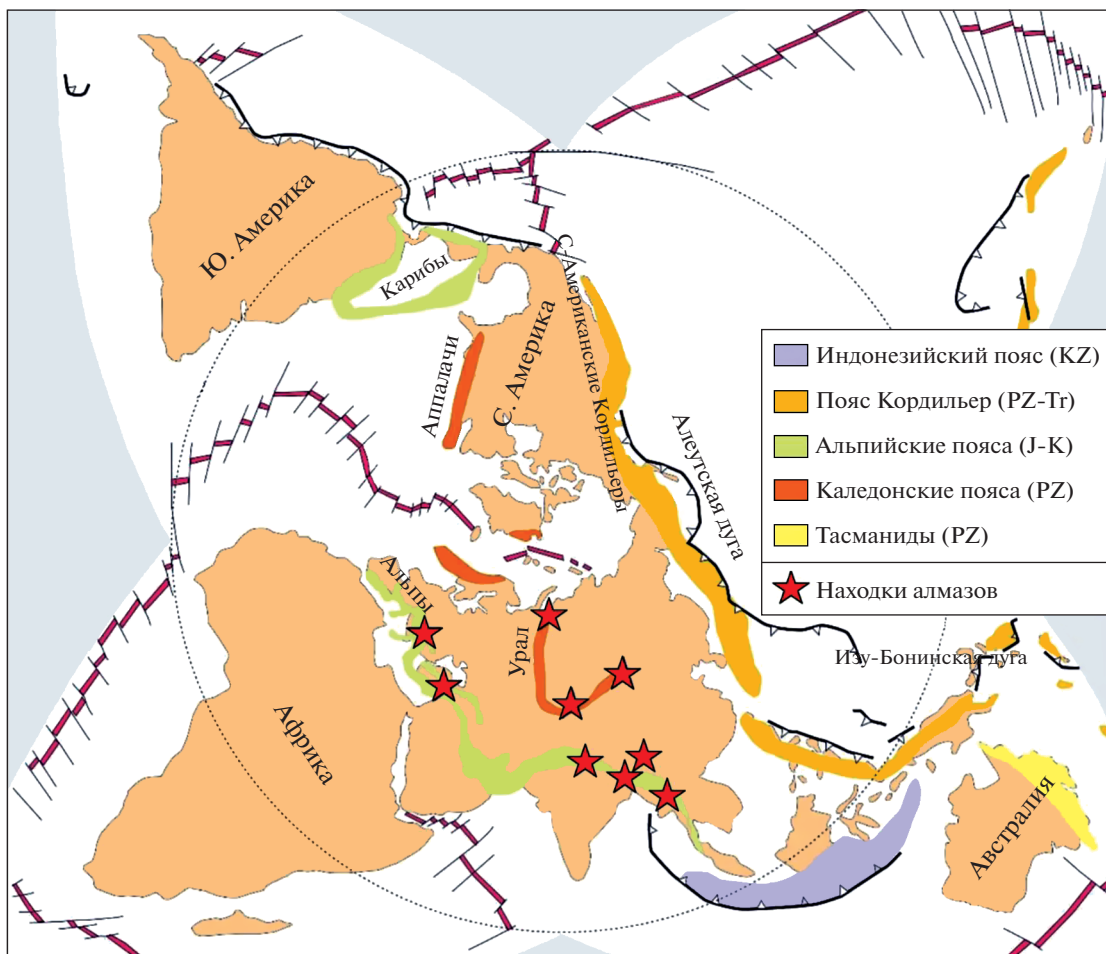


Рис. 1. Положение известных алмазоносных хромититов в офиолитовых комплексах (по Dilek, Furnes, 2011 и Yang et al., 2018).

свидетельствует об их происхождении из погружающейся плиты в процессе субдукции. Имеются также гипотезы, согласно которым образование хромититов происходит на глубинах порядка 5–10 км, при температурах между 1050–1200°C и давлениях 1–1.7 ГПа (Ridley, 2013).

В отношении природы вулканогенных алмазов также нет согласия. Вероятным представляется их образование посредством какого-то механизма амазообразования при низких давлениях. Об этом, прежде всего, говорит отсутствие барофильных минералов в окружающей их среде. В отношении алмазов Толбачика отмечались: 1) связь проявлений алмазоносности с флюидной динамикой вулканического извержения Толбачик (алмазы присутствовали в продуктах только самой ранней энергичной фазы извержения); 2) плоскогранная морфология алмазов, указывающая на отсутствие их окисления в результате длительной миграции в условиях высоких температур. В недавней публикации мы указали на то, что алмазы, наблюдавшиеся в продуктах извержения вулкана Толба-

чик, могли образоваться по механизму кавитации (Галимов и др., 2016а), предложенном в свое время (Galimov, 1973) и в последствии экспериментально подтвержденном (Галимов и др., 2004) и теоретически развитым (Днестровский и др., 2011). Возможность кавитационного синтеза алмаза снимает главное ограничение на проявление алмазоносности в среде, не несущей признаков существования в ее объеме в целом высокого давления. Решающее значение имеет возникновение алмазной фазы как таковой, даже микро- или нано-размерности, так как известно, что при наличии алмазной затравки кристалл алмаза легко наращивается вне области его термодинамической стабильности. Известны механизмы эпитаксиального наращивания (Дерягин, Федосеев, 1970), CVD-синтез (Chemical Vapor Deposition; напр., Dischler, Wild, 1998).

Механизм кавитации в процессе алмазообразования может иметь место в определенных условиях и на определенных этапах процесса алмазообразования. Но в данном случае нас интересует

