

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САПФИРОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ,
СВЯЗАННЫХ С КАЙНОЗОЙСКИМИ ЩЕЛОЧНЫМИ БАЗАЛЬТАМИ ПРИМОРЬЯ И
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ**

А.В. Асеева^{1,2}, С.В. Высоцкий¹, А.Н. Голич¹, А.А. Чащин¹, В.В. Яковенко¹, Е.В. Нечаева²

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: barkaraseeva@yandex.ru

²ФГАОУВО «Дальневосточный федеральный университет», Дальневосточный федеральный университет, п. Аякс 10, о. Русский, г. Владивосток, 690922

Поступила в редакцию 28 марта 2024 г.

Приводится сравнительная характеристика минералогических особенностей сапфиросных россыпей юга Приморья (Шкотовское плато) и провинции Хэйлунцзян (месторождение Мулин, Китай). Россыпи приурочены к близким по возрасту и геохимическим характеристикам полям внутриплитных щелочных базальтов. Выявлено значительное сходство большинства одноименных минералов пространственно разобщенных россыпей России и Китая, хотя наблюдаются и различия. Наиболее очевидное из них – преобладание среди корундов Мулина камней фантазийной окраски и рубинов, а в приморских россыпях – синие-зеленые сапфиры (BGY-сапфиры). Минералы мегакристовой ассоциации, включая благородные корунды, хоть и несут следы магматической коррозии, имеют также и признаки родства с вмещающим щелочнобазальтовым расплавом. Необходимые для роста крупных и прозрачных кристаллов условия достигаются в промежуточных магматических камерах щелочнобазальтового вулкана. По предположению авторов, формирование сапфиров происходит из газообразного хлористого алюминия в миароловых пустотах. Быстрый подъем мегакристов на поверхность осуществляется в процессе эксплозивной разгрузки базальтовых вулканов, а дальнейшая эрозия насыщенных мегакристами пород и переотложение минералов в аллювии рек приводит к образованию комплексных циркон-сапфировых россыпей. Подчеркивается необходимость доизучения, а также практическая значимость россыпей благородных разновидностей корунда и циркона в областях развития щелочных базальтов.

Ключевые слова: сапфир, гиацит, щелочные базальты, мегакристаллы, россыпь, Приморье, Россия, Хэйлунцзян, Китай.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из инструментов познания условий глубинного минералообразования является изучение крупных минералов-мегакристов, ассоциирующих со щелочными базальтами. Так, мегакристы корунда, наряду с монокристаллами полевого шпата, клинопироксена, граната, шпинели, ильменита, биотита, могут быть использованы для выявления механизмов формирования некоторых типов рудно-магматических систем на глубинах, соответствующих нижней коре – верхней мантии [23, 27, 50]. Несмотря на то, что находки крупных мегакристаллов корунда, циркона или граната редко фиксируются непосредственно в самих базальтах, вследствие своей высокой твердости и устойчивости к механическому

стиранию они часто образуют скопления в руслах водотоков, дренирующих базальтовые постройки и лавовые поля [29–31, 33, 43]. Кроме того, «цветные» разновидности корунда (Al_2O_3) – сапфир, васильково-синяя окраска которого вызвана присутствием примесей Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , и кроваво-красный рубин, содержащий значительную примесь Cr^{4+} , весьма востребованы на рынке ювелирных камней. В данной статье мы приводим сравнительную характеристику цветных корундов и ассоциирующих минералов из россыпей Южного Приморья и сопредельных территорий Китая, а также предлагаем модель их формирования.

Некоторые разновидности щелочных базальтов содержат ювелирные разновидности корунда – сап-

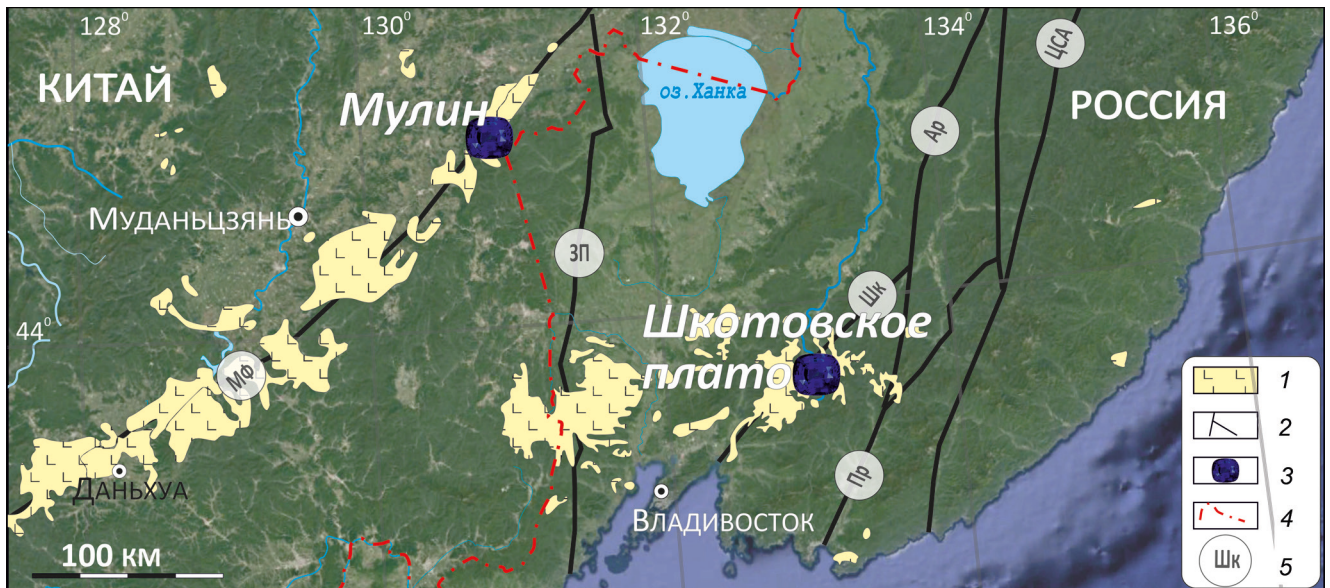


Рис. 1. Схема распространения полей кайнозойских базальтов в сопредельных районах северо-восточного Китая и юга Приморского края России.

1 – позднекайнозойские базальты, 2 – разрывные нарушения; 3 – места расположения сапфиросодержащих россыпей, 4 – государственная граница, 5 – разломы: МФ – Мишань-Фушунский, ЗП – Западно-Приморский, Шк – шкотовский, Пр – Приморский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский. Топологическая основа – Google Earth, расположение полей базальтов – по [20], разломы – по [9].

фир и рубин, однако самостоятельного значения как месторождения они не имеют. Перечисленные минералы редки и не добываются непосредственно из базальтов, поскольку добыча отдельных мелких драгоценных камней из твердых пород обходится дорого и, зачастую, приводит к их разрушению при добыче. Экономически выгодные месторождения сапфиров и рубинов образуются только в случаях, когда магматическая порода выветривается и размывается, оставляя после себя более твердые и устойчивые минералы, такие как корунд, циркон и шпинель. Высвобожденные из породы минералы концентрируются в определенных частях ландшафта после переноса реками и ручьями. Подобные месторождения сапфиров и рубинов в россыпях, связанных с размывом щелочнобазальтовых построек, широко распространены вдоль западной окраины Тихого океана от Тасмании до Чукотки, где многие из них имеют экономическое значение [6, 7, 16, 31 и др.]. Россыпи ассоциируют с позднекайнозойскими внутриплитными щелочными базальтами, как это показано на рис. 1 для Южного Приморья и северо-восточного Китая.

Интенсивные геологические работы прошедших двух десятилетий привели к открытию ряда новых россыпей благородного корунда на Тихоокеанской окраине Евразийского континента как на территории Приморья [1, 5, 6, 7, 12, 16 и др.], так и в некоторых областях Китая [32, 35, 36]. В Приморье россыпи

расположены в двух ареалах: на севере – в долине р. Кедровки (месторождение Незаметное) и на юге – в руслах мелких ручьев, дренирующих Шкотовское базальтовое плато. В Китае подобные месторождения расположены на западе провинции Шаньдун (месторождение Чангл), северо-востоке провинции Хэйлунцзян и на острове Хайнань [30, 32, 35, 36]. Особый интерес вызывает сравнительная характеристика россыпей двух сопредельных территорий, обладающих многими общими чертами: группы россыпей Шкотовского плато (юг Приморья, Россия) и Мулина (провинция Хэйлунцзян, Китай) (рис. 1). Следует отметить, что китайские россыпи в настоящее время эксплуатируются на благородный корунд, тогда как экономическая значимость сапфиров из шкотовских россыпей слабо оценена.

