

УДК 552.3,552.11

## МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ БАЗАЛТЫ КАЛЬДЕРЫ МЕДВЕЖЬЯ: ОСНОВНЫЕ МАГМЫ И ИХ ИСТОЧНИКИ НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ (о. ИТУРУП)<sup>1</sup>

© 2023 г. Д. В. Кузьмин<sup>а</sup>, \*, И. Р. Низаметдинов<sup>а</sup>, С. З. Смирнов<sup>а</sup>, Т. Ю. Тимина<sup>а</sup>,  
А. Я. Шевко<sup>а</sup>, М. П. Гора<sup>а</sup>, А. В. Рыбин<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>б</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

\*e-mail: kuzmin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 05.04.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Приведены новые данные об условиях образования базальтов посткальдерного вулкана Маленький Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп). Показано, что ликвидусная ассоциация представлена оливином ( $Fo$  85.3–90.1 мол. %) и хромистой шпинелью ( $Cr\# = 0.46–0.6$ ), которые кристаллизовались при 1090–1170°C и фугитивности кислорода  $NNO + 0.6$  ( $\sigma = 0.2$ ) –  $NNO + 0.2$  ( $\sigma = 0.14$ ) для различных моментов извержений. Изучение включений минералообразующей среды в ликвидусных вкрапленниках оливина позволило установить, что исходные расплавы содержали до 15.5 мас. %  $MgO$ , были низкоглиноземистыми и низкокальцевыми со средним содержанием воды 5.5 мас. %. Полученные новые данные позволили предположить, что выплавление основных расплавов происходило при  $T \sim 1225^\circ C$  из существенно перидотитового источника с небольшой примесью пироксенитового компонента при активном участии флюидов, отделяющихся от субдуцирующей плиты. Отделение флюида от субдуцирующей плиты под о. Итуруп происходило на глубинах 95–105 км при 670–705°C. Таким образом, новые данные помогают понять условия образования и эволюцию основных магм, служащих как источником тепла, так и поставщиком летучих компонентов при катастрофических кальдерных извержениях.

**Ключевые слова:** расплавные включения, оливин, родоначальные магмы, Курильские острова, о. Итуруп, кальдера Медвежья, вулкан Маленький Брат, кальдерные извержения

**DOI:** 10.31857/S0869590323030068, **EDN:** CDHKEV

### ВВЕДЕНИЕ

Природа вулканизма, связанного с периодическими образованиями кальдер, является предметом давних дискуссий. Одним из важнейших вопросов является длительность формирования очагов кальдерных извержений и особенности их питания. Несмотря на то, что образование кальдер протекает в относительно короткий период времени, процесс подготовки такого извержения и последующий вулканизм могут охватывать от одного до нескольких миллионов лет. Именно поэтому большое внимание уделяется крупным кальдерам, возраст которых менее миллиона лет. Особенно там, где активно проявляется посткальдерный вулканизм.

Посткальдерным или интракальдерным вулканизмом называют извержения вулканических

аппаратов, происходящие после главной фазы кальдерообразования внутри контура обрушения. Он характерен для многих крупных кальдер и является свидетельством того, что магматический очаг остается активным и при благоприятных условиях способен привести к повторному катастрофическому извержению.

Посткальдерный вулканизм может быть связан с разными процессами. В одних случаях это извержение дегазированной магмы из того же очага, который породил кальдерообразование. В этом случае состав продуктов извержения близок к таковым стадии кальдерообразования, но преобладают эффузивные и экструзивные породы. В других случаях движущей силой посткальдерного вулканизма может быть смещение остаточных магм очага с пополняющими его более глубинными магмами. Это довольно распространенный вид посткальдерного вулканизма, широко проявленный в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги.

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323030068 для авторизованных пользователей.

Многочисленные публикации, посвященные пост-кальдерным вулканическим процессам (см. например, Hildreth, 2004), показали, что на пост-кальдерном этапе в извержениях часто принимают участие мафические магмы, игравшие ключевую роль в запуске кальдерного извержения. В большинстве случаев факт их участия подтверждается образованием посткальдерных вулканов, сложенных андезитами, андезибазальтами и в редких случаях базальтами с достаточно высоким содержанием магния. Относительно роли, которую мафические магмы играют в процессах подготовки и развития очагов кальдерных извержений и самих извержений, существуют различные представления, часто дополняющие друг друга. Такие как:

1) Мафические магмы являются источником вещества для возникновения кислых расплавов посредством кристаллизационной дифференциации, в некоторых случаях осложненной ассимиляцией корового вещества (Grove et al., 2003; Gertisser, Keller, 2000; Леонов, Гриб, 2004). При этом образование больших объемов кислых магм исключительно путем дифференциации вызывает обширные дискуссии (Gelman et al., 2013 и ссылки в этих работах);

2) Мафические магмы являются источником тепла и летучих компонентов, вызывающих либо плавление ранее образованных пород земной коры, либо приводящих к разжижению богатой кристаллами магмы, так называемой магматической “каши” (mush). Последнее способствует росту давления в очаге, увеличению подвижности магмы и ее способности к извержению (Beard, Lofgren, 1991; Tamura, Tatsumi, 2002 и др.);

3) Мафические магмы при внедрении в кислый коровый очаг являются триггером кальдерообразующих извержений (Sparks, Sigurdsson, 1977; Eichelberger, Izbekov, 2000 и др.).