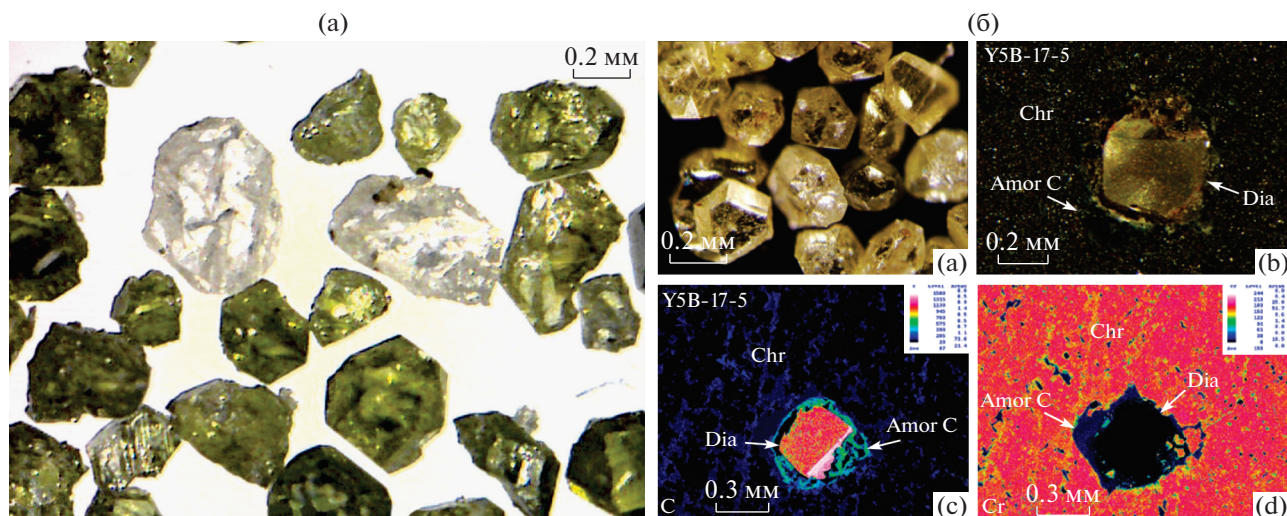


Рис. 2. Кубооктаэдрические алмазы: а – из вулкана Толбачик (Силаев и др., 2015); б – из хромититов в Тибетских офиолитах (Yang et al., 2014).

другая проблема. Насколько увязаны между собой проявления алмазоносности вулкаников, типа камчатских, в том числе алмазов Толбачика, и алмазов, наблюдаемых в офиолитах? Отражают ли они разные проявления некоего общего процесса, характерного для океанической литосферы? Обсуждение этого является целью настоящей статьи.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ АЛМАЗОВ В ВУЛКАНИТАХ И ОФИОЛИТАХ

Обращаясь к поставленному вопросу, мы прежде всего видим, что вулканические алмазы и алмазы из офиолитов очень близки между собой по своим характеристикам. Эти алмазы даже по внешнему виду, цвету (от бледно-желтого до желто-зеленого), преобладающей размерности (0.2–0.5 мм), кубооктаэдрическому габитусу, весьма похожи (рис. 2). Алмазы из вулкана Толбачик в большинстве своем представлены изометричными плоскогранными кристаллами кубооктаэдрического габитуса (Galimov et al., 2020), – такими же, как алмазы из хромититов в офиолитах (Yang et al., 2014; Howell et al., 2015).

Существенно, что в хромититах встречаются алмазы *in situ* в породах, как показано на рис. 2б(с,д). Алмаз находится в оболочке аморфного углерода. Причем эта оболочка включает фрагменты вмещающего хромитита.

Алмазы из офиолитов и вулканические алмазы имеют близкий изотопный состав. Для изотопного состава углерода вулканогенных алмазов характерен диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25.29$  до  $-28.93\text{‰}$ . Изотопный состав углерода алмазов Толбачика ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25.55$  до  $-24.56\text{‰}$ ) лежит в том же диа-

пазоне значений, что и рассеянный углерод лавы ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25.29$  до  $-28.93\text{‰}$ ). Хотя алмазы такого изотопного состава встречаются и в кимберлитах, но все же для большинства кимберлитовых алмазов характерен диапазон  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4$  до  $-10\text{‰}$  (Galimov, 1991). Алмазы из офиолитов также обогащены легким изотопом углерода. Изотопный состав углерода их характеризовался величинами  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-18.8$  до  $-28.4\text{‰}$ , при средней величине  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$  (Xu et al., 2017).

Характерной особенностью алмазов, как из вулкаников, так и из офиолитов, является присутствие примесного азота в неагрегированной форме (Howell et al., 2015). В кимберлитовых же алмазах азот, как правило, присутствует в форме агрегатов, включающих группу атомов. Исключение составляют алмазы II типа (по Орлову), которые, кстати, по цвету и габитусу весьма напоминают рассматриваемые здесь алмазы. Они также содержат неспаренный азот. Присутствие неспаренного азота рассматривается как признак короткого времени пребывания алмаза в области высоких температур, вследствие чего атомы примесного азота не успевают продиффундировать и сгруппироваться в азотных центрах.

Еще одной особенностью, присущей как толбачинским алмазам, так и алмазам из офиолитов, является наличие в качестве примесей нативных металлов и их сплавов типа Fe–Ni–Mn. В вулканиках вместе с алмазами иногда присутствовали удлиненные, своеобразно закрученные, зерна самородного железа (нередко с примесью Ti, Mn, Cr, Ni и Si), а также удлиненные зерна самородного алюминия (чистого, либо с примесью Mn, Cu и Si), изометричные зерна самородной меди (иногда с примесью Fe и Sn), самородного цинка,

самородного молибдена, а также зерна дельталоюмита (без примесей или с примесью Fe и Cu), редко - зерна муассанита (Карпов и др., 2014). В пепловом материале извержения вулкана Ключевского 1988 г. некоторые алмазы образуют сростки с самородным Al. Это — свидетельства глубоко восстановительной обстановки. Аналогично этому формирование алмазоносности хромититов также разворачивается в восстановительной среде. Об этом говорит обилие металлов, присутствующих в нативной форме, например коэсит-прорастание в FeTi сплаве, или алмаз, включенный в Os-Ir сплав из хромитита в офиолитах Луобуса (Yang et al., 2007). Муассанит (SiC) образуется в чрезвычайно восстановленных условиях при фугитивности кислорода на 5–6 логарифмических единиц ниже IW буфера (Mathez et al., 1995).