Генезис драгоценных корундов до их попадания в россыпь является предметом дискуссий и связан с проблемой возникновения мегакристаллов в базальтах. Так же, как и мантийные ксенолиты (или лейколитовые включения /глубинные нодулы), они сформировались в глубинных и сверхглубинных условиях и были вынесены на поверхность щелочными базальтами. Вынесенные базальтами мегакристаллы — крупные (до 10 см и более) изометричные монокристаллы или полиминеральные агрегаты полевого шпата, граната, клинопироксена, ортопироксена, шпинели, слюды, амфибола, циркона, корунда (рис. 2). В соответствии

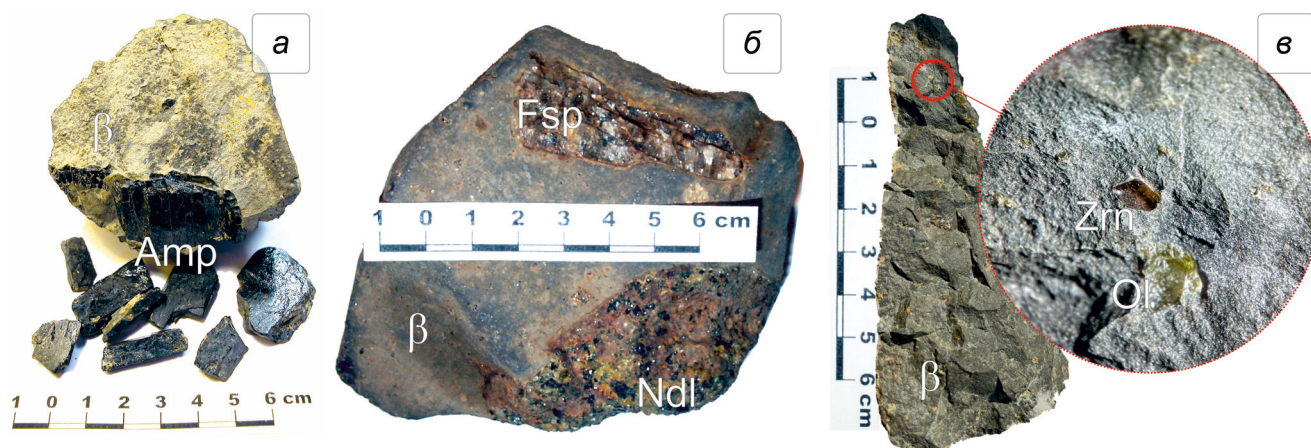


Рис. 2. Глубинные включения в базальтоидах Шкотовского плато.

a – мегакристы керсутита (Amp) в пирокластике, *б* – мегакристы полевого шпата (Fsp) и лерцолитовый нодуль (Ndl) в щелочном базальте (β), *в* – щелочной базальт с включениями циркона (Zrn) и оливина (Ol).

с классификацией [37], они принадлежат к группе А внутрикратонных ксенолитов, связанных с изверженными щелочными основными магмами, и выделяются среди других включений в силу своих обособленности, прозрачности и размеров.

Выяснение механизма формирования этих горных пород и минералов является одной из важных задач магматической петрологии, а сравнительное изучение минералов мегакристовой ассоциации, вынесенных на поверхность расплавами щелочных базальтов и переотложенных в аллювии рек Южного Приморья и сопредельных территорий Китая, позволит оценить механизмы формирования подобных типов рудно-магматических систем на глубинах, соответствующих нижней коре–верхней мантии.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполненная работа базируется как на собственных данных, так и на литературных. Вся информация по китайским образцам взята из опубликованных работ [20, 30, 32, 35, 36, 38, 41, 50]. Данные по приморским россыпям собственные (опубликованные и оригинальные), если не указано иное. Коллекция пород насчитывает около 200 образцов, а шлиховых проб – более 70. Аналитические исследования выполнены преимущественно в Приморском центре локального, элементного и изотопного анализа Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Химический состав минералов изучен на электронном микроанализаторе JEOL JXA – 8100 (Япония) с тремя волновыми спектрометрами и ЭДС спектрометром INCA (Англия) с разрешением 137 эВ на линии MnK α при

ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда $1 \cdot 10^{-8}$ А. Определение содержания главных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (США). Определение содержания H₂O-, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Определение содержания микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500с (США). Исследования микроструктуры проводилось на атомно-силовом сканирующем микроскопе Solver (NT-MDT, г. Зеленоград) и электронном сканирующем микроскопе EVO 50 XVP Zeiss.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Оба рассматриваемых района приурочены к Бурея-Дзямусы-Ханкайскому супертеррейну (БДХ), восточному сегменту Центрально-Азиатского орогенного пояса, расположенным между Северо-Китайским и Сибирским кратонами [10, 46]. БДХ представляет собой окраину палеоазиатского континента, к которому в течение мезозоя были аккреированы террейны эпокеоанического происхождения [10]. Границы этих террейнов маркируются разломами ССВ направления. Так, например, Шкотовский разлом (рис. 3, *a*), контролирующий позднекайнозойские базальты Шкотовского плато, является северо-западной границей Бурея-Дзямусы-Ханкайского супертеррейна. Группа россыпей Мулин (Китай) располагается в центральной части супертеррейна, а Южно-Приморская группа россыпей находится на его окраине, на границе с Сергеевским блоком. Эти россыпи расположены в поле

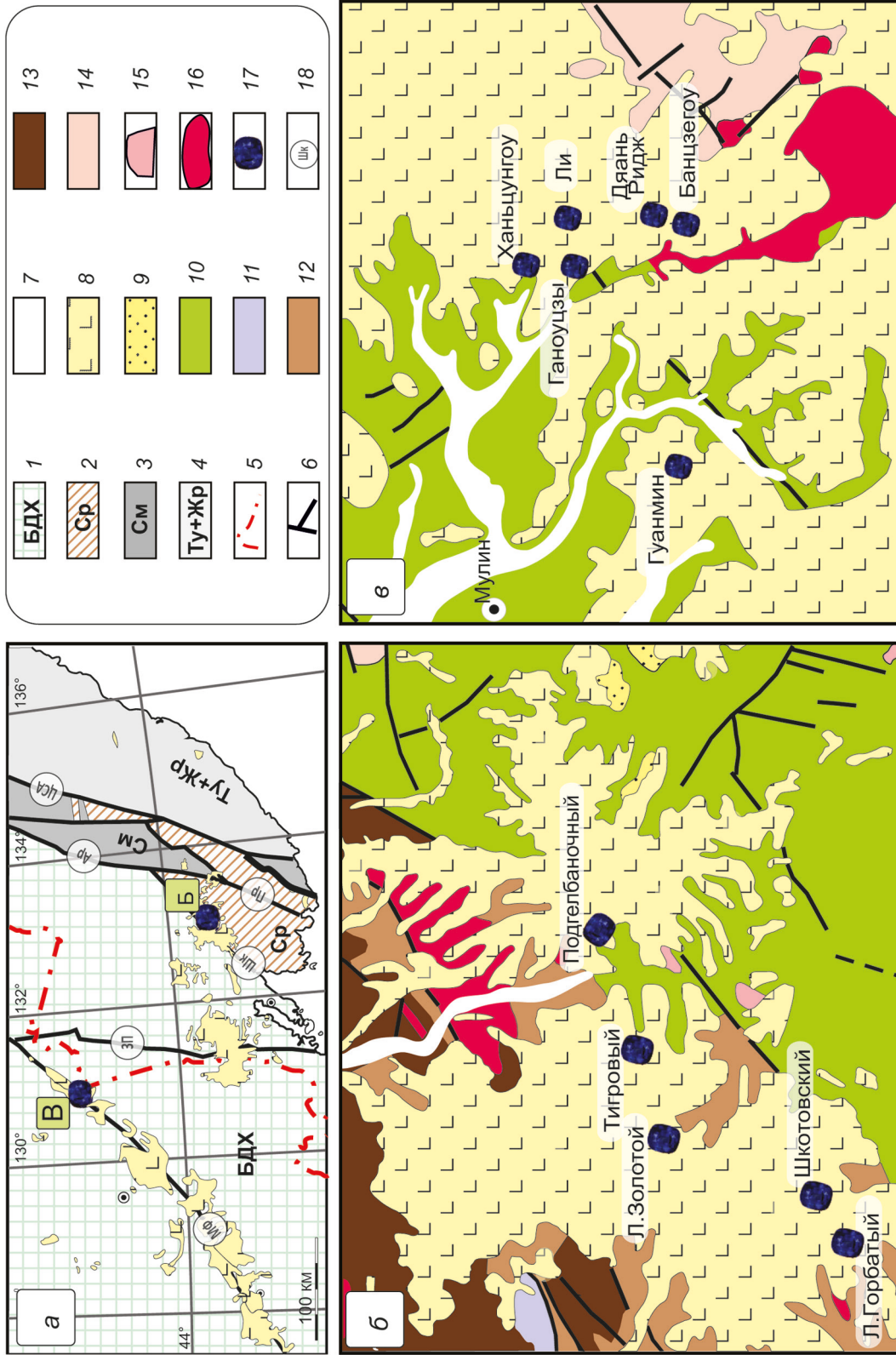


Рис. 3. Поля кайнозойских базальтов и россыпные проявления сапфира в структуре окраины Евразийского континента (а), россыпи Южно-Приморской группы, по [12], (б), россыпи Мулинской группы в северо-восточном Китае, по [35, 41], (в).
 1–4 – террейны, по [10]: 1 – БДХ–Бурей–Дзямусы–Ханкайский, 2 – Ср–Сергеевский, 3 – СМ–Самаркинский, 4 – Ту+Жр – Таухинский и Журавлевский; 5 – государственные границы; 6 – разломы, по [7]; 7 – четвертичные осадочные отложения, 8 – позднекайнозойские базальты; 9 – неогенные терригенные отложения; 10 – меловые вулканические и терригенные породы; 11 – отложения верхнего триаса; 12 – пермские вулканогенные и терригенные породы; 13 – девонские терригенные и вулканогенные породы; 14 – протерозойские метаморфические породы; 15 – мезозойские граниты; 16 – позднепалеозойские граниты; 17 – сапфиросные россыпи; 18 – региональные разломы: МФ – Мишань-Фушунский, ЗП – Западно-Приморский, Шк – шкотовский, Пр – Партизанский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский, Б – россыпи Южно-Приморской группы, В – россыпи Мулинской группы.

