

УДК 552.11, 552.4, 551.22

ПРИЗНАКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) В ОБСТАНОВКАХ ОКЕАНИЧЕСКОГО И НАДСУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА¹

© 2023 г. Б. А. Базылев^{a, *}, М. В. Портнягин^b, Д. П. Савельев^c, Г. В. Леднева^d, Н. Н. Кононкова^a

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

^bGEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

^cИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

^dГеологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: bazylev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 24.05.2022 г.

После доработки 25.10.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

Проведено петрографическое, минералогическое и геохимическое исследование дунитов, пироксенитов, перидотитов и габброидов из офиолитового комплекса Камчатского мыса (Камчатка, Россия), направленное на выявление когенетических ассоциаций магматических пород и определение вероятных геодинамических обстановок их формирования, а также на тестирование различных критериев когенетичности разных типов магматических пород в составе офиолитовой ассоциации. Установлено, что исследованные ультрамафиты—мафиты относятся к двум генетическим сериям, различающимся по составу первичных минералов, минеральному составу пород и оцененным составам захваченных расплавов. Формирование пород этих серий происходило из расплавов разных геохимических типов в разных геодинамических обстановках в разных эпизодах мантийного магматизма. Породы, отнесенные к высокотитанистой серии (габброиды Оленегорского массива, ксенолиты дунитов и меланократовых габброидов в них, прожилки габброидов в ксенолитах), образовались из расплавов типа N-MORB в океаническом центре спрединга. Формирование пород, отнесенных к низкотитанистой серии (жильных дунитов, пироксенитов и габброидов в реститовых шпинелевых перидотитах Солдатского массива, а также пироксенитов, перидотитов и габброидов из центральной и западной частей полуострова), происходило из высоководных расплавов бонинитового типа и связано с ранним этапом островодужного магматизма. Учитывая отсутствие известных проявлений бонинитов в офиолитовом комплексе Камчатского мыса, можно предполагать, что плутонические ультрамафиты, в том числе жильные, могут быть единственным свидетельством этапа надсубдукционного бонинитового магматизма в процессе формирования офиолитовых комплексов. Продemonстрировано, что методика оценки состава захваченного расплава в плутонических ультрамафитах и габброидах на основании валовой геохимии и первичной минералогии позволяет делать более определенные и обоснованные выводы о геодинамической обстановке формирования этих пород и о степени их когенетичности с пространственно ассоциирующими базальтами, чем выводы, основанные лишь на составе первичных минералов в породах.

Ключевые слова: офиолиты, дуниты, пироксениты, габброиды, бонинитовый расплав, расплав типа N-MORB, Камчатка

DOI: 10.31857/S0869590323030020, **EDN:** BZJAFE

ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты, согласно современным представлениям, являются фрагментами в различной степени дезинтегрированных разрезов литосферы океанического типа, сформированной в разных обла-

стях океанов: центрах океанического, задугового и преддугового спрединга, внутриокеанических островных дугах, областях плюмового магматизма и т.д. (Dilek, 2003; Dilek, Furnes, 2011). При этом наиболее убедительные свидетельства о вероятной геодинамической обстановке формирования магматических пород офиолитов дают данные по геохимии базальтов (Dilek, Furnes, 2011), данные по составам вкрапленников хромшпине-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323030020 для авторизованных пользователей.

лидов из вулканитов основного и ультраосновного состава (Arai, 1992; Kamenetsky et al., 2001), первичных минералов реститовых перидотитов (Dick, Bullen, 1984), а также по геохимии валовых составов реститовых перидотитов и клинопироксенов из них (Parkinson, Pearce, 1998). Минералогические и геохимические особенности плутонических мафитов и особенно ультрамафитов из офиолитов используются в петрологических и геодинамических исследованиях существенно реже. С одной стороны, это обусловлено сравнительно небольшим объемом аналитических данных об этих породах в современной океанической литосфере, а с другой — отсутствием надежных петролого-геохимических критериев для определения геодинамической обстановки формирования плутонических ультрамафитов и мафитов, особенно кумулятивных.

Проблема заключается в том, что офиолитовые комплексы часто тектонически дезинтегрированы, и разрезы строения литосферы, фрагменты которой представлены в офиолитах, как правило, реконструируются. При этом степень когенетичности магматических пород (реститовых перидотитов, плутонических ультрамафитов и мафитов, базальтов) в таких реконструированных разрезах обычно не рассматривается. Особенно остро проблема когенетичности плутонических и вулканических пород встает в тех случаях, когда геологические соотношения указывают на несколько фаз внедрения магм, а геохимия пород и составы их первичных минералов свидетельствуют об их формировании в разных геодинамических обстановках. Офиолитовая ассоциация Камчатского мыса, для разных типов пород которой (преимущественно базальтов и реститовых перидотитов) выдвигались петролого-геохимические аргументы формирования в обстановках срединно-океанического спрединга, надсубдукционной и внутриплитной (Федорчук и др., 1989; Осипенко, Крылов, 2001; Крамер и др., 2001; Савельев, 2003; Хотин, Шапиро, 2006; Tsukanov et al., 2007; Сколотнев и др., 2008; Portnyagin et al., 2008, 2009; Батанова и др., 2014), представляет именно такой случай.

В настоящей статье поставлена задача представить данные по минералогии и геохимии наименее изученных плутонических нереститовых ультрамафитов и мафитов офиолитовой ассоциации Камчатского мыса, оценить составы захваченного расплава в этих породах и сопоставить их с данными по другим типам магматических пород этой ассоциации. Основной целью при этом является установление когенетичных ассоциаций магматических пород в офиолитах Камчатского мыса и вероятных геодинамических обстановок их формирования, а также тестирование различных критериев когенетичности разных типов магматических пород в составе офиолитовой ассоциации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Офиолиты Африканского блока в южной части полуострова Камчатский мыс, включающие объект настоящего исследования, расположены в области современного сочленения структур Камчатского полуострова и Алеутской островной дуги, ограничивающей на севере современную зону субдукции под Камчатку, и лежат на продолжении структур Гавайско—Императорского подводного хребта. Эти офиолиты включают в состав Кроноцкого террейна и рассматривают как фрагмент аккреционной призмы Кроноцкой островной палеодуги, сформированной в позднем мелу—среднем эоцене (Разницин и др., 1985; Зинкевич и др., 1993; Щербинина, 1997; Левашова и др., 2000; Цуканов и др., 2014) в Пацифике на 36—45° с.ш. (Хотин, Шапиро, 2006; Lander, Shapiro, 2007) и аккретированной к окраине Камчатки в позднем эоцене—раннем миоцене (Зинкевич, Цуканов, 1992; Alexeiev et al., 2006) или в позднем миоцене—плиоцене (Lander, Shapiro, 2007).

Африканский блок имеет покровное строение (рис. 1). В его составе выделяют Солдатский гипербазитовый массив, Оленегорский габбровый массив, серпентинитовый меланж, смагинскую ассоциацию (африканский комплекс по (Tsukanov et al., 2007)) базальтов с известняками и яшмами, содержащую фауну апта—сеномана (Брагин и др., 1986; Федорчук и др., 1989), и пикежскую туфово-кремнистую формацию, содержащую фауну сантона—турона (Брагин и др., 1986; Федорчук и др., 1989). Контакты между этими структурными единицами преимущественно тектонические, и собственно Солдатский и Оленегорский массивы, по-видимому, представляют собой крупные тектонические пластины или их серии. В мощных зонах меланжа присутствуют обломки и относительно крупные блоки подушечных базальтов, амфиболитов, ультрамафитов и габброидов.

Солдатский гипербазитовый массив сложен мантийными шпинелевыми гарцбургитами и редкими шпинелевыми лерцолитами, Оленегорский массив — различными габброидами. В работах (Бетхольд и др., 1986; Хотин, Шапиро, 2006) в этом массиве описаны непрерывные разрезы от габбро до долеритов и базальтов, однако трудно судить, в какой степени эти разрезы реконструированы.

На отдельных участках Оленегорского массива габброиды содержат ксенолиты ультрамафитов размером от первых сантиметров до 1 м. Эти ксенолиты были интерпретированы изучавшими их исследователями (Высоцкий, 1986; Пейве, 1987; Крамер и др., 2001; Хотин, Шапиро, 2006) как реститовые шпинелевые гарцбургиты, аналогичные таковым Солдатского массива, но отчасти претерпевшие более или менее интенсивную реакционную перекристаллизацию. Предшественниками описывались также шлиры и линзовидные горизонты ультра-

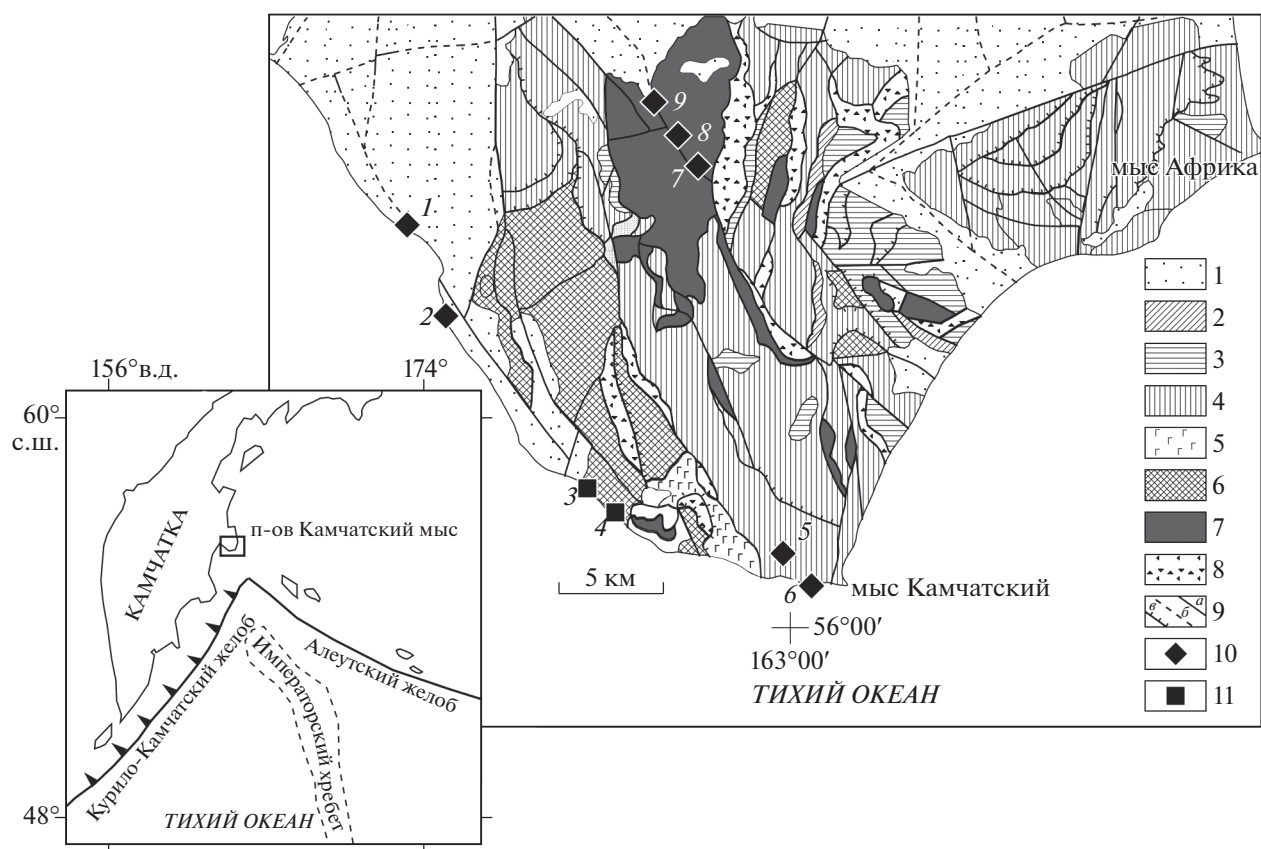


Рис. 1. Схема геологического строения южной части п-ова Камчатский мыс, по (Бояринова, 1999) с изменениями по (Савельев, 2003), и места отбора образцов. 1 — плиоцен-четвертичные отложения, 2 — миоценовые терригенные отложения, 3 — турон-кампанские терригенные отложения (пикежская свита), 4 — альб-сеноманские вулканогенно-кремнистые отложения (смагинская свита), 5 — подушечные базальты, отнесенные к смагинской свите, по (Бояринова, 1999), или к Оленегорскому массиву, по (Хотин, Шапиро, 2006), 6 — габбро и долериты Оленегорского массива, 7 — гипербазиты Солдатского массива (самый крупный опробованный блок) и более мелких тел, 8 — серпентинитовый меланж, 9 — разломы установленные (а) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (б), надвиги (в), 10 — ультрамафиты и габброиды низкотитанистой серии, 11 — ультрамафиты и габброиды высокотитанистой серии. Цифры на рисунке: 1 — аллювий р. Мутная (обр. KM5-08), 2 — аллювий р. Медвежья (обр. KM5-01, KM5-03), 3 — коренные обнажения и делювий между устьями р. Водопадная и Стремительная (обр. KM4-16, KM4-17, KM4-18, KM4-19, KM4-20а, KM4-22, KM4-24), 4 — аллювий рр. Водопадная (обр. KM4-12, KM4-13), 5 — аллювий ручья к юго-востоку от р. Каменная (обр. KM4-25), 6 — делювий на южном побережье возле Каменного городка (обр. KM4-10, KM4-11), 7 — коренное обнажение в верховьях р. Белая (обр. KM4-28), 8 — коренное обнажение в борту р. Белая (обр. KM4-31), 9 — аллювий р. Белая ниже Солдатского массива (обр. KM4-39v, KM5-17, KM5-18, KM5-19, KM5-22, KM5-23).