Представленный выше сравнительный анализ свидетельствует об определенном геохимическом сходстве алмазов из вулканических и офиолитов, несмотря на различные условия нахождения этих алмазов. В обоих случаях идентифицируется глубоко восстановительная среда образования этих алмазов. Существенную роль играют агрегаты металлов. Источник алмазов в обоих случаях представлен углеродом специфического изотопного состава, обогащенным легким изотопом. Углерод такого изотопного состава характерен для рассеянного углерода мантии (Галимов, 1968). В офиолитах распознаются минералы, возникающие при повышенных давлениях. Например, коэсит-кианитовое прорастание вокруг Fe–Ti сплава указывает на давление >9 ГПа (глубина >280 км) (Yang et al., 2007). Предполагают, что приблизительно с этих глубин поступают и алмазы (Dobrzhinetskaya et al., 2009; Xiong et al., 2017). Возможно, эти минеральные фазы являются реликтами глубинного минералообразования. Однако, формирование кристаллов алмаза на значительных глубинах, в зоне высоких температур, и их длительный транспорт в составе глубинной магмы, неизбежно должны были привести хотя бы к частичной агрегации атомов азота в примесном составе алмазов. Между тем, присутствие азота в неспаренной форме является характерной чертой как вулканогенных, так и алмазов из офиолитов. Это говорит о том, что алмазы были образованы и закалены быстро, или формировались при относительно низких температурах, когда диффузия примесных атомов азота мала. В этих же условиях были сформированы главные минералы-спутники алмаза в хромититах, включающие не барофильные минералы (гранат-пироп, хромдиопсид, пикроильменит), а многочисленные минералы литосферного типа (Robinson et al., 2015; Xiong et al., 2017). Рассмотрение этих и некоторых других особенностей позволило заключить, что алмазы как в офиолитах (Howell et al., 2015; Yang et al., 2020), так и в вулканических (Galimov et al., 2020) об-

разовались в необычных условиях, отличающихся от условий как в кимберлитах и лампроитах, так и при синтезе в условиях высоких температур и давлений.

## ГЕНЕЗИС АЛМАЗОВ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Совокупность наблюдаемых фактов укладывается, на наш взгляд, в следующий сценарий генезиса алмазов в океанической литосфере. Конвективная ветвь мантийного вещества, поднимающаяся в район срединно-океанического рифта и питающая формирование океанической коры, имеет свои геохимические и динамические особенности. В отличие от быстро прорывающихся флюидо-насыщенных мантийных магм, в частности образующих кимберлитовые трубки, мантийное вещество под срединно-океаническими хребтами поднимается медленно, со скоростью спрединга океанической коры, т.е. приблизительно от 2–4 до 10–12 см в год. Это связано с низким содержанием флюида, отсутствием в этой связи обширных участков плавления. Имеет место пластичное течение практически твердого вещества. Углерод присутствует главным образом в рассеянной форме. В этой форме углерод может присутствовать в нескольких агрегатных состояниях в зависимости от преобладающей атомной гибридизации (Inagaki, 2000). В частности, наноразмерные кристаллиты могут иметь sp<sup>3</sup>-гибридизацию, соответствующую алмазу, приобретаемую в условиях высоких температур и давлений, и сохранять ее в силу высокой поверхностной энергии алмазной решетки при попадании в условия, не соответствующие термодинамической стабильности. Более того, алмаз может наращиваться в этих условиях (Федосеев, 1976; Badziag et al., 1982; Чайковский, Розенберг, 1984).

Отличительной особенностью геохимической среды в этом сегменте мантии, на наш взгляд, является низкая фугитивность кислорода и дефицит воды. В этих условиях основным углеродсодержащим компонентом флюида нам представляется моноксид углерода CO. При температуре выше 1000°C система  $C + 2CO_2 + H_2 \leftrightarrow 3CO + H_2O$  сильно сдвинута вправо (Люпис, 1989). Моноксид углерода CO устойчив и, в свою очередь, склонен к образованию карбонильных соединений с металлами, включая Fe, Pt, Rh, Os. Металлы в карбонильной форме приобретают подвижность и при изменении условий могут формировать выделение металлов. Твердый углерод в этих условиях не наращивается, и алмаз продолжает пребывать в составе ультраосновных мантийных пород в виде нано-размерных зародышей.

При подъеме на подкоровые глубины, в верхние этажи мантии, температура и давление снижаются. В результате происходит распад карбо-

нильных соединений, высвобождаются и агрегируют нативные металлы: Fe, Ni, Mn, и элементы платиновой группы Pt, Ir, Pd, Os, присутствие которых в вулканиках и породах офиолитового комплекса отмечается многими исследователями. Например, в хромитах офиолитового комплекса Восточных Саян установлены многочисленные проявления Rh–Pt–Pd-содержащей минерализации, включая Pt–Ir–Ru–Os в твердых растворах (Киселева и др., 2014). По мнению этих авторов наиболее вероятно, что процессы ремобилизации элементов платиновой группы происходили на этапе ранней серпентинизации при  $T = 450\text{--}600^\circ\text{C}$ ,  $P = 1.3\text{--}1.6$  ГПа.

Одновременно неустойчивой становится форма CO. Это приводит к смещению выше записанной реакции влево. В рамках ее происходит диспропорционирование углерода по механизму реакции Будуара. При наличии затравки может формироваться алмаз. Нано-размерные кристаллиты алмаза, поступавшие в составе мантийного вещества из глубоких недр, представляли зародыши, которые наращиваясь приобретали габитус алмазов, характерных для океанической литосферы. Кристаллы алмаза в этом случае формируются на относительно небольших глубинах при низких температурах ( $500\text{--}700^\circ\text{C}$ ) и давлениях. В этих условиях синтез метастабильного алмаза возможен, но барофильные минералы не возникают. Не происходит агрегация примесных включений в алмазе, в частности, азот остается в неагрегированной форме. В то же время специфичны включения нативных металлов и их сплавов, которые, в свою очередь, могут играть роль катализаторов, способствующих нуклеации алмаза. Алмазы преимущественно приобретают кубооктаэдрический габитус. Эти алмазы во многих отношениях напоминают синтетические алмазы, что смущало некоторых исследователей, принимавших находки подобных алмазов в вулканиках и офиолитах за загрязнение синтетическими алмазами, что, конечно, не так.

Источником углерода этих алмазов является рассеянный углерод мантии. Его изотопный состав характеризуется величинами преимущественно в диапазоне  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-20$  до  $-28\text{‰}$  (Галимов, 1968), Такой же изотопный состав имеет рассеянный углерод в перидотитах и в базальтовых лавах. Этот изотопный состав становится характерным для алмазов океанической литосферы.

Декомпрессия приводит к плавлению мантийного материала и генерированию магм MORB-типа. Ультраосновной кумулат кристаллизовался из такого первичного базальтового расплава.