развития раннекайнозойских базальтовых плато, бронирующих Мишань-Фушунский (плато Цзяньпоху) и Шкотовский (Шкотовское плато) (рис. 3) разломы.

Россыпи Южно-Приморской группы располагаются в руслах малых постоянных водотоков, размывающих позднекайнозойское Шкотовское плато, а именно, в аллювии ручьев Подгелбаночный, Тигровый, Шкотовский, Левый Золотой и Левый Горбатов [7, 16] (рис. 3).

Шкотовское плато сложено базальтами, андезит-базальтами и щелочными базальтами шуфанского комплекса. В работах предшественников выделяются щитовая и постщитовая стадии вулканической активности в исследуемом районе [12–14, 16]. Первый этап характеризуется извержениями трещинного типа. В результате были образованы мощные покровы толеитовых базальтов, переслаивающихся с толщами гиадокластитов возрастом 14.7–11.1 млн лет [13]. Второй этап (10.7–9.4 млн лет) связан с формированием в центральных частях плато небольших покровов субщелочных базальтов и андезитбазальтов с фенокристами темноцветных минералов и плагиоклаза. В завершающую фазу постщитовой стадии сформировались отдельные экструзивные тела и небольшие вулканические постройки щелочных высокомагнезиальных базальтоидов, в которых присутствуют лерцолитовые включения и мегакристаллы. Характерной особенностью этих вулканов является их интенсивная эксплозивная активность [7, 24, 39]. В соответствии с результатами К-Аг датирования, возраст внедрения и излияния пород составляет 3.3–11.2 млн лет [13, 16, 18].

Наиболее полно изучен палеовулкан Подгелбаночный [7, 24, 39]. Он расположен в верховье одноименного ключа, правого притока ручья Караульного, впадающего в р. Арсеньевку в 3 км южнее поселка Веселого. В плане вулканический аппарат представляет собой обширную кальдерообразную депрессию около 1 км в поперечнике. По периметру кальдеры обнажаются пористые оливин-клинопироксеновые базальты с глыбами лерцолитов. На нижний покров базальтов согласно ложится слой своеобразных туфобрекчий базальтового состава, переслаивающихся с туфогравелитами. Туфобрекчии прорываются экструзией монолитного щелочного базальта, занимающей центр кальдеры. Экструзивные базальты насыщены лерцолитовыми включениями и мегакристаллами оливина, плагиоклаза, амфибола, пироксена, шпинели, ильменита, магнетита, биотита.

Щелочные базальты вулкана Подгелбаночного сложены кристаллами пироксена (20–30 %), оливина (10–20 %), шпинели (0–15 %), магнетита (0–15 %),

плагиоклаза (0–15 %), ильменита (2–5 %), погруженными в стекло или криптокристаллический агрегат (40–60 %). Структура основной массы панидиоморфнозернистая или витрофирная.

По химическому составу щелочные базальты Шкотовского плато, а также отдельных вулканических построек (Подгелбаночный, Буреломный, Золотой и др.) соответствуют умеренно- и высокоглиноземистым породам ($al' = 0.74–1.31$) щелочной и умеренно щелочной серий калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1.14–2.25$). На классификационной TAS-диаграмме точки их составов попадают в поля щелочных и трахибазальтов (рис. 4, а). По характеру распределения некогерентных элементов и положению на диаграммах они относятся к породам внутриплитного типа (рис. 4, б–г). Базальты вулкана Подгелбаночного отличаются повышенным содержанием РЗЭ (до 500 ppm) и фракционированием легких РЗЭ по отношению к тяжелым ($La_n/Lu_n = 26.15–29.84$). Необходимо отметить, что характер распределения крупноионных литофилов на мультиэлементной диаграмме для базальтов Шкотовского плато и для пород отдельных вулканических построек отличается как концентрациями, так и формой графика. Общей спецификой этих щелочных базальтов является повышенная натровость, обогащенность Cl (до 0.22 мас. %), Zr, P и обедненность Ti [7, 24, 39] (См. файл с доп. материалами).

Мулинская группа включает в себя россыпи Дянь Ридж (Dayan Ridge), Гуанмин (Guangming), Ли (Li), Ганоуцзы (Gangouzi), Банцзегоу (Banjiegou) и Ханьцунгоу (Hansongou), расположенные в пределах позднекайнозойского базальтового плато в северной части вулканического пояса Дзяньпоху, приуроченного к Мишань-Фушунскому разлому (рис. 3, а, в). В истории формирования плато выделяются три этапа вулканизма. Примечательно, что в неогеновое время, так же как и на территории Приморья, излияния имели трещинный характер [51]. Абсолютный возраст толеитов, оливиновых и щелочных базальтов, слагающих плато, варьирует от 49.2 млн лет до < 1 млн лет [35].

В период около 10 млн лет назад сформировалось несколько вулканов центрального типа, останцы которых находятся в окрестностях населенных пунктов Цзинпо, Муданьцзянь, Мулин и Мишань [35]. Эти вулканические постройки сложены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами. Щелоч-

*Приложение 1, 2 на сайте журнала

http://itig.as.khb.ru/POG/2024/n_5

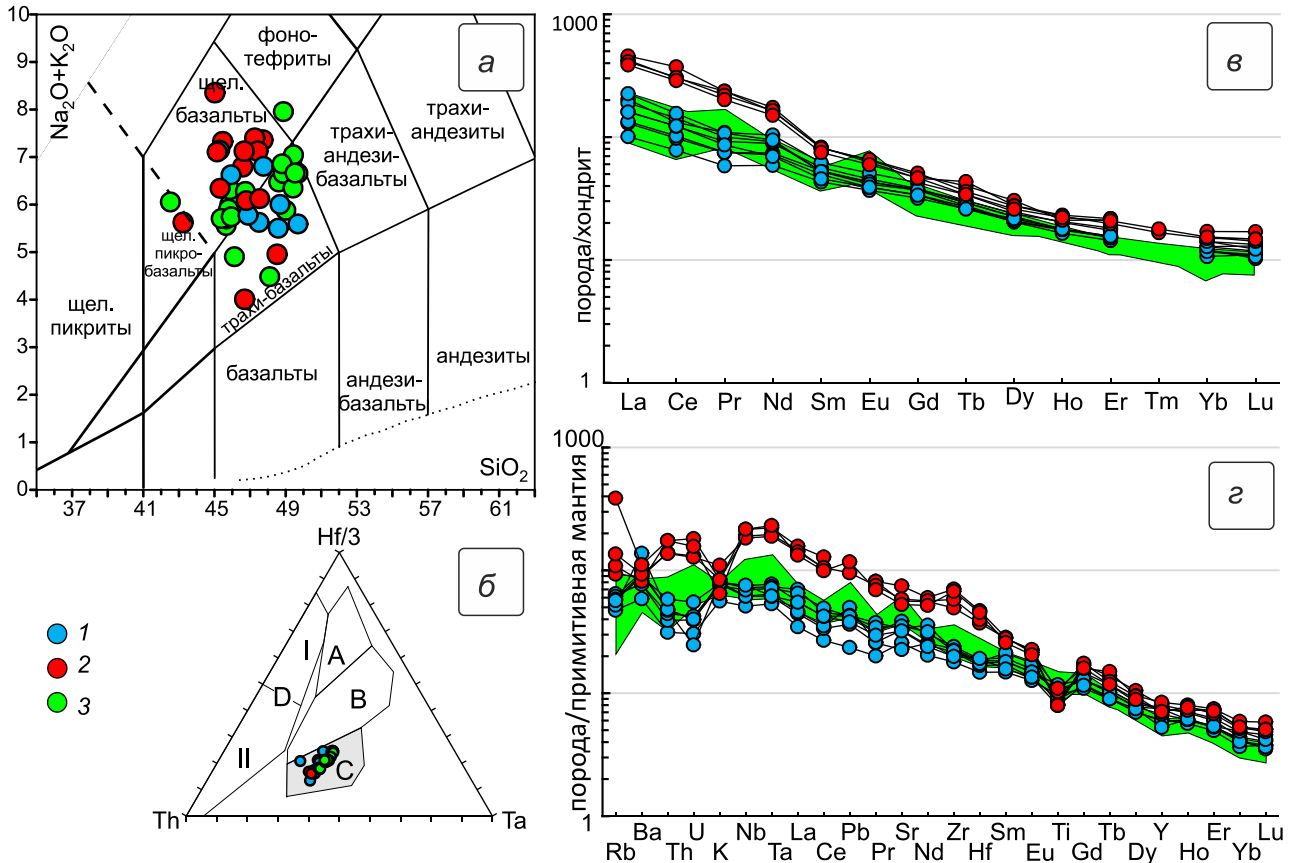


Рис. 4. Геохимические особенности базальтоидов.

a – классификационная TAS-диаграмма, по [17]; *б* – диаграмма Th-Hf/3-Ta, по [48]; *в* и *г* – нормированные по [42] диаграммы распределения элементов. Базальтоиды: 1 – покровные базальты Шкотовского плато; 2 – вулкана Подгелбаночный; 3 – Мулинской группы. Поля базальтов: А – срединно-океанических хребтов; В – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; С – внутриплитных обстановок; D – активных континентальных окраин (I) и островных дуг (II). Для построения использованы собственные и литературные данные [22, 32, 41], файл с доп материалами.