трамафитов в восточной части массива и его юго-западной части в нижнем течении рек Водопадная и Стремительная (Бетхольд и др., 1986; Крамер и др., 2001; Хотин, Шапиро, 2006). Среди габбро, кроме того, описаны тектонические клинья пород полосчатого комплекса (переслаивающиеся перидотиты, плагиоклазовые перидотиты, оливиновые габброиды, анортозиты) (Крамер и др., 2001).

В составе Солдатского массива нереститовые ультрамафиты (дуниты, клинопироксениты, вебстериты) слагают редкие линзы, жилы и пластовые тела в шпинелевых перидотитах (Осипенко, Крылов, 2001; Крамер и др., 2001; Хотин, Шапиро, 2006; Батанова и др., 2014). Помимо этого, в шпинелевых перидотитах Солдатского массива присут-

ствуют и прожилки габброидов мощностью от первых сантиметров до полуметра.

Поскольку методика оценки состава захваченного расплава была разработана для дунитов (Базылев и др., 2019), особое внимание уделялось именно этим породам. В составе Оленегорского массива дуниты не были известны, поэтому мы изучили серию меланократовых ксенолитов в габбро этого массива с целью найти среди них дуниты. Имевшиеся в нашей коллекции пироксениты из Солдатского массива представлены прожилками сантиметровой мощности, что не позволяет исследовать геохимию этих пород. Чтобы восполнить этот пробел, мы изучили пироксениты и близкие к ним по высокому содержанию пироксенов перидотиты и меланократовые габброиды в однородных

глыбах (до 40 см) из аллювия и делювия западной части Африканского блока, вдоль береговой линии западной части полуострова от рек Медвежья и Мутная на севере до южной оконечности полуострова, а также из аллювия р. Белой ниже Солдатского массива (рис. 1), где совместно с этими породами присутствуют и количественно преобладают реститовые шпинелевые перидотиты, аналогичные таковым Солдатского массива. Таким образом, в настоящей статье представлены результаты исследования габбро Оленегорского массива, ультрамафитов и меланократовых габброидов из ксенолитов в них, ультрамафитов и габброидов из жильных тел в шпинелевых перидотитах Солдатского массива, а также обломков ультрамафитов и меланократовых габброидов из делювия и аллювия западной части Африканского блока вне этих массивов (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоподготовка образцов проводилась в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН, г. Москва). Дробление образцов осуществлялось с использованием щековой дробилки, истирание — на механических истирателях с агатовыми ступками. Петрографическое исследование пород производилось в шлифах в проходящем и отраженном свете. Определение составов минералов выполнено в ГЕОХИ РАН на электронном микрозонде Cameca SX100 при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 30 нА. В качестве эталонов использовались стандартные образцы минералов, предоставленные Смитсоновским институтом. Точность анализов составляла ± 2 отн. % при содержании компонента 10–100 мас. %, ± 5 отн. % при содержании компонента 2–10 мас. %, ± 10 отн. % при содержании компонента 1–2 мас. %, ± 20 отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %.

Содержания порообразующих элементов в породах определялись в препаратах прессованных порошков рентгенофлуоресцентным методом на приборе Phillips PW-1600 в ГЕОХИ РАН. Калибровка прибора осуществлялась с использованием российских и международных стандартов. Контроль качества замеров проводился по внутренним стандартам.

Содержания редких элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element XR в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН, г. Москва). Подготовка проб проводилась по методике кислотного разложения в микроволновой печи. Точность определений контролировалась регулярным измерением международного стандарта BCR-2 и внутренних стандартов. Содержания элементов

рассчитывались с использованием стандартных растворов ICP-MS-68A, HPS (A и B). Пределы обнаружения составляли 1–2 нг/г. Аналитическая погрешность определения содержаний РЗЭ в габбро и пироксенитах составляла 5–10 отн. % (1 σ), в дуните, обр. KM4-28, и гарцбургите, обр. KM4-31, — в среднем 35 отн. %. Величины стандартного отклонения содержаний редких элементов в дуните, обр. KM4-24, проанализированном неоднократно, приведены в Suppl. 1, ESM_2.xlsx.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

Номенклатура изученных пород, используемая в тексте и приведенная в Supplementary 1², ESM_1.xlsx, основана на рассчитанном (Suppl. 1, ESM_2.xlsx, ESM_3.xlsx) или оцененном петрографически модальном минеральном составе протолитов пород, согласно (Le Bas, Streckeisen, 1991). Составы минералов приведены в Suppl. 1, ESM_1.xlsx, ESM_6.xlsx; аббревиатура минералов в таблицах и на рисунках приводится согласно (Warr, 2021). Разновидности амфиболов, соответствующие номенклатуре (Hawthorne et al., 2012) и указанные в этих таблицах, определены по программе (Locock, 2014).

Оленегорский массив

Ксенолиты в габбро Оленегорского массива. На основании петрографического и минералогического изучения ксенолиты в габброидах (рис. 2а) отнесены нами к двум группам — реститовым шпинелевым гарцбургитам, которые достаточно подробно описаны предшествовавшими исследователями и здесь не рассматриваются, и, предположительно, кумулятивным ультрамафитам и мафитам, рассмотренным ниже.

Ультрамафиты и мафиты из ксенолитов представлены дунитом (обр. KM4-24), плагиоклаз-клинопироксеновым дунитом (обр. KM4-22) и меланократовыми оливиновыми габброноритами (обр. KM4-13, KM4-19). Степень изменения пород варьирует от умеренной до практически полной. Замещение первичных силикатов, как правило, имеет псевдоморфный характер с реликтами пер-

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary 1:

ESM_1.xlsx — Составы минералов изученных пород;
ESM_2.xlsx — Валовые химические и модальные минеральные составы изученных пород;
ESM_3.xlsx — Сопоставление измеренных и рассчитанных по составам минералов и минеральным модам составов пород;
ESM_4.xlsx — Коэффициенты распределения минерал/расплав;
ESM_5.xlsx — Оцененные содержания и составы захваченных расплавов в породах;
ESM_6.xlsx — Составы вторичных силикатных минералов.

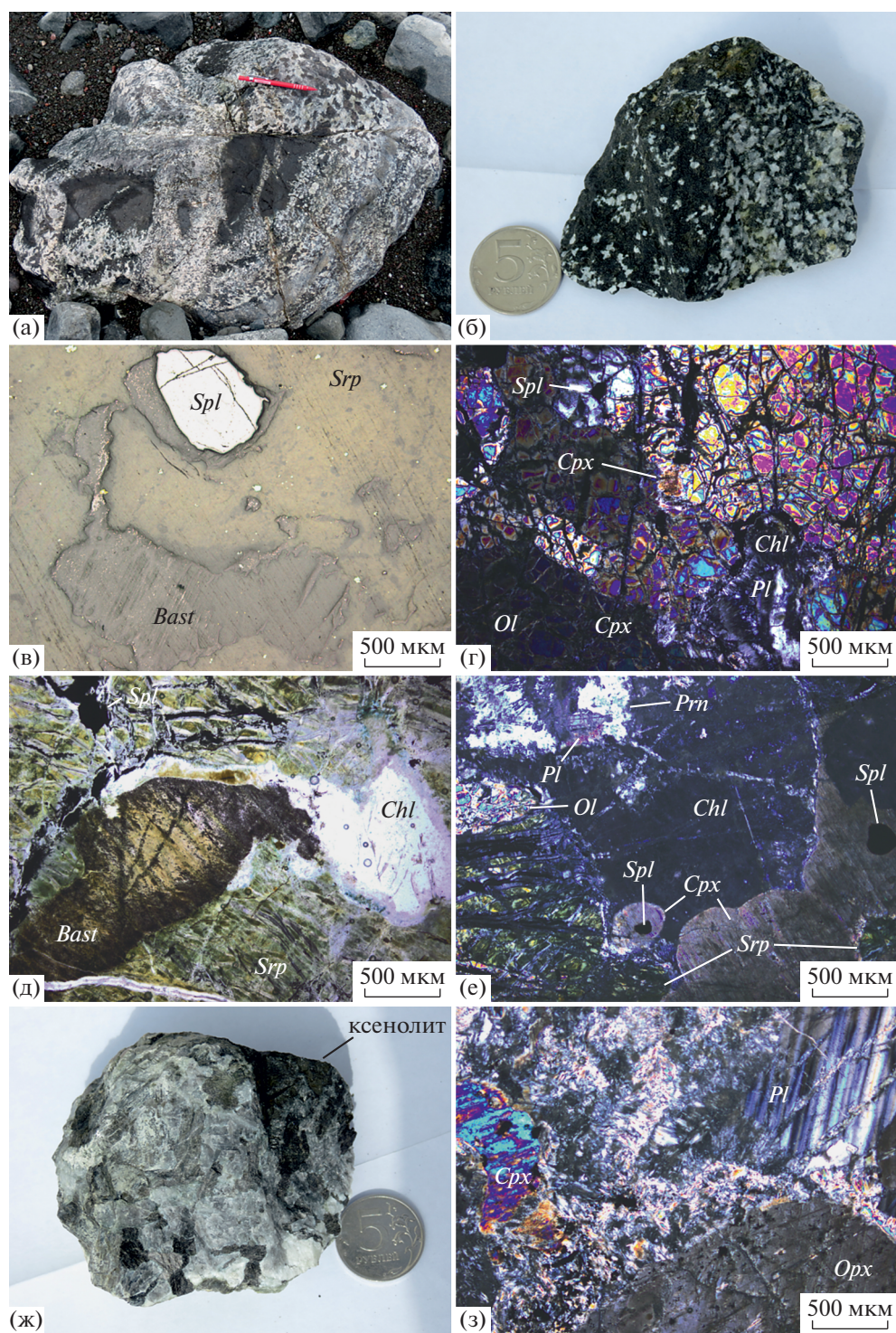


Рис. 2. Породы Оленегорского массива. (а) — ксенолиты ультрамафитов и меланократовых габброидов; (б) — ксенолит, полосчатый оливиновый габбронорит (обр. КМ4-13); (в) — хромшпинелид и бастит по клинопироксену в серпентинизированном дуните (обр. КМ4-24), отраженный свет; (г) — зерна хромшпинелида, клинопироксена и плагиоклаза (реликт в центральной части хлоритовой псевдоморфозы) в дуните (обр. КМ4-22), поляризованный свет; (д) — хромшпинелид в замещенном оливине (петельчатый серпентин), бастит по клинопироксену и псевдоморфоза хлорита по плагиоклазу в оливиновом норите (обр. КМ4-19), без анализатора; (е) — клинопироксен с включениями хромшпинелидов и оливина, частично серпентинизированный оливин и замещенный плагиоклаз с реликтом (обр. КМ4-13), поляризованный свет; (ж) — роговообманковый габбронорит (обр. КМ4-20а) с фрагментом ксенолита; (з) — зерна пироксенов и сильно пренитизированного плагиоклаза (обр. КМ4-20а), поляризованный свет.