Образование обширных участков расплава в гарцбургитах приводит к дифференциации их вещества на базитовую составляющую и оливиновый кумулат (дунит). Хромистость [ $\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ ]

дунитов заметно выше ( $\text{Cr}\# = 0.6\text{--}0.8$ ), чем хромистость вмещающих перидотитов ( $\text{Cr}\# = 0.3\text{--}0.5$ ) (Савельев, Федосеев, 2019). Хромититы, так же как алмазы, концентрируются в кумулате. Более того, в процессе кристаллизации они вытесняются из ультраосновной массы, образуя обогащенную алмазами хромититовую рудную фацию. Базитовый расплав, скорее всего, выжимается из первоначального объема. В результате возникают локальные образования дунита в гарцбургитах. При этом дуниты содержат хромититы и алмазы, включенные в хромититы.

В соответствии со сказанным нам представляется, что историю формирования алмаза в океанической литосфере можно разбить на несколько этапов.

### Первый этап

Начало истории относится к эволюции восходящих мантийных потоков в общем цикле мантийной конвекции<sup>1</sup> (рис. 3). Зарождаясь у границы ядро/мантия, эти твердофазные потоки недеплетированного (или слабо-деплетированного) материала поднимаются к районам срединно-океанических хребтов. Имеет место пластичное течение практически твердого вещества, содержащего 10–30 ppm углерода (Dasgupta, Hirschmann, 2010), ~125 ppm азота (Kaminsky, Wirth, 2017), и ~170 ppm водорода (Каминский, 2018) в связанном состоянии. Рассеянный углерод кристаллизуется в виде алмаза, образующего нано-зародыши этого минерала. Примером таких нано-зародышей могут являться нано-кристаллы алмаза в расплавном включении из гранатового перидотита, вынесенного на поверхность вулканическими продуктами Гавайского плюма на о-ве Оаху, где они ассоциируют с многочисленными фазами, включая нативные Fe и Cu (Wirth, Rocholl, 2003).

### Второй этап

В верхней мантии, при медленном (2–12 см/год) подъеме мантийного материала, в его минералогическом составе происходит структурная трансформация главных фаз. Оксиды приобретают структуры силикатов. Бриджманит трансформируется в рингвудит и далее в вадслеит и оливин; на смену CaSi-перовскиту приходят брейит, затем пироксены; мэйджорит переходит в гранат-пироп, который в верхних частях мантии сменяется шпинелевой фазой. Формируются шпинелевые перидотиты. В итоге в составе ультраосновного

<sup>1</sup> В нашей модели мы принимаем концепцию обще-мантийной конвекции, которая, помимо давно установленных данных по сейсмическим скоростям в мантии (напр., Grand 1994; Yoshida, 2014), имеет подтверждение в данных по изотопным соотношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в нижне-мантийных минералах.



**Рис. 3.** Схема образования алмазов в океанической литосфере. Красные цифры в кружках отвечают основным этапам алмазообразования. Объяснения в тексте.

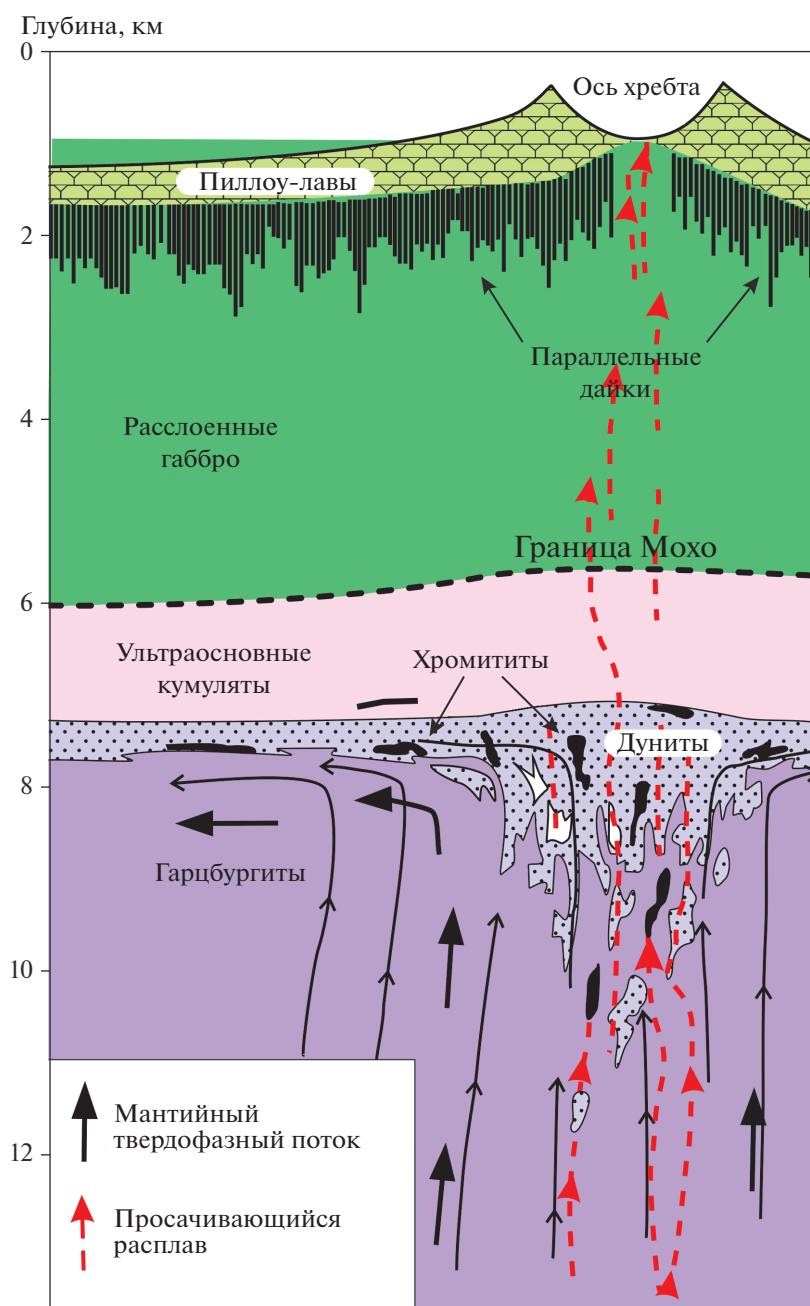
пиролитового материала отсутствуют неустойчивые здесь барофильные минералы (пироп, хромдиопсид, пикроильменит), сопутствующие алмазам в быстро выходящих на поверхность кимберлитовых и лампроитовых трубках взрыва. Наноразмерные зародыши самого алмаза, находясь в верхах мантии в метастабильном состоянии, могут не только сохраняться, но являться центрами кристаллизации микроалмазов в условиях сильно восстановительной металлической среды формирования хромититов в верхах мантии, где на глубине нескольких десятков километров из верхнемантийного пиролита происходит выплавление первичных базальтов и образование реститовых гарцбургитов (напр., Ridley, 2013). После экстракции базальтовой магмы, реститовые гарцбургиты продолжают движение в апвеллинге в виде твердого материала. В то же время продолжающиеся выплавляться базальты просачиваются сквозь этот материал, который остается в горячем состоянии (рис. 4)