ные оливинные базальты состоят из идиоморфных кристаллов оливина, клинопироксена и плагиоклаза, погруженных в матрицу мелкозернистого плагиоклаза или вулканического стекла, и содержат мантийные ксенолиты и мегакристы циркона, шпинели и биотита [36, 41].

По петрохимическим особенностям базальтоиды Мулинской группы близки базальтам Шкотовского плато (рис. 4, *a*), на классификационной диаграмме они соответствуют внутриплитным базальтам (рис. 4, *б*). Однако некоторые из них отличаются по геохимическим характеристикам, в частности, по концентрациям и характеру распределения РЗЭ в области легких и средних лантаноидов. Также наблюдается обогащение некоторыми крупноионными литофилами – Rb, Ba, Ta, Nb и Sr. Стоит отметить, что данных о химическом и микроэлементном составе именно вулканических конусов Мулина в литературных источни-

ках не приводится, имеются лишь общие сведения о базальтах территории [35].

МИНЕРАЛОГИЯ РОССЫПЕЙ

Исследуемые россыпи принадлежат преимущественно бассейну р. Усури, притоку р. Амур: Мулинская группа россыпей, расположенная в верховьях р. Мулинхэ и большая часть россыпей Южно-Приморской группы, найденных в верховьях р. Арсеньевка. Также обнаружена россыпь в верховьях р. Стеглянухи (приток р. Шкотовки, Залив Петра Великого, Японское море). Водотоки, образующие эти реки, в верхнем течении имеют горный характер с довольно крутыми берегами и ограниченным по ширине каменным ложем. Россыпи сосредоточены преимущественно в отложениях русла и в паводковых отложениях. Например, в россыпи кл. Подгелбаночного минералы с большим удельным весом – сапфир (рис. 5), циркон, шпинель



Рис. 5. Минералы, ассоциирующие в приморских россыпях.

a – циркон, *б* – корунд, *в* – шпинель, *з* – оливин, *д* – гранат, срез, полировка, *е* – полевои шпат.

и т.д., находятся в приплитиковой части и углублениях «щеток» коренных пород, по которым ключ течет в верховьях. Находки сапфиров и минералов ассоциации мегакристов в делювии случаются редко [7].

Сапфиросные россыпи Южного Приморья относятся к аллювиальным россыпям ближнего сноса, поэтому разнообразие минералов в россыпи ограничивается, в основном, компонентами, слагающими базальт. Накопление минералов в россыпи происходит преимущественно в период паводков. Подобные закономерности прослеживаются и для Мулинских россыпей [32, 35, 36]. Корундам (рис. 5, б) в россыпях сопутствует специфический набор минералов – красно-коричневый циркон (гиацинт, рис. 5, а), красный гранат (ряда альмандин-пироп, рис. 5, д), оливково-зеленый оливин (хризолит, рис. 5, г), черная глиноземистая шпинель (рис. 5, в), полевои шпат (рис. 5, е), ильменит, титаномагнетит, пироксен, полевои шпат, керсутит и некоторые другие минералы ассоциации мегакристов [7, 32, 35, 36]. Эти минералы также имеют потенциал как ювелирное сырье (рис. 5).

Корреляция составов одноименных минералов россыпей из Южного Приморья и Мулинской группы показывает, что, хотя по многим характеристикам они близки, имеются и некоторые отличия.

Цирконы обычно представлены слабоокатанными или неокатанными красными, коричнево-красными кристаллами и их обломками. Розовые, желтые и бесцветные кристаллы встречаются редко. Поверхность кристаллов почти не несет следов магматической коррозии. Размер варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров. В Южно-Приморских россыпях содержание в цирконах ZrO_2 варьирует в пределах 64.2–65.33 мас. %, при концентрациях гафния 0.96–1.73 мас. % HfO_2 , в россыпях группы Мулин эти показатели составляют 62.3–64.62 мас. % и 1.10–1.21 мас. %, соответственно (табл. 1).

Клинопироксены представлены в россыпях окатанными кристаллами и обломками изумрудно-зеленого хромдиоксида и черного авгита. Причем мелкие зерна хромдиоксидов образованы при разрушении глубинных ксенолитов (лерцолитов), а авгиты принадлежат ассоциации мегакристов и имеют гораздо более крупные размеры. Кристаллы авгита лишены кристаллографических форм и изменены с поверхности и по трещинам. Авгиты из сапфиросных россыпей юга Приморья имеют более высокие концентрации CaO (20.59–18.87 мас. %), TiO_2 (0.52–1.48 мас. %) и Na_2O (1.05–1.45 мас. %) и более низкие MgO (13.83–15.18 мас. %), чем аналоги из россыпей Мулинхэ (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав минералов (в мас. %) сапфиросных россыпей р. Подгелбаночный и Мулин.

Минерал	Циркон		Клинопироксен/авгит		Ортопироксен		Гранат	
	Место	Подгелб.	Мулин*	Подгелб.	Мулин*	Подгелб.	Мулин*	Подгелб.
N образца	15	C-4	17	PY-G-1-6	16	PY-G-10-5	AB-0225-1	Grt-1-1
SiO ₂	31.70	32.92	50.70	50.54	55.73	55.04	39.17	41.09
TiO ₂	0.00	0.00	1.30	0.40	0.11	0.17	0.20	0.39
Al ₂ O ₃	0.00	0.07	7.71	7.66	4.46	5.29	22.57	22.70
FeO	0.00	0.00	6.19	4.68	7.04	6.51	21.71	11.26
MnO	0.00	0.00	0.27	0.16	0.24	0.15	0.73	0.38
MgO	0.00	0.03	14.77	17.05	31.69	29.53	10.00	17.73
CaO	0.00	0.02	18.87	16.25	0.60	1.99	6.21	5.58
Na ₂ O	0.00	0.00	1.05	0.86	0.06	0.20	0.05	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00		0.01
ZrO ₂	65.34	64.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HfO ₂	0.96	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.53	0.67	0.70		0.05
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Сумма	98.00	98.77	99.81	98.15	100.60	99.57	100.66	99.21
Mg#			81.00	86.67	88.92	88.99	45.09	73.73
Ca/(Ca+Mg+Fe)			48.37	45.05	1.71	5.84	14.04	15.91

Примечание. Данные по россыпям на территории Китая, выделенные серым и отмеченные звездочкой, взяты из опубликованных работ по [32, 35, 36, 38].

Ортопироксены из этих двух пространственно разобщенных территорий представлены полупрозрачными коричневыми обломками коричневых кристаллов энстатита и практически неотличимы (табл. 1).

Гранаты прозрачны или полупрозрачны и окрашены в различные оттенки красного, коричнево-красного и розового цветов. Внутри мегакристов граната иногда можно обнаружить изменения по трещинам и ослабленным зонам кристалла, симплектиты, структуры твердофазного разложения гранатов (рис. 5, д). По химическому составу мегакристы гранатов относятся к алмадин-пироповому ряду, причем гранаты Южного Приморья более железистые, чем мулинские (табл. 1).

Ряд сопутствующих сапфирам минералов мегакристовой ассоциации в этих двух сравниваемых россыпях не ограничивается цирконом, пироксенами и гранатом, он включает в себя также полевой шпат, амфибол, оливин, шпинель, ильменит, апатит и др. Эти минералы присутствуют в обеих группах россыпей, однако привести их сравнительную характеристику из-за недоизученности Мулинских россыпей [32, 35, 36] не представляется возможным. Мы приведем здесь только краткое описание минералов Южно-Приморских сапфиросных россыпей, поскольку их состав и полное их описание опубликовано нами ранее [7]. Полевой шпат представлен анортотоклаз-санидином и образует крупные кристаллы до 5 см и более (рис. 2, б и рис. 5, е), оливин – зеленовато-желтыми зернами форстерита (рис. 5, з), шпинель – высокогли-

ноземистыми герцинитами, встречаются также ильменит и титаномагнетит, а апатит представлен С1-апатитом [7].

БЛАГОРОДНЫЕ КОРУНДЫ

Корунды ювелирного качества в россыпях, связанных со щелочными базальтами, представлены и сапфиром, и рубином. Основными примесными элементами в них являются железо, титан, хром, ванадий и др. Некоторые из этих элементов (хром, двух- и трехвалентное железо и четырехвалентный титан) способны изоморфно замещать алюминий в кристаллической решетке и формировать оптически активные центры. Причем окисное железо отвечает за желтый цвет, закисное – за зеленый, а совместное нахождение закисного железа и четырехвалентного титана даёт синюю окраску [47].

Корунды месторождений, связанных со щелочными базальтами, окрашены обычно в синий, зеленый, желтый цвета и характеризуются неравномерностью окраски, зональностью и насыщенностью включениями. Они выделяются в так называемый BGY- тип (blue-green-yellow, [43]). Однако в некоторых месторождениях, как например, Чантабури-Трат в Таиланде [34] или австралийском Тумбарумба, могут преобладать Cr-содержащие корунды [42].