вичных минералов в части псевдоморфоз. Большая часть пород имеет массивную текстуру и крупнозернистую или грубозернистую гипидиоморфную структуру (лишь обр. КМ4-13 имеет полосчатую текстуру, проявленную в чередовании меланократовых и лейкократовых прослоев, рис. 2б). Характерный размер зерен силикатов 1–3 мм, редко до 7 мм.

Зерна хромшпинелидов — непрозрачные, идиоморфные, в дунитах — крупные (до 1 мм), в габброидах — более мелкие, до 0.3 мм, присутствуют в виде включений в оливине и клинопироксене, а также на границах зерен силикатов (рис. 2в–2е). Оливин интенсивно или полностью замещен серпентином. Зерна клинопироксена в дунитах — до 1.5 мм, преимущественно ксеноморфные, замещаются буроватым баститом с интенсивным выделением пылеватых зерен рудного минерала по спайности (рис. 2в, 2г). В оливиновом габбронорите, обр. КМ4-13, крупные ксеноморфные зерна клинопироксена содержат округлые идиоморфные включения оливина (рис. 2е), и на отдельных участках структура породы пойкилитовая. Плаггиоклаз в дунитах представлен ксеноморфными зернами до 1–1.5 мм (рис. 2г), а в габброидах — также относительно идиоморфными зернами до 6 мм и их агрегатами. Плаггиоклаз замещается в дунитах мелкочешуйчатым изотропным или мелкопластинчатым слабоанизотропным бесцветным хлоритом (рис. 2г), а также пумпеллитом, томсонитом и вюаньтитом, а в габброидах — преимущественно пренитом (рис. 2е). В отличие от баститовых псевдоморфоз по клинопироксену (рис. 2в, 2д), псевдоморфозы по плаггиоклазу не содержат включений рудного минерала (рис. 2д), что позволяет уверенно их различать. Количество относительно крупных баститовых псевдоморфоз по клинопироксену в образце дунита КМ4-24 не превышает количество хромшпинелида, псевдоморфоз по плаггиоклазу в этом образце не отмечено (важность этого наблюдения поясняется ниже).

Состав хромшпинелидов в исследованных образцах обнаруживает хромистость ($\text{Cr}\#$, $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) 0.40–0.59 и содержание титана 0.3–2.7 мас. %; степень окисления железа в шпинелидах ($\text{F}\# = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$) варьирует в пределах 0.11–0.20. В большинстве пород минералы имеют довольно однородный состав, существенные вариации обнаруживают лишь хромистость и содержание титана в хромшпинелидах. В обр. КМ4-19 и КМ4-22 отмечены зерна хромшпинелидов с резко пониженной магнезиальностью и повышенной степенью окисления железа, что свойственно метаморфическим генерациям. Магнезиальность ($\text{Mg}\# = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) оливина в породах составляет 89.1–86.0, содержание NiO варьирует в интервале 0.31–0.23 мас. %. Клинопироксены имеют магнезиальность 88.0–88.9 и

содержания TiO_2 0.8–1.0 мас. %, Al_2O_3 3.3–3.7 мас. % и Na_2O 0.4–0.6 мас. %. Единичные мелкие зерна магнезиальной роговой обманки, присутствующие в виде округлых включений в клинопироксене оливинового габбро, имеют высокое содержание титана (3.0 мас. %) при невысоком содержании калия. Реликты плаггиоклаза, сохранившиеся в двух образцах, отвечают по составу битовниту (An_{81-82}). Реликтов ортопироксена в этих породах нет.

Прожилки габброидов в ксенолитах. В части ксенолитов присутствуют прожилки габбро мощностью 0.5–1.5 см (обр. КМ4-17v, КМ4-20v), а среди габброидов в делювии встречаются глыбы ультрамафитов, имеющих односторонний контакт с габброидами (мощность габброидов 1–3 см). Последние (обр. КМ4-16g, КМ4-18g) могут быть как вмещающими породами ксенолитов, так и секущими их прожилками. Плаггиоклаз в этих габброидах полностью замещен, ортопироксен не обнаружен, а состав клинопироксенов отличается повышенной магнезиальностью (86.1–92.3) и в части образцов — повышенным содержанием хрома (до 1.1 мас. % Cr_2O_3). При этом клинопироксены имеют лишь умеренные вариации содержания глинозема (2.7–3.1 мас. %) и титана (0.34–1.04 мас. % TiO_2). В обр. КМ4-17v сохранились зерна магнезиальной роговой обманки, имеющие высокое содержание титана (2.3–2.6 мас. % TiO_2) при невысоком содержании калия и несколько варьирующих магнезиальности, глиноземистости и количестве хрома, а также мелкие зерна ильменита.

Габбро, вмещающее ксенолиты. Вмещающая ксенолиты порода представлена роговообманковым габброноритом (обр. КМ4-20a), имеющим массивную текстуру и грубозернистую структуру, типичный размер зерен — 1–6 мм (рис. 2ж). Зерна плаггиоклаза и клинопироксена изометричны, клинопироксен несколько идиоморфен относительно плаггиоклаза. Клинопироксен довольно свежий, плаггиоклаз же интенсивно замещается пренитом, пектолитом, хлоритом и томсонитом. Реликты плаггиоклаза имеют полисинтитическое двойникование. Крупные зерна ортопироксена (рис. 2з) и краевые части зерен клинопироксена замещаются зеленоватой магнезиальной роговой обманкой. В породе присутствуют ксеноморфные зерна буроватой или зеленоватой роговой обманки, а также редкие мелкие (до 0.2 мм) ксеноморфные зерна ильменита. Ни оливина, ни хромшпинелидов в породе не обнаружено.

Состав клинопироксенов варьирует по магнезиальности от 79.2 в центральных частях зерен до 74.9 на их краях и в мелких зернах. Клинопироксены имеют, мас. %: TiO_2 0.7–0.9, Al_2O_3 ~2.9, Cr_2O_3 0.1–0.4 и Na_2O ~0.4. Состав ортопироксенов также характеризуется вариациями магнезиальности от 77.6 до 72.6, повышенным содержа-

нием титана (0.3–0.5 мас. % TiO_2) при умеренном содержании глинозема (1.5 мас. %). Реликты плагиоклаза отвечают по составу лабрадору (An_{63-58}). Ксеноморфная роговая обманка (паргасит) имеет высокую глиноземистость при низких содержаниях титана и калия, что, вероятно, свидетельствует о ее частичной субсолидусной перекристаллизации.

Солдатский массив

Исследованные жильные тела в клинопироксен-содержащих шпинелевых перидотитах сложены широким спектром пород (рис. 3а–3е) — от дунитов (обр. КМ4-28, КМ5-23) и бесклинопироксеновых гарцбургитов (обр. КМ4-31) до оливиновых вебстеритов (обр. КМ5-18v, КМ4-19v) и габброноритов (обр. КМ5-17v, КМ4-39v, КМ4-12mv). Степень изменения пород преимущественно умеренная. Текстура пород массивная, структура крупнозернистая, грубозернистая, гипидиоморфная, в образце габбронорита КМ4-39v — пегматоидная. Зерна хромшпинелидов — непрозрачные, мелкие, идиоморфные. Размер зерен оливина в породах до 3 мм. Зерна ортопироксена в дунитах и гарцбургитах размером около 0.5 мм, редко до 2 мм, ксеноморфные, реже округлые, интенсивно замещаемые тремолитом. Их содержание в обр. КМ5-23 около 2% (рис. 3б), в обр. КМ4-31 — около 10%. Зерен клинопироксена в этих дунитах и гарцбургитах не обнаружено.

В образцах оливиновых вебстеритов КМ5-18v (прожилки мощностью около 1 см) и КМ5-19v (прожилки более 3 см) крупные (до 6 мм) зерна пироксенов окружены более мелкозернистым сростанием пироксенов с оливином. Контакт прожилков с вмещающими гарцбургитами — ровный и четкий (рис. 3г).

В образце норита (?) КМ5-17v (прожилки 2–3 см) сохранились крупные (до 12 мм) изометричные зерна ортопироксена в массе полностью замещенных пренитом и актинолитом плагиоклаза и клинопироксена. Клинопироксен сохранился лишь в виде мелких округлых включений в ортопироксене. Тонкий прожилок в образце габбронорита (?) КМ4-12mv содержит включения зерен плеохроирующей роговой обманки в клинопироксене.

Роговообманковый габбронорит, обр. КМ4-39v, из прожилка мощностью около 5 см в гарцбургите (рис. 3е) характеризуется пегматоидной структурой и интенсивным замещением первичных минералов, реликты которых сохраняются в центральных частях зерен. Пироксены замещаются преимущественно зеленым амфиболом и безглиноземистым диопсидом, а плагиоклаз — хлоритом, пектолитом, вюаньтитом и изотропным минералом группы содалита (макроскопически белым).

Состав хромшпинелидов в дунитах и гарцбургитах отличается крайне высокой хромистостью (0.82–0.90), невысокой степенью окисления железа (0.022–0.033) и крайне низким содержанием титана (0.02–0.05 мас. %), в вебстеритах и габброидах хромшпинелидов не обнаружено. Оливин в дунитах и гарцбургитах характеризуется высокой магнезиальностью (91.1–92.2) и высоким содержанием никеля (0.35–0.42 мас. % NiO), в вебстерите магнезиальность оливина ниже 88.8. Ортопироксены в дунитах и гарцбургитах при высокой магнезиальности (91.6–91.9) имеют крайне низкие содержания глинозема (0.23–0.34 мас. %) и кальция (0.5–0.8 мас. % CaO). (Следует особо отметить, что изученный гарцбургит, обр. КМ4-31, по составу хромшпинелида и ортопироксена резко отличается от типичных реститовых шпинелевых гарцбургитов Солдатского массива, но близок к дунитам). В ортопироксенах вебстеритов магнезиальность ниже (80–89), а содержание глинозема заметно выше (0.9–1.3 мас. %). Ортопироксены габброидов имеют еще более низкую магнезиальность (63–81) при том же уровне содержаний глинозема и кальция. Клинопироксены в вебстеритах имеют высокую магнезиальность (92.4–86.3), в габброидах — пониженную (85.1–66.9). Во всех этих породах клинопироксены обнаруживают низкие содержания глинозема (0.7–1.7 мас. %), титана (0.02–0.24 мас. % TiO_2) и натрия (0.12–0.37 мас. % Na_2O). Бурая роговая обманка (паргасит) в образце габбронорита КМ4-12mv имеет высокие содержания глинозема (10.1 мас. %), титана (2.1 мас. % TiO_2) и калия (0.5 мас. % K_2O) и определенно является первичномагматической, в образце габбронорита КМ4-39v бурая роговая обманка (магнезиоферри-роговая обманка) имеет высокое содержание титана (1.2 мас. % TiO_2) и, вероятно, также является первичномагматической. Плагиоклаз, сохранившийся только в этом образце, отличается крайне основным составом (An_{96}).