Эти просачивающиеся выплавки образуются на глубине в условиях равновесия с ортопироксеном и оливином, однако при подъеме в неглубокой мантии они не находятся более в равновесии с ортопироксеном. В процессе продолжающихся реакций первичный срединно-океанический базальт взаимодействует с вмещающим его гарцбургитом, растворяя ортопироксен и замещая его оливином. В итоге образуются дуниты. В результате этой реакции происходит обогащение гибридного расплава кремнеземом и сдвиг его состава к полю хромита, что приводит к кристалли-

зации хромититов (рис. 5) (напр., Arai, Abe, 1995; Zhou et al., 1996).

Зерна хромита содержат включения реликтового расплава, которые показывают, что исходным для них материалом являлся не ультраосновной, а основной расплав. Процесс образования линз хромититов происходит в самых верхах океанической мантии, непосредственно под границей Моховичича, при температурах между 1050–1200°C и давлении 1–1.7 ГПа (Ridley, 2013). Зерна хромита могут включать ранее образованные кристаллы алмаза и минералы, образовавшиеся в высоковосстановительных условиях (Xiong et al., 2017). В то же время, образование здесь высокобарических минералов-спутников алмаза, известных в кимберлитах и лампроитах (граната-пироба, хромдиопсида, пикроильменита), невозможно, и потому хромит и алмазы в хромититах не сопровождаются этими минералами. Вместе с тем, именно кристаллизация алмаза в металлической среде в присутствии силикатных фаз обуславливает, как это было показано экспериментально, появление кубооктаэдрических форм кристаллов (Cherupov et al., 2020).

Предполагается, что различия петрологической эволюции мантийного материала в различных зонах активного спрединга могут обусловить наличие хромититов в одних зонах и их отсутствие в других. Различная степень плавления мантийного материала определяет состав остаточного материала: гарцбургитовый в случае высокой степени плавления, и лерцолитовый для низкой степени плавления. В свою очередь, степень плавления материала зависит от скорости



**Рис. 4.** Схема строения коры и верхней мантии под раздвигающимся срединно-океаническим хребтом. Первичные базальтовые выплавки просачиваются через твердую океаническую мантию и реагируют с ними с образованием дунитов и хромититов. Хромититы образуются под срединно-океаническими хребтами в поднимающейся мантии и участвуют в твердофазном потоке по обе стороны хребта. По Ridley, 2013.

спрединга. Гарцбургиты образуются при быстром спрединге с высокими температурами как под срединно-океаническими хребтами, так и в них, — благодаря более высокой степени плавления и большей деплетированности по сравнению с лерцолитами (Ridley, 2013).

Результаты глубоководного бурения показывают, что, вне зависимости от скорости спредин-

га, хромититы образуются в реакции первичного расплава как с гарцбургитами, так и с лерцолитами. Подтверждением такого процесса формирования хромититов под срединно-океаническими хребтами являются находки прослоев хромититов в дунитах, вскрытых скважинами глубоководного бурения как в быстро раздвигающемся Срединном Восточно-Тихоокеанском хребте (Matsukage,



Arai, 1998), так и в медленно раздвигающихся Срединно-Атлантическом (Abe, 2011) и Срединном Южно-Индийском хребтах (Payot et al., 2014).

### Третий этап

Деплетированные мантийные гарцбургиты, содержащие линзы дунитов и ассоциирующие с ними алмазоносные хромититы, в процессе пассивного спрединга движутся в стороны от срединно-океанических хребтов, составляя основание океанической коры на глубине 6–8 км. По трещинам в литосферу проникает сверху океанская вода, которая реагирует с перидотитами верхней мантии, вызывая их серпентинизацию (Аплонков, 2001). В дальнейшем, при погружении океанических плит в зонах субдукции, наличие продуктов серпентинизации является источником летучих при новообразованиях в этих плитах.

Алмазы в этих низкотемпературных условиях остаются стабильными и, вместе с вмещающими их хромититами, движутся к конвергентным границам литосферных океанических плит.

### Четвертый этап

В результате четвертого этапа формируются проявления алмазов, которые мы наблюдаем в офиолитовых зонах и в продуктах вулканических извержений.

*Четвертый-А этап.* В случае коллизии океанической литосферы и континентальной плиты, в результате обдукции материал океанической литосферы выводится на поверхность континентальной окраины и образует хорошо изученные офиолитовые массивы в различных областях Мира. Рис. 1 иллюстрирует приуроченность известных алмазоносных хромититов к офиолитовым комплексам двух возрастных групп: альпийско-гималайского цикла и каледонско-герцинского цикла (Yang et al., 2018).

В хромититовых линзах сохраняются микроалмазы, сформированные в восходящем мантийном потоке, ассоциирующие с высоко-восстановительными минералами, такими, как самородные железо и тантал, интерметаллиды (Fe–Ni, Fe–Ni–Cr, Mn–Ni, Fe–Cr и др.), карбиды железа, вольфрама и бора, нитрид титана осборнит, и др., а также с металлами платиновой группы, но, при этом, не сопровождаемые высокобарическими минералами-спутниками алмаза в кимберлитах и лампроитах.