Приморские корунды окрашены в синий, голубой, зеленый, желтый, серый, коричневый, реже розовый или красный цвета. Подавляющее большинство камней ювелирного качества окрашено в синие, зеле-



Рис. 6. BGY-сапфиры из россыпей Приморья.

а – синие, пригодные к ювелирной обработке из россыпей р. Кедровки и кл. Подгелбаночного; *б, в* – россыпь кл. Подгелбаночного: *б* – синий короткопризматический, *в* – синий дипирамидальный со следами магматической коррозии; *г, д, е* – россыпь р. Кедровки: *г* – тройник короткопризматических кристаллов, *д* – сине-зеленый со следами магматической коррозии, *е* – фрагмент короткопризматического полихромного.

ные и желтые тона и принадлежат типу BGY (рис. 6). Количество сапфиров фантазийных окрасок (fancy) невелико. Встречаются полихромные, зональные и пятнистые образцы (рис. 6, *е*). По прозрачности могут быть от абсолютно прозрачных до просвечивающих. Чистота образцов варьирует от Vs (минимум включений) до I3 (насыщенных включениями). Включения представлены кристаллами колумбита, альбита, циркона, цинкосодержащей шпинели (ганита), рутила, флюорита и монацита. Расплавные включения обогащены Na, Cl и P, а солевые включения в сапфирах представлены преимущественно хлоридами Na и K.

Газовая фаза во включениях представлена преимущественно CO₂.

Наиболее часто встречаются таблитчатые фрагменты боченовидных и столбчатых кристаллов (рис. 6, *б*), дипирамиды (рис. 6, *в*) редки. Спайности у корунда нет, но развита отдельность, по которой он раскалывается на гексагональные таблички (рис. 6, *б*). Поверхность кристаллов несет следы растворения и роста (рис. 6, *в, г*). Встречаются сростания (рис. 6, *г*). Размер BGY сапфиров около 5 мм, однако некоторые из них имеют довольно крупные размеры, более 25–30 мм (рис. 6, *а, г, е*). Красные корунды

Таблица 2. Концентрации примесных компонентов (ppm) в благородных корундах из россыпей, связанных со щелочными базальтами. Корунды россыпей Мулин по [36].

Место	Подгелбаночный						Мулин							
	красные		BGY				BGY					красные		
Тип	0326/6	0326/6	6	26	1	2	10	LB 19	DB31	DB12	Y3	G5	R 41	R 5
N образца	0326/6	0326/6	6	26	1	2	10	LB 19	DB31	DB12	Y3	G5	R 41	R 5
Mg	0	0	60		60			142	16	169	41	39	27	30
Ti	1438	4615	240	420	300	60	300	100	224	149	20	29	12	15
V	0	0	0	0	0			4	7	21	2	7	3	3
Cr	3010	14231	0	0	0			4	0	15	11	1	473	197
Fe	78	78	3809	14303	24641	15934	18655	2264	1694	3690	1730	2199	910	1821
Mn	232	232	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0

встречаются в россыпях Приморья редко, а их размер не превышает 2 мм.

Особенности химического состава корундов из россыпей Приморья приведены в таблице 2. Основными примесными элементами для сапфиров BGY являются Fe и Ti, а для рубинов – Cr и Ti.

Мулинские корунды. По разнообразию цветов и количеству сапфиров fansu, найденных в месторождении Мулин, значительно отличается от сапфиров из других классических магматических месторождений [40]. В россыпях Мулин, кроме сапфиров BGY-типа, распространены рубины, причем количество розовых сапфиров и рубинов составило 60 % от всех корундов ювелирного качества [36]. Примечательно, что синие сапфиры из Мулина имеют чистый синий цвет без серого оттенка.

Корунды россыпи представлены розовыми, желтыми, фиолетово-синими, зеленовато-голубыми, светло-голубыми и темно-синими образцами; встречались и почти бесцветные образцы [36]. Сапфиры серии BGY в россыпях Мулин, хотя и находятся в подчиненном количестве, отличаются чистым синим цветом. Велико разнообразие фантазийных окрасок (экзотических фиолетового, лазурного, почти бесцветного и т.д.). Большинство светло-синих сапфиров отличались высокой прозрачностью и равномерным распределением цвета, в то время как темно-синие сапфиры – менее прозрачные, с гексагональной темно-синей зональностью [36]. В сапфирах выявлены минеральные включения рутила циркона, анортита и пирропа [36].

По форме кристаллов в россыпи преобладают таблитчатые гексагональные кристаллы и их обломки.

Основным примесным компонентом в корундах является железо. Рубины и розово-красные корунды, помимо железа, содержат значительную примесь хрома, а также титана, добавляющего синюю составляющую за счет интервалентного обмена зарядами Fe-Ti [36]. Этот эффект, как считается, ответственен за появление фиолетового оттенка в рубинах и розовых сапфирах россыпи Мулин [36].

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Присутствие мегакристов в кайнозойских щелочных базальтах, их неизменная ассоциация с ксенолитами гипербазитов, а также их взаимоотношения с вмещающими лавами, пирокластикой и условия их происхождения обсуждаются в научной литературе десятилетиями [2, 23–25, 27, 50]. Ведь по отношению к базальтам мегакристы одновременно несут и признаки ксеногенности, и имеют некоторые признаки формирования в сингенетичном базальтовом расплаве. Так, магматическая коррозия поверхности кри-

сталлов мегакристовой ассоциации, характерные для многих мегакристов структуры твердофазового разложения – симплектиты, несомненно, свидетельствуют о захвате уже сформированных кристаллов базальтовой магмой и быстром транспорте включений на поверхность [7, 23, 27].

Однако существуют и свидетельства формирования мегакристов в сингенетичном базальтовом расплаве. Это, например, значения $\delta^{18}\text{O}$ ($4.2\text{--}6.5 \pm 0.2 \text{‰}$) в сапфирах и минералах мегакристовой ассоциации, свидетельствующие о том, что при кристаллизации мегакристов принимал участие преимущественно кислород с такими же «мантийными метками», как и при формировании минералов базальта [16, 26, 44]. Некоторые минералы-фенокристы, такие как клино- и ортопироксены, оливин, характеризуются теми же особенностями химического состава, что и минералы мегакристовой ассоциации [7]. Наконец, возрасты цирконов из россыпей, как и возраст включения циркона в сапфире, близки возрасту формирования позднемiocеновых базальтов [16, 22].

При этом, основная проблема заключается в том, что корунд не может кристаллизоваться из базальтовой магмы, поскольку его поле в базальте полностью перекрыто областью шпинели. Таким образом, в обычных условиях базальт не является корунд-нормативной породой, также экзотично для него присутствие кристаллов циркона, глиноземистой шпинели и граната. Тем более, что для образования благородных разновидностей корунда, циркона, граната нужны специфические условия, благоприятные для спокойного роста прозрачных кристаллов, а образование прозрачных окрашенных разновидностей корунда подразумевает наличие закрытой или полузакрытой камеры роста (жеоды, полости), а также быстрый транспорт питающего вещества к центрам кристаллизации [3, 11].

Для объяснения всего многообразия факторов, влияющих на формирование мегакристов, было выдвинуто несколько гипотез. Одна из которых предполагает, что мегакристы формировались в гигантозернистых эклогитоподобных трахит-сиенитовых породах нижних горизонтов земной коры и были захвачены базальтами в качестве ксенолитов при их продвижении на поверхность [28, 33]. Следующая группа объединяет модели мантийного метасоматоза по различным механизмам с кристаллизацией мегакристаллов из флюидизированных расплавов при высоком давлении в глубинных камерах [23, 25, 50]. Многие из этих моделей предлагают вполне вероятные условия для образования обычного корунда, но не сапфира. Поэтому была разработана модель образования мегакристов как минералов пегматоидных жил, сформир-

рованных в апофизах, заполняемых отделившейся от щелочного базальта легкоплавкой фазой [5, 7, 27].

В россыпях и в делювии крупные кристаллы сапфира ассоциируют с такими же мегакристами гиацинта, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезиального ильменита, титаномагнетита, граната и некоторых других минералов, которые присутствуют и в базальтах, и в жерловой, и в пирокластических фациях близлежащих вулканов. Это может быть аргументом в пользу их кристаллизации из магмы, насыщенной флюидом. Как известно, приморские сапфиросные базальты обогащены галогенно-углекислотным флюидом [7, 16]. Вероятно, именно присутствие хлора и фтора обеспечивает кристаллизацию базальтовых мегакристов, в том числе и сапфиров. Фтор и хлор способны образовывать летучие соединения с некоторыми катионами, и в составе флюида из расплава или породы происходит вынос этих соединений [21]. Известным примером подобного воздействия фтора на окружающие породы могут служить хорошо изученные корунд-топазовые грейзены на периферии гранитных интрузий, образовавшиеся в результате кислотного выщелачивания кремния фтористоводородной кислотой [19].