Ультрамафиты и мафиты из делювия и аллювия западной части Африканского блока

Среди изученных образцов преобладают оливиновые вебстериты, некоторые из которых содержат плагиоклаз (или псевдоморфозы по нему) и роговую обманку. Образец КМ4-25 представлен плагиоклаз-роговообманковым гарцбургитом, обр. КМ4-10 — плагиоклазсодержащим лерцолитом и обр. КМ4-11 — меланократовым оливин-роговообманковым норитом. В отличие от описанных выше жильных пироксенитов, во всех этих породах присутствуют акцессорные хромшпинелиды. Текстура большей части пород преимущественно массивная (лишь в обр. КМ4-10 текстура слабо полосчатая с линейными сегрегациями пироксена), структура неравнозернистая, грубозернистая, крупнозернистая, среднезернистая (рис. 4а, 4б),

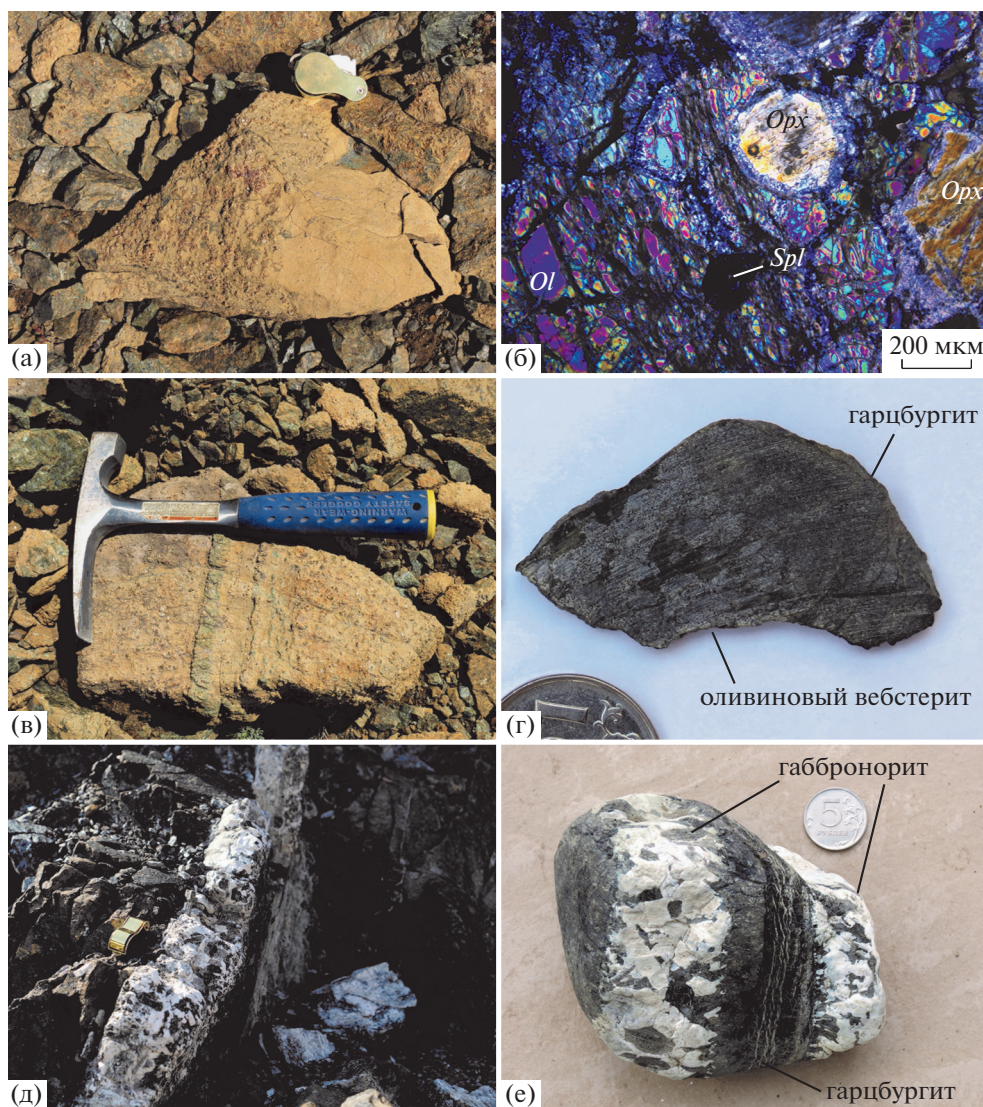


Рис. 3. Жильные породы в гарцбургитах Солдатского массива. (а) — контакт дунита (справа) и гарцбургита; (б) — зерна хромшпинелида и ортопироксена в дуните (обр. КМ5-23), поляризованный свет; (в) — прожилки пироксенитов в гарцбургите; (г) — контакт оливинового вебстерита (обр. КМ5-19v) и вмещающего гарцбургита; (д) — жила пегматоидных габбронидов в гарцбургите; (е) — прожилки роговообманкового габбронорита (обр. КМ4-39v) в гарцбургите.

гипидиоморфная, порфировая, реже пойкилитовая. В обр. КМ5-03 и КМ4-11 (рис. 4б) присутствуют прямолинейные прожилки лейкократовых безоливиновых габброидов (обр. КМ5-03v и КМ4-11v), соответственно, мощностью 0.5–1.5 см. В прожилке обр. КМ5-03v все темноцветные первичные минералы замещены мелкозернистым агрегатом метаморфических минералов, среди которых преобладает зеленоватый амфибол, сохранились лишь зерна плагиоклаза размером до 6 мм, с полисинтетическим двойникованием. Прожилок роговообманкового образца габбронорита КМ4-11v сложен плагиоклазом (45%), ортопироксеном (25%), пойкилитовой бурой роговой обманкой (20%), клинопироксеном (5%) и магнетитом (2%) (рис. 4з).

Хромшпинелиды в породах представлены мелкими (до 0.1–0.2 мм) непрозрачными идиоморфными зернами, преимущественно включениями в оливине и клинопироксене, реже в ортопироксене; в прожилках зерен хромшпинелидов нет. Зерна оливина имеют размер до 6 мм; при содержании в породах выше 30% — преимущественно идиоморфные, округлые (рис. 4б), в бедных оливином породах — более мелкие (до 3 мм), ксеноморфные. Крупные (3–10 мм) изометричные зерна клинопироксена содержат ламелли ортопироксена (рис. 4в), округлые включения оливина (рис. 4г) и ортопироксена (до 0.8 мм) и мелкие (до 0.2 мм) ксеноморфные, реже идиоморфные включения роговой обманки. В части пород проявлена интенсивная амфиболизация клинопироксена (рис. 4г),

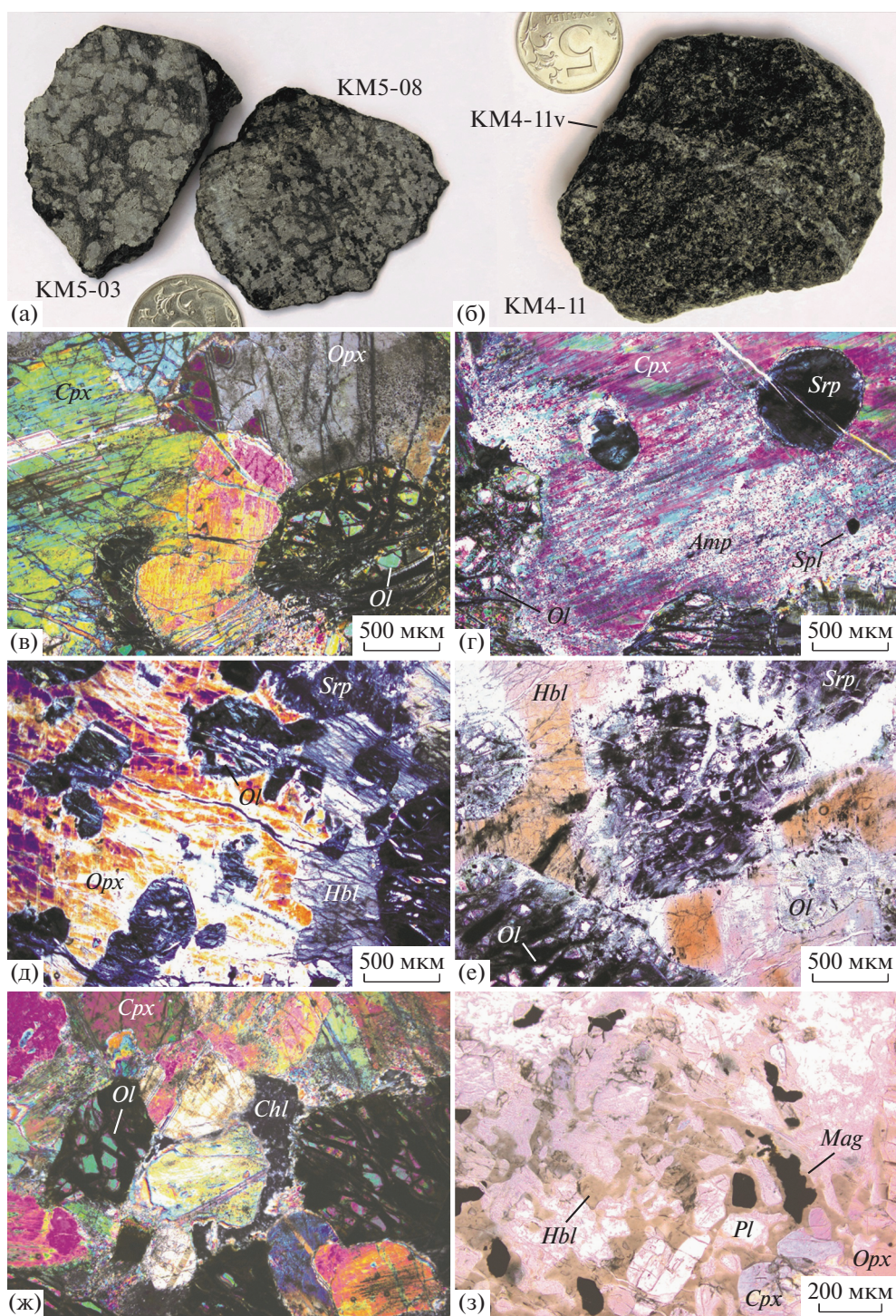


Рис. 4. Кумулятивные ультрамафиты и мафиты из аллювия и делювия. (а) — оливиновые вебстериты, пироксены светлые, частично серпентинизированный оливин темный; (б) — прожилок роговообманкового норита (обр. KM4-11v) в оливин-роговообманковом габбронорите (обр. KM4-11); (в) — типичная структура оливинового вебстерита (обр. KM5-08), поляризованный свет; (г) — идиоморфные включения оливина (полностью серпентинизирован) и хромшпинелида в клинопироксене, частично амфиболизированном (обр. KM5-01, оливиновый вебстерит), поляризованный свет; (д) — пойкилитовые зерна ортопироксена и роговой обманки с идиоморфными включениями оливина (обр. KM4-25, плагиоклаз-роговообманковый гарцбургит), поляризованный свет; (е) — пойкилитовое зерно неоднородной роговой обманки с включениями оливина (обр. KM4-25), без анализатора; (ж) — хлоритовая псевдоморфоза по ксеноморфному зерну плагиоклаза (обр. KM5-08), поляризованный свет; (з) — пойкилитовая роговая обманка с включениями пироксенов, плагиоклаза и магнетита (обр. KM4-11v), без анализатора.

сопровождающаяся развитием тремолита или актинолита и участками с перекристаллизацией первичного клинопироксена до безглиноземистого диопсида. Крупные зерна ортопироксена в породах (3–7 мм) более ксеноморфны, иногда содержат округлые включения оливина (рис. 4д) и клинопироксена и в некоторых породах являются пойкилитовыми. По ортопироксену развиваются тремолит, актинолит и бастит. Роговая обманка обычно присутствует в виде неправильной формы зерен размером до 0.8 мм на контакте пироксенов и оливина и в виде округлых включений (до 0.2 мм) в клинопироксене, реже ортопироксене. При высоком содержании в породе она формирует крупные пойкилитовые зерна до 10 мм с округлыми включениями пироксенов и оливина (рис. 4д, 4е) и ксеноморфные агрегаты зерен в интерстициях между зернами других силикатов. В крупных пойкилитовых зернах особенно интенсивная бурая окраска проявлена в центральной их части, по краям — роговая обманка более светлая, зеленоватая или бесцветная (рис. 4е). В двух образцах с наиболее магнезиальными силикатами (обр. КМ5-22, КМ5-01) ни плагиоклаза, ни псевдоморфоз по нему не отмечено. В большей части остальных образцов зерна плагиоклаза (или хлорит-пренитовые псевдоморфозы по ним) имеют размер до 0.5 мм и ксеноморфный габитус (рис. 4ж). В породах с повышенным содержанием плагиоклаза (обр. КМ4-25, КМ4-11) размер его зерен до 1.5 мм, редко до 5–6 мм; в этих породах плагиоклаз замещается преимущественно пренитом, а первичные округлые включения пироксенов в нем обычно полностью замещены. Магнетит в прожилке обр. КМ4-11v представлен ксеноморфными зернами размером до 0.3 мм в тесном сростании с первичными силикатами (рис. 4з), в некоторых зернах присутствуют тонкие пластинки ильменита.

Составы шпинелидов в исследованных образцах обнаруживают хромистость 0.52–0.80, содержание титана 0.11–0.44 мас. %, степень окисления железа 0.10–0.26. В части пород все исследованные зерна имеют близкий состав, а в части — составы разных зерен обнаруживают существенные вариации хромистости и степени окисления железа. Вариации состава в пределах одного зерна (центр—край) по сравнению с ними несущественны. В обр. КМ4-10 и КМ5-03 присутствуют зерна хромшпинелидов с пониженным содержанием магния и резко повышенной степенью окисления железа (0.31–0.39), по-видимому, метаморфические.