*Четвертый-Б этап.* Субдукция океанической литосферы происходит на границах литосферных плит, в результате чего на поверхности образуются вулканические дуги с высокой вулканической активностью, проявлениями преимущественно известково-щелочного (андезитового) вулканиз-

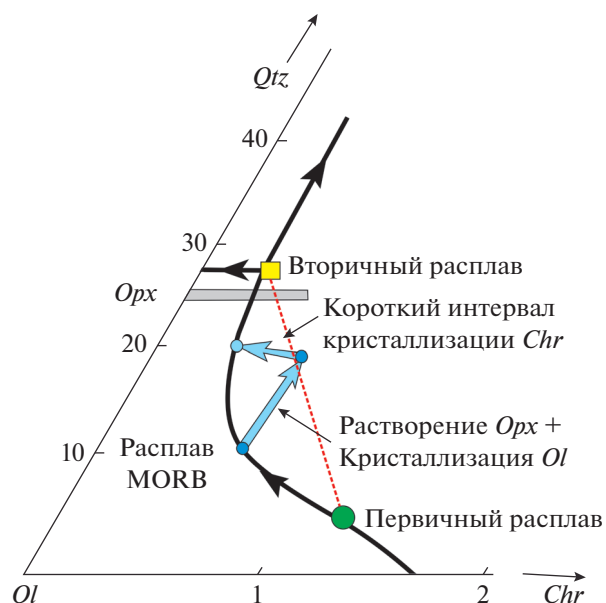


Рис. 5. Диаграмма, показывающая реакцию между расплавом срединно-океанического базальта (MORB) и вмещающим мантийным перидотитом. Реакция между магмой и ортопироксеном в гарцбургите приводит к образованию хромшпинели в офиолитах. По Arai and Abe (1995), с дополнениями.

ма. Процесс субдукции ежегодно поставляет в земные глубины около 20–25 км<sup>3</sup> обогащенного ультраосновного материала. При погружении плиты под океаническую кору на ее фронте и в надплитной части (захватывая часть плиты) происходит плавление материала, — как в пределах литосферы, так и в мантийной области, где происходит реакция расплав — обогащенный летучими (в первую очередь водой в результате серпентинизации) реститовый перидотит. Добавление флюидов, выделяющихся из погружающейся плиты, приводит к дальнейшему плавлению уже деплетированной мантии. В этом случае расплав имеет известково-щелочной или толеитовый состав. Разнообразие островодужных магм определяется широкими вариациями глубин их зарождения в фронтальной или тыловой частях островных дуг (в условиях давлений от 0.5 до 2 ГПа и температур от 1100 до 1300°C) и степени плавления реститового ультраосновного материала (от 5 до 35–40%). В этом процессе алмазы, образованные в хромититах и сопровождаемые сплавами металлов и минералами глубокого восстановления, попадают в продукты извержений вулканов и встречаются в вулканических лавах и пеплах. Таково происхождение алмазов, обнаруживаемых в продуктах вулканических извержений.

С другой стороны интенсивная флюидодинамика процесса вулканического извержения может создать условия для кавитационного синтеза

алмазов, о которм мы упоминали в качестве возможного механизма образования алмазов при извержении вулкана Толбачик (Галимов и др., 2017). В процесс магмообразования могут вовлекаться участки коры, что ведет к гибридизму магматического расплава и растворению микрокристаллов алмаза в этих участках. Поэтому не следует ожидать наличия алмазов во всех районах островодужного вулканизма. Наконец, в случае быстрого подъема астеносферного вещества, обогащенного коровым материалом погружающейся плиты, в надсубдукционную зону, возможен вынос алмазов и минералов относительно высокого давления с значительных глубин (порядка 300 км согласно Lian et al., 2017). Но при всем разнообразии возможных конкретных форм алмазообразования и минералообразования, главным остается специфический набор условий, позволяющий выделить алмазообразование в океанической литосфере в качестве особого типа алмазообразования в природе. Принадлежность к этому типу алмазообразования объединяет вулканогенные алмазы и алмазы офиолитов.

## ВЫВОДЫ

В океанической литосфере мы имеем дело со специфическим типом алмазообразования. Оно связано с геохимическими и динамическими особенностями восходящего потока мантийного вещества, питающего формирующуюся океаническую кору в области срединно-океанических хребтов.

В отличие от материковой литосферы, где провление мантийной алмазоносности связано, как правило, с магматизмом кимберлитового типа, характеризующимся обильным углекислым флюидом, алмазообразование в океаническом секторе литосферы развивается в условиях среды, бедной флюидом и содержащей углерод преимущественно в его восстановленных формах. В астеносферной части восходящего потока, углерод может присутствовать в форме нано-размерного алмаза. В верхних частях океанической литосферы происходит наращивание алмазов до микроалмазов размером 0.2–0.7 мкм. Одновременно из верхне-мантийного пиролита происходит выплавление первичных базальтов и образование реститовых гарцбургитов. Кристаллизация алмаза протекает в парагенезисе с формированием хромитов.

После экстракции базальтовой магмы, реститовые гарцбургиты с линзами алмазоносных хромитов движутся в процессе спрединга к конвергентным границам литосферных океанических плит. В результате взаимодействия с океанической водой, перидотиты верхней мантии подвергаются серпентинизации и обогащением летучими компонентами.

В конвергентных зонах могут происходить два процесса. В случае коллизии океанической литосферы и континентальной плиты, в результате обдукции материал океанической литосферы выводится на поверхность континентальной окраины и образует офиолитовые массивы, содержащие алмазоносные хромититы. В случае субдукции океанической литосферы в ней происходит новое плавление уже обогащенного летучими реститового перидотита. В состав выплавляющихся островодужных магм входят образовавшиеся ранее в хромититах микрокристаллы алмаза, которые попадают в продукты извержений вулканов и встречаются в вулканических лавах и пеплах.

В качестве заключительного замечания, интересно отметить, что в работе, опубликованной более 50-ти лет назад один из нас высказал представление о двух линиях эволюции углерода Земли, унаследованных от периода ее аккреции (Галимов, 1967, 1968). Одна из них – это линия концентрированного углерода, подобного углероду углистых хондритов, с изотопным составом  $\delta^{13}\text{C}$  около  $-5\text{...}-7\text{‰}$ . Таков средний изотопный состав углерода земной коры, образованного за счет дегазации углерода мантии. Таков же преобладающий изотопный состав углерода алмазов в кимберлитах. Другая генетическая линия углерода – рассеянный углерод мантии, подобный рассеянному углероду обыкновенных хондритов, имеющему изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  около  $-22\text{...}-28\text{‰}$ . Таков изотопный состав рассеянного углерода мантийных перидотитов. Похоже, что выделенные нами две генетические линии алмазообразования корреспондируют с этими двумя линиями эволюции углерода Земли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникин Л.П., Делемень И.Ф., Рашидов В.А., Чубаров В.М. (2018) Акцессорные минералы в продуктах извержений вулканов Алайд (Курильская островная дуга). *Вулканизм и связанные с ними процессы*: Матер. XXI регион. конф. Петропавловск-Камчатский: Изд. ИВиС ДВО РАН, 157-160.
- Аглонов С.В. (2001) Геодинамика. С.-Пб: Изд. С.-Петербургского университета, 352 с.
- Байков В.А., Аникин Л.П., Дунин-Барковский Р.Л. (1995) Находка карбонадо в вулканиках Камчатки. *ДАН*. 343(3), 72-74.
- Галимов Э.М. (1967) Об эволюции углерода Земли. *Геохимия*. (5), 530-536.
- Галимов Э.М. (1968) *Геохимия стабильных изотопов углерода*. М.: Недра, 226 с.
- Галимов Э.М., Кудин А.М., Скоробогатский В.Н., Плотниченко В.Г., Бондарев О.Л., Зарубин Б.Г., Страздовский В.В., Аронин А.С., Фисенко А.В., Быков И.В., Баринев А.Ю. (2004) Экспериментальное подтверждение синтеза алмаза в процессе кавитации. *ДАН*. 395 (2), 187-191.