Температура возгонки многих фторидов и хлоридов относительно низка (табл. 3), и они могут переноситься на значительные расстояния в широком диапазоне температур. Температуры возгонки и кипения этих соединений разные, что приводит к пространственно-временному разделению различных соединений. Это обеспечивает чистоту кристаллизующегося минерала, либо загрязнение его вполне определенными примесями. В корундах такими примесями могут быть Fe^{3+} , Zr^{4+} , Ti^{4+} , Ta^{4+} и некоторые другие элементы с близкими температурами возгонки хлоридов. Такой механизм объясняет частое присутствие в сапфирах сингенетичных включений минералов – рутила, герцинита, циркона и танталониобатов. В то же время, фториды алюминия, не летучи при температурах ниже 1200 °С, а фториды циркония и трехвалентного железа возгоняются при очень высоких температурах. Напротив, фториды титана летучи при относительно низких температурах, которые, однако, выше, чем у хлоридов.

Суммируя данные по составу сапфиросных базальтов и сапфиров, наиболее вероятной представляется решающая роль Cl-насыщенного флюида в формировании сапфиров, так как он допускает широкий интервал образования (от приповерхностных условий до образования микрокристаллов на границе раздела кипящего расплава и флюидной фазы). Кроме образования самого сапфира, с помощью этой модели

Таблица 3. Данные о физических свойствах некоторых соединений галогенов, по [21].

Хлориды	T (°C)	Фториды	T (°C)
$SiCl_4$	57 кип.	SiF_4	-95 возг.
$TiCl_4$	136 кип.	TiF_4	283 возг.
$ZrCl_4$	331 возг.	ZrF_4	903 возг.
$AlCl_3$	180 возг.	AlF_3 ↓	1279 кип.
$FeCl_3$	317 кип.	FeF_3	>1000 возг.
$TaCl_4$	300 возг.	TaF_5	234 кип.
$CrCl_2$	824 кип.	CrF_2	1100 возг.

Примечание. T (°C) кип. – температура кипения, T (°C) возг. – температура возгонки.

можно объяснить неоднократно наблюдавшийся парагенезис сапфир-циркон-шпинель.

Таким образом, мы полагаем, что формирование сапфиров происходит в вулканических аппаратах щелочнобазальтового вулкана при условиях стабильного поступления флюида, несущего соединения газообразного хлористого алюминия, и, в целом, может быть разделено на несколько этапов: 1. Образование хлористого глиноземсодержащего флюида. 2. Транспортировка соединений до места их отложения. 3. Кристаллизация сапфира в газовых полостях щелочнобазальтового вулкана. 4. Транспортировка кристаллов сапфира от места образования и формирование сапфиросных россыпей.

1. Образование глиноземсодержащего флюида. Предполагается, что в коре существует высокотемпературный магматический очаг, сквозь который проходят потоки трансмагматического флюида, обогащенного углекислым газом и галогенами. Первоначально систему можно считать закрытой, поскольку, несмотря на существование проницаемых для флюида зон дробления и трещин в области контакта вмещающей магматической породы, общая доля таких зон невелика. Поэтому вполне вероятно вскипание верхнего слоя флюидизированного расплава в магматической камере. Таким образом, происходит взаимодействие между расплавом и флюидом. В результате этого взаимодействия образуются газообразные $AlCl_3$, $TiCl_4$, $ZrCl_4$, $SiCl_4$, $FeCl_3$, $TaCl_4$ и их комплексные соединения, а также соединения с F. Это предположение подтверждается данными по составу газов современных вулканических извержений [4].

2. Транспортировка галогенных соединений до места отложения. Высвобождение флюида из магматического очага может происходить двумя путями:

1) под действием высокотемпературного градиента возможно тепловое разуплотнение горных пород кровли магматического очага за счет анизотропного расширения кристаллов, слагающих породу. Возник-

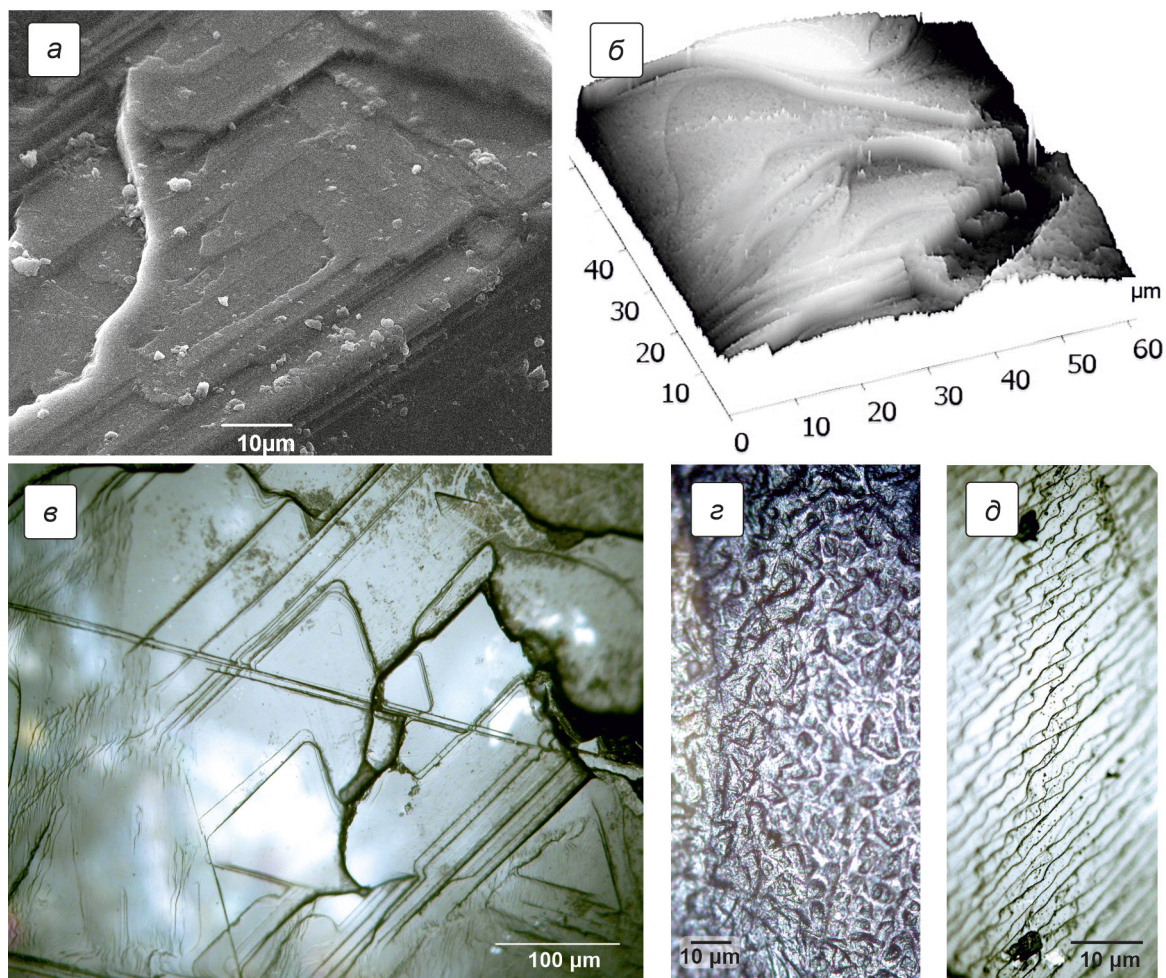


Рис. 7. Особенности морфологии кристаллов корунда.

a – поверхность корунда, естественный скол, СЭМ, BSE, *б* – поверхность корунда, АСМ, *в–д* – оптический микроскоп: *в* – ступени роста, рекурсия *г* – магматическая коррозия поверхности кристалла, *д* – ступени роста.

шие микротрещины создают сеть поровых каналов, по которым могут подниматься газы и растворы;

2) при поступлении новых порций трансмагматического флюида давление в магматической камере может превысить литостатическое и спровоцировать взрывное раскрытие магматического канала.

3. Кристаллизация сапфира в пустотах или порах пирокластического материала жерла. При продвижении к поверхности и соприкосновении с нагретыми флюидами в верхних частях вулканического аппарата комплексные соединения галогенов с Al^{3+} , Fe^{3+} , Si^{4+} , Zr^{4+} , Ti^{4+} , Ta^{4+} и др. подвергаются гидролизу, приводя к образованию неустойчивых гидроксидов этих элементов, а далее к осаждению конечной фазы – оксидов. Именно они образуют зародыши на стенках каналов, газовых пустот или других минералах с близкими структурой и параметрами решетки. Постоянный приток газообразного материала приво-

дит к динамичному росту кристаллов, что и определяет образование мегакристов.