Оливин имеет магнезиальность 90.8–83.0 и варьирующее содержание никеля (преимущественно 0.21–0.34 мас. % NiO). В части пород крупные зерна пироксенов обнаруживают зональность, проявленную в повышении содержания глинозема и понижении магнезиальности от центра к краям; состав краевых частей крупных зерен соответствует составу более мелких зерен. Клинопироксены со-

держат, мас. %: TiO_2 0.03–0.10, Al_2O_3 0.8–2.3, Na_2O 0.14–0.31 и имеют магнезиальность 94.0–86.4. Ортопироксены имеют магнезиальность 90.7–83.4 при содержании глинозема 1.1–2.1 мас. %. Роговая обманка (паргасит, магнезиогастингсит, реже магнезиальная роговая обманка) в породах имеет магнезиальность 89.7–82.5 при содержании глинозема 10.3–12 мас. %; наряду с относительно титанистыми и высококальциевыми роговыми обманками (до 0.6 мас. % TiO_2 , до 0.7 мас. % K_2O) в тех же образцах (и иногда в пределах тех же зерен) отмечаются роговые обманки с резко пониженными содержаниями титана и калия (преимущественно магнезиальные роговые обманки). Состав плагиоклаза в сохранившихся реликтах обр. КМ4-10 отвечает битовниту (An_{82}), как и в прожилке обр. КМ5-03v (An_{88}).

Для обр. КМ4-11 в экзоконтакте прожилка (обр. КМ4-11с) отмечается лишь незначительное понижение магнезиальности силикатов, которое усиливается в эндоконтакте прожилка (обр. КМ4-11с), где сопровождается также некоторым повышением содержания титана в ортопироксене и роговой обманке, особенно в центральной части прожилка (обр. КМ4-11v), где силикаты имеют наиболее низкую магнезиальность (79.8 в клинопироксене, 73.8 в ортопироксене, 71.3 в роговой обманке) и наиболее высокое содержание титана (2.0 мас. %) в роговой обманке. Состав плагиоклаза изменяется от An_{69} в краевой части прожилка до An_{58} в центральной части прожилка. Состав магнетитов в прожилке обнаруживает широкие вариации содержаний хрома, глинозема и титана.

СЕРИИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ—МАФИТОВ

Исследованные плутонические ультрамафиты и мафиты по составам первичных минералов и характерным минеральным ассоциациям подразделяются на две серии, которые условно можно обозначить как высокотитанистую и низкотитанистую (рис. 5, 6).

Породы **высокотитанистой серии** представлены габброидами Оленегорского массива, ксенолитами кумулятивных ультрамафитов и меланократовых мафитов в этих габбро и прожилками габбро, секущими эти ксенолиты. Для клинопироксенов из пород этой серии характерны умеренно высокое содержание глинозема (2.7–3.7 мас. %) и повышенное содержание титана (0.34–1.0 мас. %), которые соответствуют данным о минералогии габбро Оленегорского массива, приведенным в работе (Крамер и др., 2001) (полные анализы минералов не опубликованы). По амфиболовому геобарометру (Ridolfi et al., 2010), кристаллизация пород происходила при 2–3 кбар, а оценки фугтивности кислорода, согласно оксигеобарометру

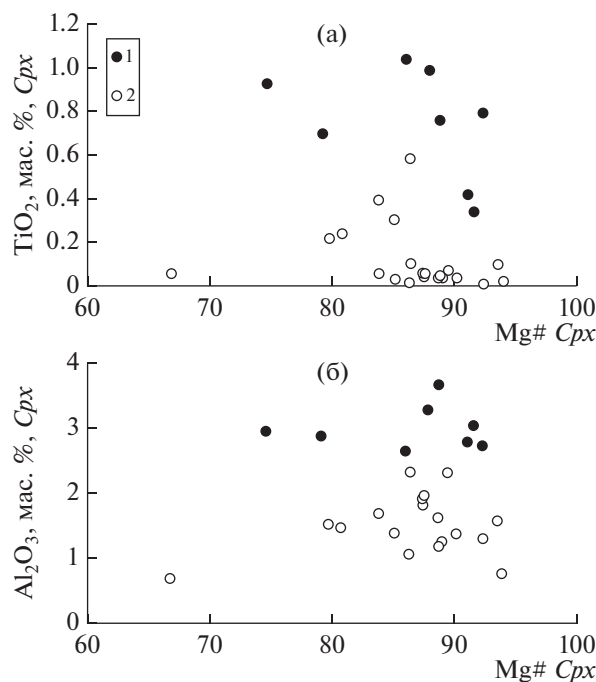


Рис. 5. Содержания титана (а) и глинозема (б) в клинопироксенах разных серий ультрамафитов–мафитов Камчатского мыса. 1 – высокотитанистая серия, 2 – низкотитанистая серия.

(Ballhaus et al., 1991), составляют $QFM + 2.0$ – $QFM + 2.7$.

По соотношению хромистости шпинелидов (0.40–0.60) и содержанию в них титана (0.32–2.7 мас. %) породы высокотитанистой серии определенно отличаются от дунитов, пироксенитов и габброидов, связанных с дуговой (надсубдукцион-

ной) обстановкой магматизма (Arai et al., 2011) и похожи на аналогичные породы из срединно-океанических хребтов (СОХ) (рис. 6) и горячих точек, которые по этим параметрам неразличимы.

Породы **низкотитанистой серии** представлены дунитами, вебстеритами и габброидами из жильных тел в шпинелевых перидотитах Солдатского массива, а также ультрамафитами и мафитами, отобранными из делювия и аллювия в западной части полуострова. Это позволяет интерпретировать последние как вероятные фрагменты тел из реститовых шпинелевых перидотитов. При этом некоторые особенности пород из делювия и аллювия, такие как директивные и полосчатые текстуры, пойкилитовая структура, наличие секущих прожилков габброидов и присутствие акцессорных хромшпинелидов, не свойственны жильным породам, но характерны для кумулятивных пород из относительно крупных тел. Для клинопироксенов из пород этой серии характерны низкое содержание глинозема (0.7–2.3 мас. %) и крайне низкое содержание титана (0.01–0.24 мас. %). По амфиболовому геобарометру (Ridolfi et al., 2010) кристаллизация пород происходила при 1–3 кбар. Фугитивность кислорода, рассчитанная по оливин–ортопироксен–шпинелевому геобарометру, составляет $QFM - 0.6$ – $QFM + 0.1$ для дунитов и гарцбургитов и $QFM + 1.1$ – $QFM + 2.6$ для остальных пород.

По соотношению хромистости шпинелидов (0.52–0.90) и содержанию в них титана (0.02–0.44 мас. %) породы низкотитанистой серии определенно соответствуют дунитам, пироксенитам и габброидам, связанным с дуговой обстановкой магматизма (Arai et al., 2011), причем крайне высокая хромистость шпинелидов в дунитах, наряду с

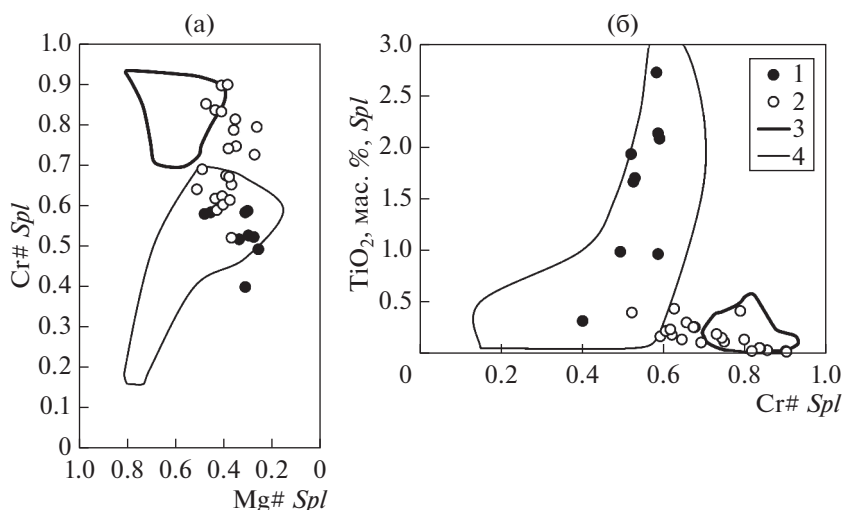


Рис. 6. Составы хромшпинелидов из пород высокотитанистой (1) и низкотитанистой (2) серий. Поля составов хромшпинелидов из бонинитов (3) нанесены по (Sobolev, Danyushevsky, 1994), хромшпинелидов из нереститовых ультрамафитов и габброидов СОХ (4) – по (Arai et al., 2011).

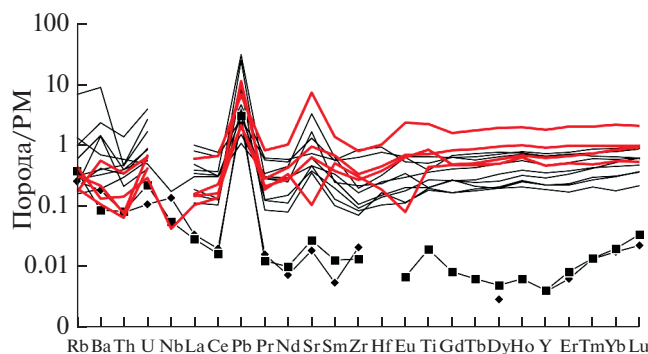


Рис. 7. Содержания несовместимых элементов в породах, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Породы высокотитанистой серии — жирные красные линии, низкотитанистой — тонкие линии (составы дунита и гарцбургита — с маркерами).

признаками кристаллизации ортопироксена после оливина и хромшпинелида, позволяет сопоставлять их с шпинелидами из бонинитов (рис. 6).

Судя по петрографии и характерным метаморфическим минералам (Suppl. 1, ESM_6.xlsx), метаморфизм пород обеих серий протекал в широком диапазоне *P-T* параметров, соответствующем амфиболитовой, зеленосланцевой, пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фациям метаморфизма. Признаков контактового метаморфизма, проградного метаморфизма, метаморфизма высокого давления/низкой температуры в изученных породах нет, как нет и признаков родингитизации (отсутствие кальциевых гранатов, гидрогранатов, везувияна). Метаморфизм, по-видимому, имел ретроградный характер и, по крайней мере, отчасти протекал в процессе дезинтеграции литосферы и тектонического совмещения отдельных пластин мантийных и коровых пород. Очевидно, неизохимичный метаморфизм (с явным привносом натрия) на основании минералогических данных можно предполагать лишь для роговообманкового габбронорита, обр. KM4-39v, в котором плагиоклаз анортитового состава интенсивно замещается пектолитом и минералом группы содалита (Suppl. 1, ESM_1.xlsx, ESM_6.xlsx).

ГЕОХИМИЯ И МОДАЛЬНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Валовые составы изученных пород приведены в Suppl. 1, ESM_2.xlsx, а их мультиэлементные спектры — на рис. 7.

Низкие (преимущественно на уровне состава примитивной мантии и ниже) содержания несовместимых элементов в породах являются обычными для кумулятивных ультрамафитов и мафитов. Это подразумевает, что валовые составы пород определяются количеством и составом кумулусных

фаз, а также содержанием и составом интеркумулусного расплава, для которого в петрологических работах используется термин “захваченный расплав”. После кристаллизации захваченных расплавов в плутонических породах происходит частичное или полное переуравновешивание составов кумулусных и интеркумулусных фаз. Дуниты и гарцбургиты выделяются резко пониженным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ), что обусловлено их модалным минеральным составом, но четкого различия в составах пород низкотитанистой и высокотитанистой серий на диаграмме не видно.

Для оценки модалных содержаний первичных минералов в породах мы использовали метод масс-балансового расчета по валовым составам пород и составам первичных минералов с минимизацией суммы квадратов относительных погрешностей между измеренным и рассчитанным составом породы. При полном замещении того или иного первичного минерала использовался состав этого минерала из другого наиболее подходящего образца.

Согласно результатам расчетов, представленным в Suppl. 1, ESM_3.xlsx, изменение большей части образцов было изохимическим, в меньшей части был проявлен привнос или вынос натрия, реже других элементов, и эти элементы исключались из расчетов.