- Галимов Э.М., Карпов Г.А., Севастьянов В.С., Шилобреева С.Н., Максимов А.П. (2016a) Алмазы в продуктах извержения вулкана Толбачик (Камчатка, 2012–2012) и механизм их образования. *Геохимия*. (10), 868–872.
- Galimov E.M., Karpov G.A., Sevast'yanov V.S., Shilobreeva S.N., Maksimov A.P. (2016a) Diamonds in the Products of the 2012–2013. Tolbachik Eruption (Kamchatka) and Mechanism of Their Formation. *Geochem. Int.* **54**(10), 829–833.
- Галимов Э.М., Севастьянов В.С., Карпов Г.А., Шилобреева С.Н., Максимов А.П. (2016b) Микрокристаллические алмазы в океанической литосфере и их возможная природа. *ДАН*. **469**(1), 61–64
- Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. (1970) Эпитаксиальный синтез алмаза в метастабильной области. *Успехи химии*. **39**(9), 1661–1671.
- Днестровский А.Ю., Воропаев С.А., Пономарева Е.А. (2011). Моделирование условий образования алмаза при кавитации в бензоле. *ДАН*. **436**(5), 611–614.
- Каминский Ф.В. (2018) Вода в нижней мантии Земли. *Геохимия*. **56**(12), 1099–1117.
- Kaminsky Felix V. (2018) Water in the Earth's Lower Mantle. *Geochem. Int.* **56**(12), 1117–1134.
- Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С. (1979) О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Камчатки. *ДАН*. **246**(3), 679–682.
- Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П., Ракин В.И., Васильев Е.А., Филатов С.К. (2014) Алмазы и сопутствующие минералы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. *Вулканология и сейсмология*. (6), 3–20.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. (2014) Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян). *Геология и геофизика*. **55**(2), 333–349.
- Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В. (1975) Алмазы в базальтоидах Камчатки. *ДАН*. **221**(1), 183–186.
- Люпис К. (1989) *Химическая термодинамика материалов*. М.: Изд. Металлургия, 503 с.
- Похиленко Н.П., Шумилова Т.Г., Афанасьев В.П., Литасов К.Д. (2019) Находки алмазов на Камчатке (вулканы Толбачик и Авачинский): природный феномен или контаминация синтетическим материалом? *Геология и геофизика*. **60**(5), 605–618.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2019) Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке, как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на пример офиолитов Крака, Южный Урал). *Георесурсы*. **21**(1), 31–46.
- Федосеев Д.В. (1976) Влияние размера частиц на равновесие графит–алмаз. *Коллоидный журн.* **40**(2), 402–403.
- Чайковский Э.Ф., Розенберг Г.Х. (1984) Фазовая диаграмма углерода и возможность получения алмаза при низких давлениях. *ДАН*. **279**, 1372–1375.
- Arai S., Abe N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of Alpine-type chromitite. *Am. Mineral.* **80**, 1041–1047.
- Arai S., Matsukage K. (1998) Petrology of a chromitite microcrop from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*. **43**(1), 1–14.
- Badziag P., Verwoerd W.S., Ellis W.P., Greiner N.R. (1982) Nanometre-sized diamonds are more stable than graphite. *Nature*. **343**, 244–245.
- Chen Y., Yang J., Xu Z., Tian Y., Lai S. (2018) Diamonds and other unusual minerals from peridotites of the Myitkyina ophiolite, Myanmar. *J. Asian Earth Sci.* **164**, 179–193.
- Chepurov Al., Sonin V., Dereppe J.-M., Zhimulev E., Chepurov An. (2020) How do diamonds grow in metal melt together with silicate minerals? An experimental study of diamond morphology. *Eur. J. Mineral.* **32**, 41–55.
- Das S., Basu A.R., Mukherjee B.K. (2017) In situ peridotitic diamond in Indus ophiolite sourced from hydrocarbon fluids in the mantle transition zone. *Geology*. **45**(8), 755–758.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M. (2010) The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth Planet. Sci. Lett.* **198** (1–2), 1–13.
- Dilek Y., Furnes H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **123**(3–4), 387–411.
- Dilek Y., Furnes H. (2014) Ophiolites and their origins. *Elements*. **10**, 93–100.
- Dischler B., Wild C. (eds.) (1998) *Low-Pressure Synthetic Diamond*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 384 p.
- Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Yang J., Hutcheon I.D., Weber P.K., Green H.W., II (2009) High-pressure highly reduced nitrides and oxides from chromitite of a Tibetan ophiolite. *PNAS*. **106**(46), 19233–19238.
- Fang Q.S., Bai W.J. (1981) The discovery of Alpine-type diamond-bearing ultrabasic intrusions in Tibet. *Geol. Rev.* **5**, 455–457 (in Chinese).
- Galimov E.M. (1973) On possibility of natural diamond synthesis under conditions of cavitation, occurring in a fast-moving magmatic melt. *Nature*. **243**, 389–391.
- Galimov E.M., Kaminsky F.V., Shilobreeva S.N., Sevastyanov V.S., Wirth R., Schreiber A., Saraykin V.V., Karpov G.A., Anikin L.P. (2020) Enigmatic diamonds from the Tolbachik volcano, Kamchatka. *Am. Mineral.* **105**(4), 495–509.
- Grand S.P. (1994) Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *J. Geophys. Res.* **99**, 11591–11621.
- Howell D., Griffin W.L., Yang J., Gain S., Stern R.A., Huang J.-X., Jacob D.E., Xu X., Stokes A.J., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2015) Diamonds in ophiolites: Contamination or a new diamond growth environment? *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**, 284–295.
- Huang Z., Yang J., Robinson P.T., Zhu Y., Xiong F., Liu Z., Zhang Z., Xu W. (2015) The discovery of diamonds in chromitites of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia. *Acta Geol. Sin.* **89**(2), 341–350.
- Kaminsky F., Wirth R. (2017) Nitrides and carbonitrides from the lower mantle and their importance in search for Earth's "lost" nitrogen. *Am. Mineral.* **102**(8), 1667–1676.
- Kaminsky F.V., Wirth R., Anikin L.P., Morales L., Schreiber A. (2016) Carbonado-like diamond from the Avacha active volcano in Kamchatka, Russia. *Lithos* **265**, 222–236.
- Kaminsky F.V., Wirth R., Anikin L.P., Schreiber A. (2019) "Kamchatite" diamond aggregate from northern Kamchat-