Ведущая роль в формировании мегакристов, по-видимому, принадлежит самосборке, процессу образования упорядоченной надмолекулярной структуры, в котором компоненты исходной структуры, согласно принципам синергетики, аддитивно составляют, как части целого, результирующую сложную структуру [45]. Верхней границей атомно-молекулярного уровня, на котором структурными единицами являются атомы, ионы и их группы, входящие в состав минералообразующей среды (расплава, раствора, флюида и пр.), являются устойчивые зародыши кристаллических фаз [15]. Они формируются из областей ближнего порядка в расположении атомов при благоприятных условиях. Газ или жидкость приобретают первичную информацию, сорбируясь на грани нанокристалла и копируя таким образом его структуру [15]. Доставленные к

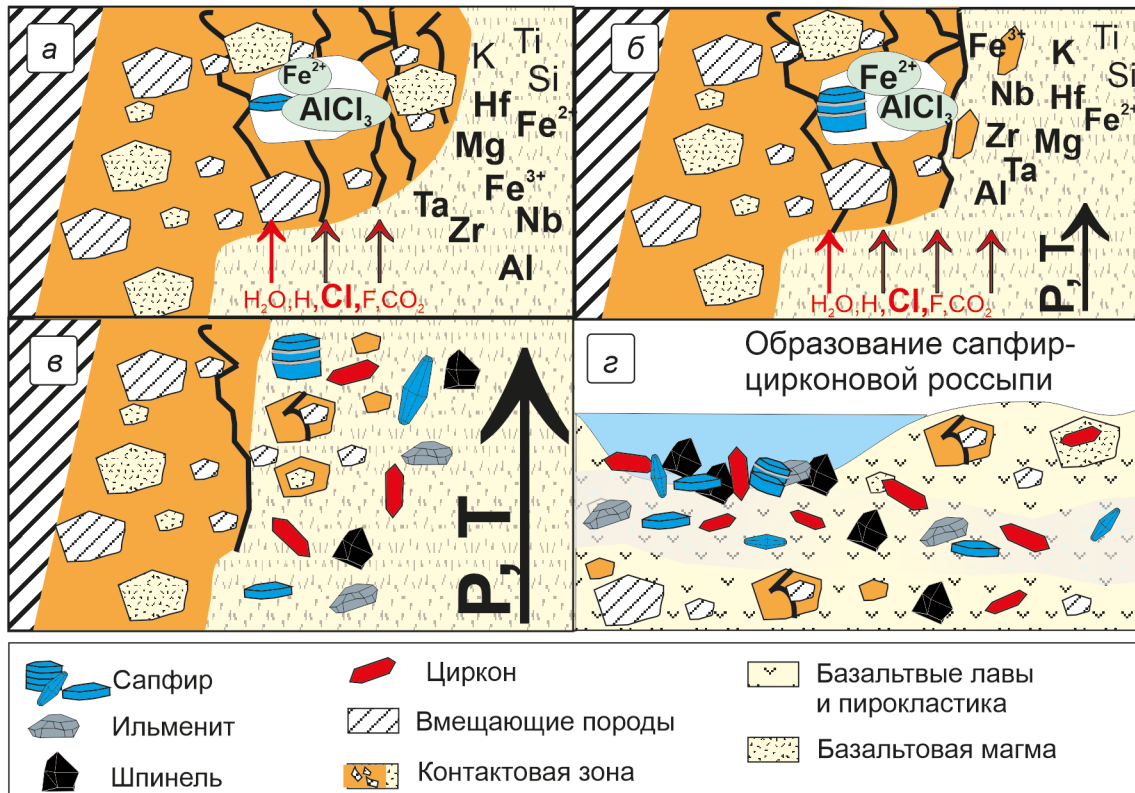


Рис. 8. Схема образования минералов мегакристовой ассоциации путем газовой эпитапии в щёлочнобазальтовых вулканических системах. По [7], с изменениями.

месту самосборки атомы, молекулы и нанокристаллы могут расти, мигрировать на другое место, испаряться или присоединяться к уже закрепившимся нанокристаллам, образуя матрицу минерала [15, 45].

Макрокристаллы корунда состоят из совокупности кластеров, размер которых колеблется в пределах 20–100 нм (= 200–1000 ангстрем), образующих рекурсивную последовательность [7, 49]. Мы полагаем, что процесс роста кристаллов «базальтовых» корундов осуществляется способом, известным как газовая эпитапия. Он заключается в осаждении материала, образующего зародыш на подложке, состоящей из материала с близкими структурой и значением параметра решетки. Зародыши, имеющие нанометровые размеры и энергетически выгодную форму, образуют отдельные, одинаково ориентированные кристаллики, которые затем срастаются (рис. 7, а) в сплошную плёнку (слой). Дефекты плёнки возникают на примесях, а также в местах срастания отдельных кристалликов. Образовавшаяся плёнка (слой) является подложкой для следующего слоя (или нового минерала). В процессе самосборки макрокристалла из нанокристаллов используются слабые связывающие взаимодействия, вероятно, силы Ван-дер Ваальса,

что позволяет реакции идти под термодинамическим контролем с непрерывным исправлением ошибок сборки, что и обеспечивает рост прозрачных крупных кристаллов.

На рисунке 8 представлена схема, которая отражает условия и механизм формирования мегакристов сапфира в базальтах. Этот механизм, как нам кажется, применим не только к сапфирам, но и к другим минералам мегакристовой ассоциации. При взаимодействии с холодной стенкой камеры и соединениями, обладающими большим окислительным потенциалом, или водой, газообразный $AlCl_3$ окисляется с образованием корунда (рис. 8, а). Возможны реакции с паром, углекислотой, серной кислотой, кислородом и другими веществами. При условии стабильного поступления хлористого алюминия кристалл корунда начинает расти по всей первичной плоскости. Сначала образуются «островки» микрокристаллов, затем они разрастаются и сливаются в единое поле, как это было показано на рис. 7. Не используемое сапфиром вещество либо отторгается, либо консервируется в виде включений. И так продолжается слой за слоем до тех пор, пока среда будет пересыщена глиноземом.

При изменении флюидного режима прекращается (или существенно замедляется) поступление $AlCl_3$, поэтому корунд прекращает рост. Алюминий образует соединения с Si, Fe, Ca, другими активными элементами. В этот момент, согласно Н.В. Белову [3], ионы кремния «прилипают» к кислородным слоям корунда, образуя пиррофиллитовую «шапочку» кристалла. Этим явлением и обусловлена прекрасная отдельность кристаллов корунда (рис. 8, б). С поступлением новой порции флюида кристалл снова начинает расти как корунд.

ФОРМИРОВАНИЕ САПФИРОНОСНЫХ ТОЛЩ

Сапфиры и материал, слагающий жерло вулкана, выносятся на поверхность вулканическим взрывом либо магмой (рис. 8, в, г). При этом происходит взаимодействие с транспортирующим агентом. Этим и объясняются следы растворения и прекратившегося роста на поверхности мегакристов, а также находки сапфиров не только в пирокластике базальтового состава, но и в базальтах. Как известно, наиболее богаты сапфирами горизонты пирокластике щелочнобазальтовых вулканов. Приуроченность сапфиросного слоя к пирокластической фации может быть объяснена тем, что в период, предшествующий взрыву вулкана, давление флюидной фазы и темпы роста мегакристов максимальны (рис. 8, в).

Все вышеизложенные данные позволяют объяснить с позиций предложенной гипотезы присутствие минеральных и расплавных включений столь необычного состава в сапфирах, специфику их морфологии (отдельность, фигуры растворения и роста), приуроченность месторождений сапфиров к щелочным базальтоидам и некоторые другие особенности.

ЗАЛЮЧЕНИЕ

Корреляция россыпей Южно-Приморской группы и россыпей Мулинской группы (Китай) показала, что между территориями прослеживаются прямые аналогии в геологическом строении. Во-первых, это – близкий возраст проявления базальтового вулканизма. Во-вторых, очевидна приуроченность сапфиросных территорий к обособленным вулканическим постройкам завершающей фазы. В-третьих, близость химического и микроэлементного состава, несмотря на некоторые несоответствия в распределении HFS–элементов и LREE.

Анализ минералов из россыпей Южно-Приморской группы и россыпей Мулинской группы (Китай) выявил значительное сходство большинства одноименных минералов, например, цирконов, клино- и ортопироксенов. Однако гранаты Мулина содержат больше пироповой компоненты, чем приморские, а

среди корундов Мулина преобладают камни фантазийной окраски и рубины, тогда как в приморских россыпях – сине-зеленые сапфиры (BGY).

Хотя базальты и не являются корунд-нормативными породами, мегакристы кроме следов ксеногенности имеют также и признаки сродства вмещающему расплаву. Необходимые для роста крупных и прозрачных кристаллов специфические условия достигаются в вулканических аппаратах щелочнобазальтового вулкана. Формирование сапфиров происходит из газообразного хлористого алюминия в процессе самосборки. Быстрый транспорт сформированного включения на поверхность осуществляется в процессе эксплозивной разгрузки базальтовых палеовулканов, а дальнейшая эрозия и переотложение в аллювии рек приводит к образованию комплексных циркон-сапфиросных россыпей. Формирование мегакристов сапфира происходит путем газовой эпитакии в вулканических постройках внутриплитных щелочных базальтов и связано с завершающими этапами вулканической деятельности.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания ДВГИ ДВО РАН. Авторы глубоко признательны С.О. Максимова за обсуждение модели и рецензенту за критические замечания. Также благодарны Ло Кинг Квок за перевод научных работ, опубликованных на китайском языке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Высоцкий С.В., Кобл М., Асеева А.В. U-Pb-возраст и геохимия включения циркона в сапфире: щелочнобазальтовый источник ювелирных камней в россыпях Приморья. 2017. Т. 476, № 5. С. 539–542.
2. Асеева А.В., Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Александров И.А., Чувашова И.С. Трансформация гранатовых мегакристов под воздействием щелочных базальтовых магм // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 53–63.
3. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 338 с.
4. Булах М.О. Алобазальтовые газовые метасоматиты и сопряженная с ними эксгаляционная минерализация в фумарольных системах окислительного типа (на примере вулкана Толбачик, Камчатка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ФГБОУ ВО «МГУ им. М.В. Ломоносова», 2023. 31 с.
5. Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. АН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.
6. Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Нечаев В.П. Приморье – фрагмент Восточноазиатского сапфиросного пояса? // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 57–66.
7. Высоцкий С.В., Баркар А.В. Сапфиры Приморья. Геология, минеральные ассоциации и генезис. Владивосток: Дальнаука, 2006. 112 с.
8. Высоцкий С.В., Яковенко В.В., Игнатев А.В., Караб-