Для обр. KM4-19, в котором реликтов первичных силикатов не сохранилось, их магнезиальность была оценена исходя из допущения инертности Fe и Mg при метаморфизме и общих корреляций между магнезиальностью сосуществующих силикатов в ультрамафит-мафитовых плутонических породах, и составила 80.7 для оливина, 82.3 для ортопироксена и 85.3 для клинопироксена.

Оценка модалного минерального состава образца дунита KM4-24 ввиду его практически полной серпентинизации и сильно неизохимичного изменения в отношении породообразующих элементов произведена на основе изучения петрографии, согласно которой содержание кумулусного клинопироксена в этом образце не превышает количества хромшпинелида.

Результаты расчетов модалного минерального состава пород приведены в Suppl. 1, ESM_3.xlsx. В целом они согласуются с петрографией пород, хотя расчетное содержание ортопироксена в оливиновых габброидах высокотитанистой серии (в которых ортопироксен петрографически не установлен), вероятно, завышено вследствие частичного выноса кальция из пород. Присутствие как в низкотитанистой, так и в высокотитанистой сериях дунитов (и гарцбургитов с низким содержанием глинозема в ортопироксене) позволяет нам оценить содержание в них захваченных расплавов и их составы, а затем попытаться сделать такие оценки и для других пород.

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА И СОСТАВА ЗАХВАЧЕННОГО РАСПЛАВА В ДУНИТАХ

По балансу масс содержание элемента i в породе может быть выражено как сумма содержаний этого элемента в слагающих породе фазах, включая и захваченный расплав (tm) (Bédard, 1994). В частности, для исследованных пород:

$$C_i^{\text{rock}} = (\varphi^{\text{Ol}} C_i^{\text{Ol}}) + (\varphi^{\text{Spl}} C_i^{\text{Spl}}) + (\varphi^{\text{Opx}} C_i^{\text{Opx}}) + (\varphi^{\text{Cpx}} C_i^{\text{Cpx}}) + (\varphi^{\text{Pl}} C_i^{\text{Pl}}) + (\varphi^{\text{tm}} C_i^{\text{liq}}), \quad (1)$$

где φ — массовая доля фазы в составе кумулюсной минеральной ассоциации (скорректированная на содержание захваченного расплава), C — содержание элемента i в валовом составе породы и отдельных фаз (мас. %). При отсутствии данных о содержании элемента i в минерале и с учетом того, что

$$C_i^{\text{Min}} = C_i^{\text{liq}} D_i^{\text{Min-liq}}, \quad (2)$$

уравнение (1) может быть преобразовано до вида:

$$C_i^{\text{liq}} = C_i^{\text{rock}} / (\varphi^{\text{Ol}} D_i^{\text{Ol-liq}} + \varphi^{\text{Spl}} D_i^{\text{Spl-liq}} + \varphi^{\text{Opx}} D_i^{\text{Opx-liq}} + \varphi^{\text{Cpx}} D_i^{\text{Cpx-liq}} + \varphi^{\text{Pl}} D_i^{\text{Pl-liq}} + \varphi^{\text{tm}}), \quad (3)$$

позволяющего оценивать содержания редких и редкоземельных элементов в захваченном расплаве по данным о величинах коэффициентов распределения минерал—расплав D_i , модальному минеральному составу протолита пород (который примерно отражает состав кумулуса после исключения роговой обманки) и оцененному количеству захваченного расплава.

Зависимость для оценки содержания захваченного расплава, применимая к беспироксеновым дунитам (Базылев и др., 2019),

$$\varphi^{\text{tm}} C_i^{\text{liq}} = C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{rock}} - C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{rock}} (C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Spl}} / C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{Spl}}), \quad (4)$$

для пироксеносодержащих дунитов приобретает вид:

$$\begin{aligned} \varphi^{\text{tm}} C_i^{\text{liq}} = & C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{rock}} - (C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{rock}} - \varphi^{\text{Opx}} C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{Opx}} - \\ & - \varphi^{\text{Cpx}} C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{Cpx}}) (C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Spl}} / C_{\text{Cr}_2\text{O}_3}^{\text{Spl}}) - \\ & - \varphi^{\text{Opx}} C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Opx}} - \varphi^{\text{Cpx}} C_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Cpx}}. \end{aligned} \quad (5)$$

Для оценки вероятных пропорций фаз в кумулусе мы исключили роговую обманку (которая, очевидно, является продуктом кристаллизации захваченного расплава или его реакции с минералами кумулуса) из модального минерального состава пород и нормализовали количество оставшихся фаз к 100%. Это приводит к определенной погрешности (поскольку некоторая часть пироксенов и плагиоклаза также является продуктом кристаллизации захваченного расплава, т.е. относится к интеркумулусу, о чем свидетельствуют и включения роговой обманки в пироксенах), но при относительно небольшом количестве захваченного расплава эта погрешность не существенна.

В случае образца дунита КМ4-24 расчеты для равного содержания клинопироксена и хромшпинелида (1.1% C_{px} , 1.1% Spl) и для вдвое меньшего содержания клинопироксена относительно хромшпинелида (0.6% C_{px} , 1.2% Spl) дают практически одинаковые содержания захваченного расплава (4.6 и 4.7%, соответственно). Содержание захваченного расплава в дуните, обр. КМ4-28, со-

ставляло 1.3%, а в гарцбургите, обр. КМ4-31, 1.0%, согласно расчетам по уравнению (5).

Для расчета содержаний несовместимых элементов в захваченных расплавах мы использовали величины коэффициентов минерал/расплав для плагиоклаза и клинопироксена из работ (Zajacz, Halter, 2007; Bédard, 2006), для ортопироксена — (Frei et al., 2009) (эксперимент 1101-12-06), для оливина — компиляцию из работы (Базылев и др., 2019) (Suppl. 1, ESM_4.xlsx). Рассчитанный состав захваченного расплава в дуните высокотитанистой серии близок к N-MORB, а в дуните и гарцбургите низкотитанистой серии — отвечает расплаву бонинитового типа (Suppl. 1, ESM_5.xlsx), что согласуется с составами первичных шпинелидов в этих породах.

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА ЗАХВАЧЕННОГО (ИНТЕРКУМУЛУСНОГО) РАСПЛАВА В УЛЬТРАМАФИТАХ И ГАББРОИДАХ

Однако для пород с высоким содержанием пироксенов и для плагиоклазсодержащих пород данный метод оценки содержания захваченного расплава неприменим. В этом случае для приблизительной оценки состава захваченного (интеркумулусного) расплава в пироксенитах можно использовать допущение, что его количество составляет 1–2% (Varfalvy et al., 1997; Леднева и др., 2017), что часто приводит к разумным и интерпретируемым составам расплавов. Другой подход к оценке состава захваченного (интеркумулусного) расплава в кумулятивных габброидах (Perk et al., 2007; Berger et al., 2017) и пироксенитах (Tamura, Arai, 2006; Batanova et al., 2011; Karimov et al., 2020) основан на изучении геохимии первичных минералов и использовании коэффициентов распределения минерал/расплав. При допущении механизма фракционной кристаллизации расплавов при этом также возможна и оценка количества захваченного расплава (Perk et al., 2007; Berger et al., 2017). Тем не менее и при отсутствии данных о геохимии первичных минералов оценка количе-

ства захваченного расплава в пироксенитах и габброидах в принципе возможна, если в составе массивов, наряду с этими породами, присутствуют когенетичные с ними дуниты, как, вероятно, в нашем случае.

При фракционной кристаллизации расплава содержания в нем несовместимых элементов коррелируют с магнезиальностью равновесных силикатов, которая отражает степень кристаллизационной дифференциации. Оба эти параметра могут быть промоделированы, если задать вероятный состав родоначального расплава и параметры кристаллизации.

В соответствии с расчетами, выполненными для дунитов и гарцбургитов, в качестве вероятного родоначального расплава для пород высокотитанистой серии были использованы составы наиболее примитивных расплавных включений из оливина в базальтах COX (Sobolev, Shaussidon, 1996), а для пород низкотитанистой серии — реконструированные по расплавным включениям в оливине первичные составы верхних пиллоу-лав массива Троодос (обр. ВПЛ-16 и ВПЛ-2; Портнягин, 1997) и оцененные составы родоначальных расплавов для бонинитов желоба Тонга — восточной (EG) и западной (WG) групп (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Для моделирования была использована программа COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004) в версии 3.74. Расчет фракционной кристаллизации этих расплавов производился для 2 кбар и фугитивности кислорода, отвечающей буферу QFM. Вариации давления до 4 кбар и фугитивности кислорода до QFM + 1.5 практически не отражаются на соотношении геохимии расплава с магнезиальностью равновесных с этим расплавом силикатов в интервале ее значений для исследованных образцов. При моделировании были использованы величины коэффициентов распределения минерал/расплав, упомянутые выше.

Наиболее чувствительны к содержанию захваченного расплава содержания в породах наиболее несовместимых элементов, однако Rb, Ba и U могут быть мобильными при изменении пород, а содержания Th и Nb в дунитах определяются с относительно большой погрешностью, так что оптимальным элементом является La. Его содержание в рассчитанных для исследованных дунитов и гарцбургитов захваченных расплавах в сочетании с магнезиальностью оливина в этих породах (1.44 ppm La в расплаве, равновесном с оливином Mg# 89.1 для высокотитанистой серии, 1.81 ppm La в расплаве, равновесном с оливином Mg# 91.7 для низкотитанистой серии) служит репером, позволяющим оценить уровень содержания La в более дифференцированных расплавах.

Строго говоря, магнезиальность силикатов в кумулятивных породах несколько отличается от вероятной магнезиальности силикатов в куму-

льной ассоциации этих пород при температуре равновесия с расплавом (магнезиальность кумулятивных фаз может исходно варьировать, претерпевать изменение при переуравновешивании с захваченным расплавом и интеркумулятивными генерациями минералов в субсолидусных условиях).

Механизм фракционной кристаллизации расплавов, допускаемый для формирования кумулятивных ультрамафитов и габброидов (Perk et al, 2007; Berger et al., 2017), в случае жильных дунитов, габброидов и пироксенитов может быть осложнен процессами частичного переуравновешивания расплавов с вмещающими породами, их частичной ассимиляцией и смешением расплавов разного состава (Varfalvy et al., 1997; Tamura, Arai, 2006; Batanova et al., 2011; Karimov et al., 2020). Однако, судя по петрографии пород, лишь часть геохимически исследованных образцов достоверно являются жильными, но и для них количественно оценить влияние отмеченных факторов затруднительно, так что для получения приблизительных оценок этим можно пренебречь.

С использованием этого подхода содержание захваченного расплава в пироксенитах и габброидах может быть оценено графически, что представлено для пород высокотитанистой серии на рис. 8 и низкотитанистой серии на рис. 9. Из этих диаграмм очевидно, что оценки, сделанные для одного образца по разным минералам, хорошо согласуются, а вариации магнезиальности силикатов порядка $\pm 2... \pm 3$ номера в большинстве случаев принципиально не влияют на величины оценок содержаний захваченного расплава. Для пород высокотитанистой серии интервал содержаний захваченного расплава невелик (3–8%), для пород низкотитанистой серии — весьма значителен (0.8–31%), но вполне сопоставим, в частности, с интервалом оценок для габброидов массива Иквилд (Berger et al., 2017).

ОЦЕНКА СОСТАВА ЗАХВАЧЕННОГО РАСПЛАВА В УЛЬТРАМАФИТАХ И ГАББРОИДАХ

Полученные оценки содержаний захваченного расплава в ультрамафитах и габброидах позволяют рассчитать по уравнению (3) содержания несовместимых элементов в захваченных расплавах этих пород (Suppl. 1, ESM_4.xlsx).

Рассчитанные составы захваченных расплавов в породах высокотитанистой серии довольно близки, и при этом соответствуют составам деплетированных толеитовых базальтов Камчатского мыса и сопоставимы со средним составом расплавов, реконструированных по расплавным включениям в оливине из пикритов Камчатского мыса (рис. 10). Отрицательная аномалия Eu в составе расплава, захваченного дунитом, возможно, свидетельствует о том, что этот расплав претерпел кристаллизацию

плаггиоклаза (несмотря на его отсутствие в составе этой породы). Сильная положительная аномалия Pb обусловлена, скорее всего, его привнесом при изменении пород. Как было установлено при сопоставлении составов измененных и неизмененных расплавных включений в хромшпинелидах из базальтов Камчатского мыса, изменение пород сопровождается подвижным поведением Ba, U и Sr (Portnyagin et al., 2009). Широкие вариации содержаний этих элементов, а также Rb в долеритах и базальтах Камчатского мыса (рис. 10) это подтверждают и свидетельствуют о вероятной подвижности этих элементов при изменении пород, так что их содержания в рассчитанных составах расплавов (как и содержание Pb) могут отражать не столько состав захваченного расплава, сколько их степень мобильности при изменении пород. Принимая это во внимание, при общем сходстве рассчитанных составов захваченных расплавов с расплавами базальтов задуговых бассейнов (BABV), захваченные расплавы могут отвечать как составам BABV, так и N-MORB.