- ka, Russia: New find of diamond formed by gas phase condensation or chemical vapor deposition. *Am. Mineral.* **104**(1), 140-149.
- Lian D., Yang J., Dilek Y., Wu W., Zhang Z., Xiong F., Liu F., Zho W. (2017) Deep mantle origin and ultra-reducing conditions in podiform chromitite: Diamond, moissanite, and other unusual minerals in podiform chromitites from the Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey. *Am. Mineral.* **102**, 1101-1113.
- Lian D., Yang J., Wiedenbeck M., Dilek Y., Rocholl A., Wu W. (2018) Carbon and nitrogen isotope, and mineral inclusion studies on the diamonds from the Pozanti-Karsanti chromitite, Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 72.
- Mathez E.A., Fogel R.A., Hutcheon I.D., Marshintsev V.K. (1995) Carbon isotopic composition and origin of SiC from kimberlites of Yakutia, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59**(4), 781-791.
- Matsukage K., Arai S. (1998) Jadeite, albite and nepheline as inclusions in spinel of chromitite from Hess deep, equatorial Pacific: Their genesis and implications for serpentinite diapir formation. *Contrib. Mineral. Petrol.* **131**, 111-122.
- Payot B.D., Arai S., Dick H.J.B., Abe N., Ichiyama Y. (2014) Podiform chromitite formation in a low-Cr/high-Al system: An example from the Southwest Indian Ridge (SWIR). *Mineral. Petrol.* **108**, 533-549.
- Ridley J. (2013) *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 409 p.
- Robinson P., Bai W.-J., Malpas J., Yang J.-S., Zhou M.-F., Fang Q.-S., Hu X.-F., Cameron S., Staudigel H. (2004) Ultra-high pressure minerals in the Luobusa Ophiolite, Tibet, and their tectonic implications. In: *Aspects of the tectonic evolution of China* (Eds. Malpas J., Fletcher J.C., Aitchison J.C. and All J.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 226, 247-272.
- Robinson P., Trumbull R., Schmitt A., Yang J.S., Li J., W., Zhou M.F., Erzinger J., Dare S., Xiong F. (2015) The origin and significance of crustal minerals in ophiolitic chromitites and peridotites. *Gondwana Res.* **27**(2), 486-506.
- Seliverstov V.A., Kaminsky F.V. (1994) High-pressure mineral associations in alkaline ultramafic volcanics of Kamchatka Peninsula, Russia. International Volcanological Congress, Ankara. Volume of Abstracts, Ankara, Turkey, 160-163.
- Wirth R., Rocholl A. (2003) Nano-crystalline diamond from the Earth mantle underneath Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**(3-4), 357-369.
- Wu W., Yang J., Wirth R., Zheng J., Lian D., Qiu T., Milushi I. (2019) Carbon and nitrogen isotopes and mineral inclusions in diamonds from chromitites of the Mirdita ophiolite (Albania) demonstrate recycling of oceanic crust into the mantle. *Am. Mineral.* **104**, 485-500.
- Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. (2017) Diamonds discovered from high-Cr podiform chromitites from Bulqiza, eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Acta Geol. Sin.* **91**(2), 455-468.
- Xu X., Yang J., Robinson P.T., Xiong F., Ba D., Guo G. (2015) Origin of ultrahigh pressure and highly reduced minerals in podiform chromitites and associated mantle peridotites of the Luobusa ophiolite, Tibet. *Gondwana Res.* **27**, 686-700.
- Xu X., Cartigny P., Yang J., Dilek Y., Xiong F., Guo G. (2017) Fourier transform infrared spectroscopy data and carbon isotope characteristics of the ophiolite-hosted diamonds from the Luobusa ophiolite, Tibet, and Ray-Iz ophiolite, Polar Urals. *Lithosphere* **10**(1), 156-169.
- Yang J., Dobrzhinetskaya L., Bai W., Fang Q., Robinson P.T., Zhang J., Green H.W. (2007) Diamond-and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology* **35**(10), 875-878.
- Yang J., Robinson P.T., Dilek Y. (2014) Diamonds in ophiolites. *Elements* **10**(2), 127-130.
- Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Cliff J. (2015) Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondwana Res.* **27**, 459-485.
- Yang J., Robinson P.T., Xu X., Xiong F., Lian D. (2018) Diamond in oceanic peridotites and chromitites: Evidence for deep recycled mantle in the global ophiolite record. International Symposium on Deep Earth Exploration and Practices. Beijing, China, October 24-26, 3 pp.
- Yang J., Simakov S.K., Moe K., Scribano V., Lian D., Wu W. (2020) Comment on "Comparison of enigmatic diamonds from the Tolbachik arc volcano (Kamchatka) and Tibetan ophiolites: Assessing the role of contamination by synthetic materials" by Litasov et al., (2019). *Gondwana Res.* **79**, 301-303.
- Yoshida M. (2014) A new conceptual model for whole mantle convection and the origin of hotspot plumes. *J. Geodyn.* **78**, 32-41.
- Zhou M.F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996) Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* **37**, 3-21.
- Zhou M., Robinson P.T., Malpas J., Aitchison J., Sun M., Bai W., Hu X., Yang J. (2001) Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *J. Asian Earth Sci.* **19**(4), 517-534.
- Zhou M.F., Robinson P.T., Su B.X., Gao J.F., Li J.W., Yang J.S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Res.* **26**, 262-283.