- цов А.А. Изотопные соотношения кислорода как индикатор генезиса «базальтовых» корундов // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 66–71.
9. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
 10. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс - фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17.
 11. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с.
 12. Кихней Е.В., Нечаев В.П., Чащин А.А., Грахам И.Т. Новые находки сапфира на Шкотовском плато // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России: тезисы докладов региональной конференции молодых ученых. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2006. С. 31–33.
 13. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чащин А.А., Скляр Е.В. Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56 с.
 14. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Поднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 212–231.
 15. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб.: Наука, 2005. 581 с.
 16. Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Чащин А.А., Высоцкий С.В., Грахам И.Т., Сазерленд Ф.Л. Новые изотопные свидетельства позднекайнозойского возраста и мантийного происхождения благородных цирконов и корундов из россыпей Приморья // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 3. С. 365–368.
 17. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Изд. второе, 2008. 200 с.
 18. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
 19. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения М.: Недра, 1970. 28 с.
 20. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
 21. Турова Н.Я. Справочные таблицы по неорганической химии. Л.: Химия, 1977. 116 с.
 22. Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В., Максимов С.О., Брандт И.С., Саранина Е.В. Изотопно-геохимическая характеристика позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 656–681.
 23. Шарков Е.В., Прокофьев В.Ю., Чистяков А.В., Богина М.М., Горностаева Т.А. Мегакристы “пузырчатого” корунта в неоген-четвертичных вулканитах северо-западной Сирии: свидетельства кристаллизации в кипящем расплаве/флюиде // Вулканология и сейсмология. 2022. № 3. С. 60–80.
 24. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 25. Юдалевич З., Вапник Е. Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования // Литосфера. 2018. Т. 18, № 5. С. 718–742.
 26. Aseeva A.V., Avchenko O.V., Karabtsov A.A., Chashchin A.A., Vysotskiy S., Yakovenko V.V., Zarubina N.V., Kharitonova N.A. Melt pockets in garnet megacrysts from Cenozoic alkali basalts of the Shavaryn Tsaram vicinity, Mongolia // Acta Geologica Sinica - English Edition. 2022. V. 96, N 1. P. 111–122.
 27. Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // J. Asian Earth Sciences. 2011. V. 42, N 1. P. 14–37.
 28. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42, N 12. P. 2279–2302.
 29. Coenraads R.R., Sutherland F.L., Kinny P.D. The origin of sapphires: U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light // Mineralogical Magazine. 1990. N 54. P. 113–122.
 30. Galibert O., Hughes R.W. Chinese ruby and sapphire - a brief history // J. Gemmology. 1995. V. 24, N 7. P. 467–473.
 31. Graham I., Sutherland L., Zaw K., Nechaev V.P., Khanchuk A.I. Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34, N 1. P. 200–215.
 32. Hu L., Pan S., Lu R., Zheng J., Dai H., Guo A., Yu L., Sun H. Origin of gem-quality megacrysts in the Cenozoic alkali basalts from the Muling area, northeastern China // Lithos. 2022. V. 422–423. P. 106720.
 33. Izokh A.E., Smirnov S.Z., Egorova V.V., Anh Tran Tuan, Kovyazin S.V., Phuong Ngo Thi, Kalinina V.V. The conditions of formation of sapphire and zircon in the areas of alkali-basaltic volcanism in Central Vietnam // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51, N 7. P. 719–733.
 34. Li E., Xu B. Gemological and Chemical Composition Characteristics of Basalt-Related Rubies from Chanthaburi-Trat, Thailand // Crystals. 2023. V. 13, N 8. P. 1179.
 35. Liu Y., Lu R. Gem News International: ruby and sapphire from Muling, China // Gems & Gemology. 2016. V. 52, N 1. P. 98–100.
 36. Liu Y., Lu R. Sapphire Beneath the Rich Black Soil of Muling, Northeastern China // Gems & Gemology. 2022. V. 58, N 3.
 37. Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on Geochemistry (Second Edition). 2014. V. 3(5). P. 169–253.
 38. Qiu Z.L., Yang J.H., Yang Y.H., Yang S.F., Li C.Y., Wang Y.J., Lin W.P., Yang X.X. Trace element and hafnium isotopes of Cenozoic basalt-related zircon megacrysts at Muling, Heilongjiang province, Northeast China // Acta Petrologica Sinica. 2007. V. 23, N 2. P. 481–492 (in Chinese).
 39. Shecheka S.A., Nozdrachev E.A., Popov V.K., Chashchin A.A. On some features of geochemical evolution of the Cenozoic basaltoid volcanism in Primorye, Russian Far East /

- A.I. Khanchuk et al. eds. Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins: Proceedings of the interim IAGOD-Conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 382–384.
40. Simonet C., Fritsch E., Lasnier B. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration // *Ore Geology Reviews*. 2008. V. 34, N 1. P. 127–133.
41. Sun J.X. Basalts related to ruby and sapphire in eastern Heilongjiang and reconstruction of Paleovolcanic mechanism // *Acta Petrologica et Mineralogica*. 1995. N 14. P. 126–132 (in Chinese).
42. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society. London: Special Publications*. 1989. V. 42, N 1. P. 313–345.
43. Sutherland F.L., Graham I.T., Pogson R.E., Schwarz D., Webb G.B., Coenraads R.R., Fanning C.M., Hollis J.D., Allen T.C. The Tumarumba Basaltic Gem Field, New South Wales: in relation to sapphire-ruby deposits of eastern Australia // *Records of the Australian Museum*. 2002. V. 54, N 2. P. 215–248.
44. Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Yu., Yakovenko V.V., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Sutherland F.L., Agoshkov A.I. Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 68. P. 164–170.
45. Wetterskog E., Agthe M., Mayence A., Grins J., Wang D., Rana S., Ahniyaz A., Salazar-Alvarez G., Bergström L. Precise control over shape and size of iron oxide nanocrystals suitable for assembly into ordered particle arrays // *Science and Technology of Advanced Materials*. 2014. V. 15, N 5. P. 055010.
46. Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 113, N 3–4. P. 303–341.
47. Wongrawang P., Monarumit N., Thammajak N., Wathanakul P., Wongkokua W. Oxidation states of Fe and Ti in blue sapphire // *Materials Research Express*. 016. V. 3, N 2. P. 1–7.
48. Wood D.A. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. N 1. P. 11–30.
49. Yang H., Wang B., Zhang H., Shen B., Li Y., Wang M., Wang J., Gao W., Kang Y., Li L., Dong Y., Li J., Li J. Evolving corundum nanoparticles at room temperature // *Acta Materialia*. 2023. V. 255. P. 119038.
50. Yu X., Zeng G., Chen L.-H., Hu S.-L., Yu Z.-Q. Magma–magma interaction in the mantle recorded by megacrysts from Cenozoic basalts in eastern China // *International Geology Review*. 2019. V. 61, N 6. P. 675–691.
51. Zhili Q., Jinhui Y., Yueheng Y., Shufeng Y., Chunyan Li, Yijie W., Weipeng L., Xiaoxia Y. Trace element and Hafnium isotopes of Cenozoic basalt-related zircon megacrysts at Muling, Heilongjiang province, northeast China // *Acta Petrologica Sinica*. 2007. V. 23? N 2. P. 481–492.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком,

А.В. Гребенниковым

после доработки 28.03.2024 г.

принята к печати 15.04.2024 г.

A.V. Aseeva, S.V. Vysotsky, A.N. Golich, A.A. Chashchin, V.V. Yakovenko, E.V. Nechaeva

Mineralogical characteristics of sapphire-bearing placers associated with Cenozoic alkali basalts in Primorye and northeastern China

The paper presents the results of comparative analysis of sapphire-bearing placers in southern Primorye (the Shkotovo plateau, Russia) and in the adjacent Heilongjiang Province (the Muling deposit, China). The placers are a product of sapphire-bearing intraplate alkali basalts of similar geochemical characteristics and age. The study revealed a significant similarity for most of the same minerals occurring in spatially separated placers in Russia and China, as well as a number of differences. The most apparent difference is the predominance of fancy-colored gemstones and rubies among the Muling corundums and blue-green-yellow sapphires (BGY-sapphires) in the coastal placers of Primorye. Megacryst association minerals, including gem corundum, bear traces of magmatic corrosion and have an affinity with the host alkaline basaltic melt. Magma chambers of a basaltic volcano provide conditions necessary for the growth of large and transparent crystals. Sapphires are assumed by the authors to have formed from gaseous aluminium chloride in miarolitic cavities. Megacrysts are rapidly transported to the surface as basaltic volcanoes erupt, and then, as megacryst-bearing rocks erode, minerals are deposited in alluvium to form zircon- and sapphire-bearing placers. Thus, sapphire megacrysts crystallized from the fluid in cavities within volcanic structures of intraplate alkali basalts. The publication emphasizes the economic importance of placers of gem corundum and zircon in alkali basalts, and hence the need for their further study.

Key words: sapphire, zircon, alkali basalts, megacryst, placers, Primorye, Russia, Heilongjiang, China.