Рассчитанные составы захваченных расплавов в породах низкотитанистой серии (рис. 11) обнаруживают характерные черты расплавов бонинитового типа – низкое и крайне низкое содержание средних и тяжелых РЗЭ, U-образную форму спектров РЗЭ, существенно повышенные содержания Ba, U, Sr, отсутствие четко выраженной Nb-аномалии. Как и в случае захваченных расплавов в породах высокотитанистой серии, рассчитанные содержания Rb, Ba, Pb и Sr в этих расплавах, по крайней мере, для части пород, могут быть отражением подвижного поведения этих элементов при изменении пород. Однако степень изменения пород низкотитанистой серии существенно ниже, чем большей части пород высокотитанистой серии, и расчеты модального минерального состава этих пород свидетельствуют об инертном поведении петрогенных элементов, в том числе и натрия, при изменении их существенной части. Это позволяет допустить, что, по крайней мере, в части пород содержания Rb, Ba, U, Pb и Sr отвечают их первичным содержаниям и, соответственно, оцененные содержания этих элементов в расплавах могут отвечать реальным. Значительные вариации содержаний средних и тяжелых РЗЭ в составах расплавов могут быть следствием как отклонения механизма дифференциации расплавов от фракционной кристаллизации, так и некоторых различий в составах родоначальных расплавов. Так или иначе, эти расплавы нельзя рассматривать как производные фракционной кристаллизации единого родоначального расплава, скорее, это продукты фракционирования серии однотипных расплавов (с четко выраженным привнесом мобильных элементов из пород субдуцированной плиты), различающихся по степени плавления мантийного источника. Это не удивительно, поскольку ультрамафиты и мафиты этой серии отобраны не из

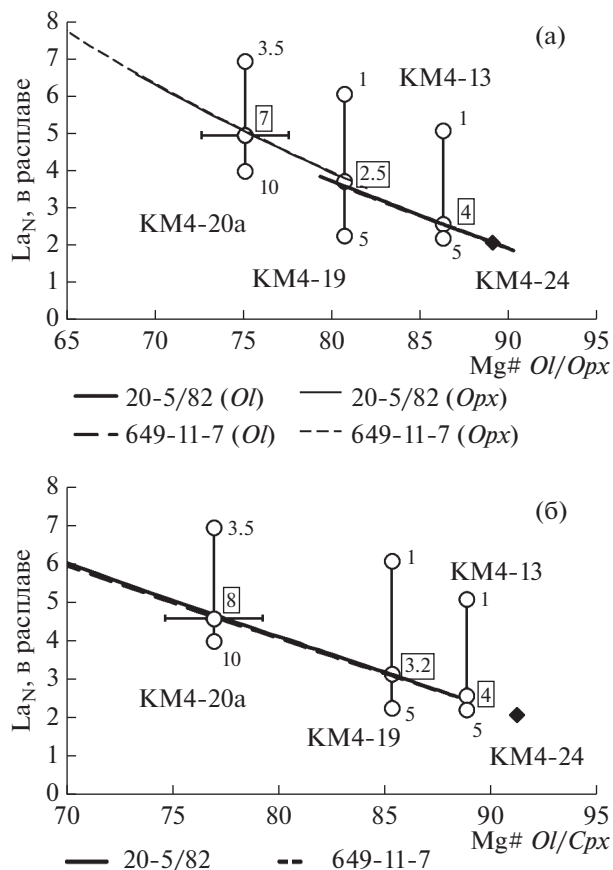


Рис. 8. Оценка содержаний захваченного расплава в породах высокотитанистой серии. Для каждого образца рассчитано содержание La в захваченном расплаве (приведены нормированными на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)) в зависимости от заданного содержания захваченного расплава (1–10 мас. %, цифры без рамок); вероятные содержания захваченного расплава (цифры в рамках) оценены по их соответствию тренду фракционной кристаллизации принятого родоначального расплава (обр. 20-5/82 и 649-11-7 из работы (Sobolev, Shaussidon, 1996)) относительно магнезиальности оливина (или ортопироксена для обр. KM4-20a) (a) и клинопироксена (b).

одного массива, а из сильно пространственно разбросанных проявлений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вероятная обстановка формирования пород высокотитанистой серии

Хромшпинелиды из пород высокотитанистой серии с высоким содержанием TiO_2 (0.3–2.7 мас. %), умеренно высокой хромистостью (0.40–0.59) и повышенной степенью окисления железа ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 1.9–2.7) попадают в перекрытие полей составов хромшпинелидов из кумулятивных ультрамафитов и мафитов СОХ и горячих точек (внутриплитных океанических обстановок) (Arai et al., 2011).

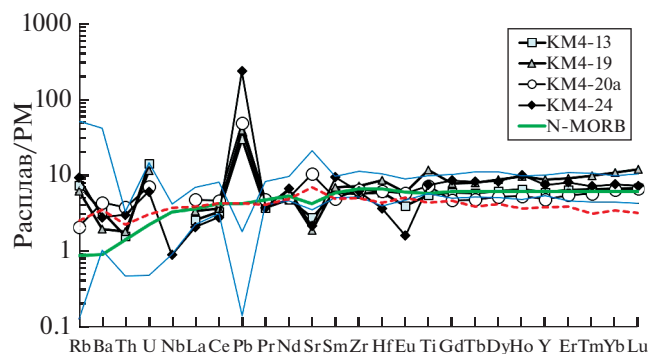


Рис. 10. Рассчитанные составы захваченных расплавов (нормализованные на состав РМ) в породах высокотитанистой серии в сопоставлении с составами долеритов и базальтов типа N-MORB Камчатского мыса (Tsukanov et al., 2007; Duggen et al., 2007; Portnyagin et al., 2009) (пределы вариаций содержаний элементов отмечены тонкими линиями без маркеров), со средним составом расплавов, реконструированных по расплавленным включениям в оливине из пикритов Камчатского мыса (Когнеева et al., 2020) (красная пунктирная линия), и составом N-MORB (Sun, McDonough, 1989).

Таким образом, минералогия пород не позволяет определенно судить об обстановке формирования ультрамафитов и мафитов высокотитанистой серии (Оленегорский массив), хотя и позволяет сузить их круг до обстановки СОХ и внутриплитной океанической обстановки. Однако рассчитанные составы захваченных расплавов из этих пород не обнаруживает признаков их внутриплитного происхождения. Эти расплавы характеризуются слабо обедненными спектрами РЗЭ при довольно высоком их содержании, что типично для расплавов типа N-MORB или BABB. Рассчитанные составы захваченных расплавов в породах высокотитанистой серии вполне соответствуют (по содержаниям немобильных элементов) составам базальтов типа N-MORB смагинской свиты и среднему составу расплавленных включений в оливине из пикритов Камчатского мыса (рис. 10), а интервал хромистости шпинелидов в них ($\text{Cr}^\#$ 0.40–0.59) близок к таковому шпинелидов из деплетированных толеитов (N-MORB) смагинской свиты Камчатского мыса — 0.32–0.52 (Portnyagin et al., 2009). Это в совокупности с данными по составам минералов и высокой вероятностью перераспределения мобильных во флюиде высоконесовместимых элементов, что отмечалось выше, позволяют отдать предпочтение кристаллизации ультрамафитов и мафитов высокотитанистой серии из толеитовых расплавов типа N-MORB. Хорошее совпадение спектров для всех пород этой серии от дунита до габбро позволяет предполагать их кристаллизацию из единого родоначального расплава.

Изложенное выше позволяет считать часть базальтов смагинской свиты Камчатского мыса (типа

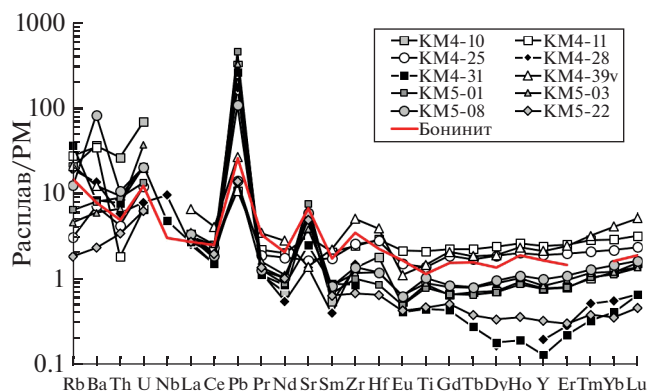


Рис. 11. Рассчитанные составы захваченных расплавов (нормализованные на состав РМ) в породах низкотитанистой серии в сопоставлении со средним составом бонинита (Kelemen et al., 2003). Залитые значки — составы захваченных расплавов в дуните и гарцбургите, серые значки — в бесплагиклазовых и низкоплагиклазовых пироксенитах и перидотите, незалитые — в габброидах и перидотите с высоким содержанием плагиоклаза.

N-MORB) вероятными эффузивными комагматами плутонических ультрамафитов высокотитанистой серии (Оленегорского массива) и рассматривать все эти породы как комплекс, сформированный в океаническом центре спрединга, как это предполагалось ранее (Portnyagin et al., 2006; Хотин, Шапиро, 2006). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст деплетированных оливин-плагиклазовых толеитовых базальтов, даек и габброидов (~95 млн лет, сеноман) (Portnyagin et al., 2006) соответствует времени формирования толщ смагинской ассоциации по палеонтологическим данным (апт–сеноман) (Брагин и др., 1986; Федорчук и др., 1989).

При этом повышенная (относительно характерной для срединно-океанических хребтов) степень частичного плавления мантийного источника, которая отмечается как для реститовых перидотитов Солдатского массива (Батанова и др., 2014), так и для расплавленных включений в оливине из пикритов Камчатского мыса (Некрылов и др., 2021), и интерпретируется как следствие близости горячей точки (плюма) к центру океанического спрединга, в котором, вероятно, формировались эти породы (Portnyagin et al., 2008, 2009; Батанова и др., 2014), наряду с комплементарным характером Sr-аномалии в расплавах (положительная, Portnyagin et al., 2009; Korneeva et al., 2020) и клинопироксенах из реститовых перидотитов (отрицательная, Батанова и др., 2014), позволяют предполагать когенетичность альб-сеноманских вулканитов Камчатского мыса и мантийных шпинелевых перидотитов Солдатского массива (Некрылов и др., 2021).

Вышеизложенное не согласуется с предположением о надсубдукционной обстановке формирования габбро Оленегорского массива (в задуговом или

интрадуговом центре спрединга) (Tsukanov et al., 2007).

Вероятная обстановка формирования пород низкотитанистой серии

Высокая хромистость шпинелидов в дунитах и гарцбургите Солдатского массива (Cr# 0.82–0.90) однозначно свидетельствует об их образовании в процессе надсубдукционного бонинитового магматизма, как уже было предположено ранее (Осипенко, Крылов, 2001). Однако в случае пироксенитов и габброидов этой серии, содержащих менее хромистые шпинелиды, связь этих пород с бонинитовым магматизмом неочевидна и надежно обосновывается лишь особенностями составов первичных хромшпинелидов (рис. 6) и геохимии захваченных расплавов (рис. 11). Учитывая некоторую разницу в хромистости шпинелидов дунитов (0.82–0.90) и остальных ультрамафитов и мафитов этой серии (0.52–0.80), а также разницу в степени окисления железа, можно предполагать, что родоначальные расплавы для этих пород несколько различались по составу, что подтверждается и рассчитанными составами захваченных расплавов. Тем не менее все хромшпинелиды из пород низкотитанистой серии по соотношению содержаний глинозема и титана соответствуют хромшпинелидам из включений в оливине островодужных магм (Kamenetsky et al., 2001), при этом низкое содержание титана в шпинелидах большей части пород соответствует родительским магмам серии бонинитов. На диаграммах составов шпинелидов из plutonic пород составы шпинелидов из изученных пород низкотитанистой серии также ложатся в поле островодужных пород (Arai et al., 2011).

Ранняя кристаллизация ортопироксена в породах этой серии (до клинопироксена и плагиоклаза) и интеркумulusная ассоциация, включающая роговую обманку, отвечает последовательности кристаллизации минералов из высоководных расплавов бонинитового типа при относительно невысоком давлении. Свидетельством невысокого давления кристаллизации является и довольно низкий уровень содержаний глинозема в пироксенах, ассоциирующих с оливином и плагиоклазом.

Судя по составу клинопироксена из дайки пироксенита, секущей гарцбургиты Солдатского массива (1.11 мас. % Al_2O_3 , 0.10 мас. % Na_2O), а также шпинелида из этого пироксенита (Cr# 0.68, 0.05 мас. % TiO_2) по данным работы (Крамер и др., 2001), этот пироксенит близок к изученным в настоящей работе пироксенитам низкотитанистой серии. Составы клинопироксенов из габброидов тектонического блока, изученного в верховьях р. 1-я Ольховая (Крамер и др., 2001; Tsukanov

et al., 2007), также отвечают составам клинопироксенов из пород низкотитанистой серии.

В отсутствие геохронологических данных для ультрамафитов и мафитов низкотитанистой серии можно допустить, что время проявления надсубдукционного магматизма, в том числе бонинитового, в пределах Камчатского мыса отвечает оценке возраста магматических цирконов из плагиогранитов, секущих габброиды блока в верховьях р. 1-ая Ольховая — 74.7 ± 1.8 млн лет (кампан) (Лучицкая и др., 2006). Это соответствует времени начальной стадии заложения интраокеанической Кроноцкой островной дуги (фрагментом аккреционной призмы которой считается офиолитовая ассоциация пород Камчатского мыса) в коньяк–кампанское время (Зинкевич, Цуканов, 1992). В принципе, проявления бонинитового магматизма характерны для начальных стадий формирования островодужных систем, а отсутствие эффузивных проявлений островодужного толеитового и бонинитового магматизма данного возраста среди пород Камчатского мыса может быть обусловлено как слабой интенсивностью надсубдукционного магматизма в преддуговом бассейне (Hawkins, 2003), так и его проявлением преимущественно в плутонической форме, а также возможной денудацией.

Полученные в настоящей работе данные позволяют предполагать, что распространение надсубдукционных ультрамафитов и габброидов в офиолитах Камчатского мыса не ограничено небольшим блоком в верховьях р. 1-ая Ольховая (Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007), как предполагалось в работе (Хотин, Шапиро, 2006), а проявлено практически на всей площади развития этого комплекса.

В последнее время появляется все увеличивающееся количество петролого-геохимических свидетельств того, что формирование жильных дунитов и пироксенитов в реститовых перидотитах офиолитовых комплексов связано с надсубдукционными расплавами бонинитового типа (Varfalvi et al., 1997; Tamura, Arai, 2006; Batanova et al., 2011; Леднева и др., 2017; Базылев и др., 2019; Karimov et al., 2020). При этом бониниты в составе этих комплексов в некоторых случаях, как и в офиолитах Камчатского мыса, не установлены, так что плутонические ультрамафиты, в том числе жильные, могут быть единственным свидетельством этапа бонинитового магматизма в процессе формирования этих комплексов.

ВЫВОДЫ

1. Плутонические ультрамафиты–мафиты из офиолитового комплекса Камчатского мыса относятся к двум генетическим сериям, различающимся по составам первичных минералов, минеральному составу пород и рассчитанным составам захваченных расплавов. Эти серии отвечают

разным эпизодам мантийного магматизма в разных геодинамических обстановках.

2. Формирование ультрамафитов и мафитов высокотитанистой серии (габброиды Оленегорского массива, ксенолиты ультрамафитов и мафитов в этих габброидах и прожилки габброидов в ксенолитах) происходило из толеитовых расплавов типа N-MORB в океаническом центре спрединга. Формирование ультрамафитов и мафитов низкотитанистой серии (прожилки и тела дунитов, пироксенитов и габброидов в шпинелевых перидотитах Солдатского массива, а также пироксениты и габброиды из центральной и западной частей полуострова) происходило из высоководных расплавов бонинитового типа на начальном этапе надсубдукционного магматизма.

3. Особенности минералогии и геохимии плутонических ультрамафитов, в том числе жильных, могут быть единственным свидетельством этапа бонинитового магматизма в процессе формирования офиолитовых комплексов.

4. Методика оценки состава захваченного расплава в ультрамафитах и габброидах позволяет делать более определенные и обоснованные выводы о геодинамической обстановке формирования этих пород и о степени их когенетичности с пространственно ассоциирующими базальтами, чем выводы, основанные лишь на составах первичных минералов в породах.

Благодарности. Авторы благодарны И.А. Рошиной[†], Т.Г. Кузьминой, Т.В. Ромашовой и Я.В. Бычковой[‡] за выполнение аналитических работ. Авторы признательны Е.В. Пушкареву (ИГГ УрО РАН) за конструктивные замечания, позволившие существенно улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена по госзаданию ГЕОХИ РАН; сотрудники других организаций РАН обеспечены бюджетным финансированием в рамках соответствующих госзаданий. Участие Д.П. Савельева финансово поддержано грантом РНФ № 22-27-00029.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базылев Б.А., Леднева Г.В., Бычкова Я.В. и др. Оценка содержания и состава захваченного расплава в дунитах // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 471–485.
- Батанова В.Г., Ляковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика. 2014. № 12. С. 1748–1758.
- Бетхольд А.Ф., Квасов А.И., Семенова Д.Ф. Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 78–84.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др. Среднемеловые (апт–туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21–34.
- Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200000. Серия Восточно-Камчатская. Листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). СПб., 1999.
- Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 196 с.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В. и др. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит–ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский мыс – предварительные результаты // Петрология и металлогения базит–гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 170–191.
- Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
- Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н. Жильные пироксениты в шпинелевых перидотитах Уннавайской пластины Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): генезис и обстановка формирования // Геохимия. 2017. Т. 55. № 4. 302–313.
- Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.
- Некрылов Н., Корнеева А.А., Савельев Д.П., Анциферова Т.Н. Вариации состава и степени плавления источника оливин–порфировых пород Камчатского мыса (Восточная Камчатка): результаты геохимического моделирования содержаний рассеянных элементов в расплавах // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 19–30.
- Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит–гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138–158.
- Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С. 41–46.
- Портнягин М.В. Происхождение мантийных магм над зонами субдукции на примере офиолитового комплекса Тролос, о. Кипр. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1997. 28 с.
- Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
- Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
- Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова

- (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. № 2. С. 131–168.
- Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
- Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст, состав // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3–17.
- Щербинина Е.А. Нанопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60–70.
- Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. 2006. V. 95. P. 977–994.
- Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Mag. 1992. V. 56. P. 173–184.
- Arai S., Okamura H., Kadoshima K. et al. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting // Isl. Arc. 2011. V. 20. № 1. P. 125–137.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications // Geochem. Int. 2004. V. 42. P. 1–157.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.
- Batanova V.G., Belousov I.A., Savelyeva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in suprasubduction zone mantle: evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // J. Petrol. 2011. V. 52. № 12. P. 2483–2521.
- Bédard J.H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // Chem. Geol. 1994. V. 118. P. 143–153.
- Bédard J.H. Trace element partitioning in plagioclase feldspar // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 3717–3742.
- Berger J., Lo K., Diot H. et al. Deformation-driven differentiation during *in situ* crystallization of the 27 Ga Igulid Mafic intrusion (West African Craton, Mauritania) // J. Petrol. 2017. V. 58. № 4. P. 819–840.
- Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 54–76.
- Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution // Eds. Y. Dilek, S. Newcomb, J.W. Hawkins. Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 373. 2003. P. 1–16.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // GSA Bull. 2011. V. 123. № 3/4. P. 387–411.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
- Frei D., Liebscher A., Franz G. et al. Trace element partitioning between orthopyroxene and anhydrous silicate melt on the Iherzolite solidus from 1.1 to 3.2 GPa and 1230 to 1535°C in the model system Na₂O–CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 157. P. 473–490.
- Hawkins J.W. Geology of supra-subduction zones – Implications for the origin of ophiolites // Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Eds. Y. Dilek, S. Newcomb, J.W. Hawkins. Boulder: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 373, 2003. P. 227–268.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 4. P. 655–671.
- Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A. et al. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia) // China Geology. 2020. V. 3. № 2. P. 299–313.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Ed. L.R. Rudnick. Executive Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, 2003. P. 593–659.
- Korneeva A.A., Nekrylov N., Kamenetsky V.S. et al. Composition, crystallization conditions and genesis of sulfide-saturated parental melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys (Kamchatka, Russia) // Lithos. 2020. V. 370–371. P. 105657.
- Lander A.V., Shapiro M.N., The origin of the modern Kamchatka subduction zone // Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov et al. Geophysical Monograph Series. 2007. P. 57–64.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. 1991. V. 148. № 5. P. 825–833.
- Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. V. 62. P. 1–11.
- Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrol. 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.
- Perk N.W., Coogan L.A., Karson J.A. et al. Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the Southern East Pacific Rise // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 575–590.
- Portnyagin M., Hoernle K., Hauff F. et al. New data of Cretaceous Pacific MORB from accretionary complexes in Kamchatka: implications for the origin of depleted component in the Hawaiian hotspot lavas // Geophys. Res. Abs. 2006. V. 8. 04937.
- Portnyagin M.V., Savelyev D.P., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.
- Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. P. 194–204.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45–66.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. № 5. P. 1183–1211.

Sobolev A.V., Shauksidon M. H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 137. № 1. P. 45–55.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Tamura A., Arai S. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle // *Lithos.* 2006. V. 90. № 1–2. P. 43–56.

Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G. et al. Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (Eastern Kamchatka): age, composition, and geodynamic diversity // *Isl. Arc.* 2007. V. 16. № 3. P. 431–456.

Varfalvy V., Hebert R., Bedard J.H., Lafleche M.R. Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland: implications for the genesis of boninitic and related magmas // *Canad. Mineral.* 1997. V. 35. № 2. P. 543–570.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V.85. P. 291–320.

Zajacz Z., Halter W. LA-ICPMS analyses of silicate melt inclusions in co-precipitated minerals: Quantification, data analysis and mineral/melt partitioning // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. P. 1021–1040.

Subduction and Oceanic Magmatism Records in Plutonic Rocks of the Kamchatsky Mys Ophiolite, Eastern Kamchatka

B. A. Bazylev¹, M. V. Portnyagin², D. P. Savelyev³, G. V. Ledneva⁴, and N. N. Kononkova¹

¹*V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany*

³*Institute of volcanology and seismology, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

⁴*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The paper presents petrographic, mineralogical, and geochemical data on dunites, pyroxenites, peridotites, and gabbroids of the Kamchatsky Mys ophiolite. These data were acquired to distinguish cogenetic assemblages of igneous rocks, gain an insight into their geodynamic settings, and test various criteria of genetic links between the different magmatic rocks of ophiolites. The ultramafic and mafic rocks are shown to belong to two series, which differ in the compositions of the primary minerals, bulk rocks, and estimated trapped melts. The rocks of these series are found out to have been produced by geochemically different melts in different geodynamic settings, and during different episodes of mantle magmatism. The rocks of the high-Ti series (gabbro of the Olenegorsk massif, dunite and melanogabbro xenoliths in them, and vein gabbro in these xenoliths) crystallized from N-MORB melts in an oceanic spreading center. The rocks of the low-Ti series (dunite, pyroxenite, and gabbro veins in the residual spinel peridotites of the Mount Soldatskaya massif, as well as pyroxenite, peridotite, and gabbro alluvium and diluvium in the central and western parts of the peninsula) crystallized from water-rich boninite melts in relation to initial subduction magmatism. Taken into account the absence of boninite lavas from the Kamchatsky Mys ophiolite, the plutonic ultramafic rocks (including the rocks of the veins) might be the only evidence of subduction boninitic magmatism in the ophiolites. It was demonstrated that conclusions about the geodynamic settings of plutonic ultramafic and mafic rocks and recognition of cogenetic relations of these rocks with spatially associated basalts are more reliable when derived from the compositions of the trapped melts, which are estimated from their bulk geochemistry and primary mineral compositions, than when they are based on the mineral compositions only.

Keywords: ophiolites, dunite, pyroxenite, gabbro, boninite, N-MORB, Kamchatka