Происхождение большинства магм в зонах субдукции связано с взаимодействием как минимум трех крупных геохимических источников: погружающейся океанической коры, мантийного клина и островодужной коры. Анализ состава пород, развитых в островных дугах, показывает, что мантийный клин выше субдуцирующей литосферы – наиболее важный источник большинства основных островодужных магм (Kimura, Yoshida, 2006; Mallik et al., 2016). Чаще всего надсубдукционные мантийные выплавки контаминированы веществом погружающейся океанической коры и материалом островодужной коры. В некоторых редких случаях они могут достигать поверхности и извергаться, практически не меняя свой состав и тем самым предоставляя возможность изучить роль, которую мантийные магмы играют в извержениях крупных кальдерных вулканов.

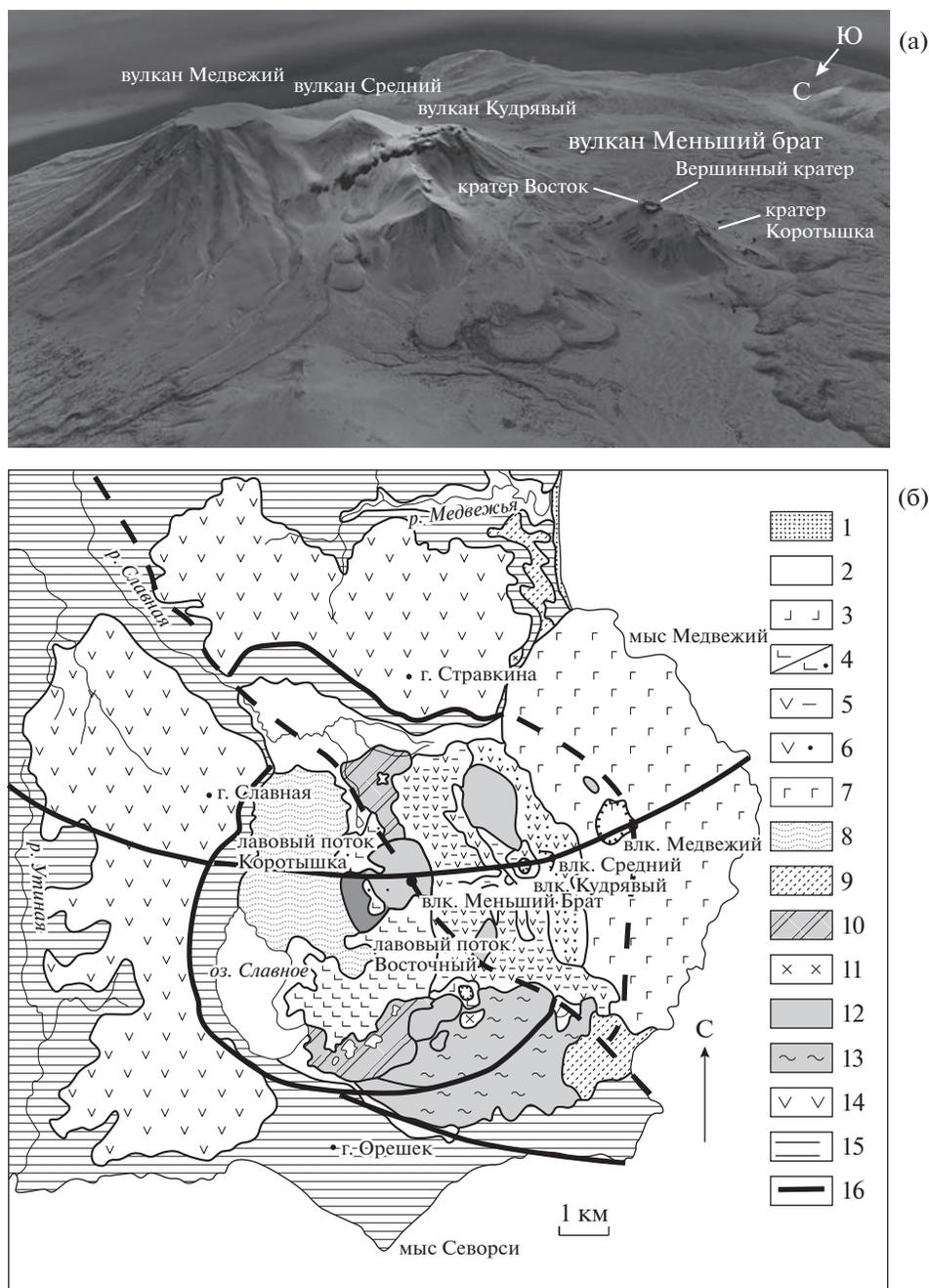
Вулкан Меньший Брат является уникальным проявлением голоценовых высокомагнезиальных

(MgO до 10 мас. %) базальтов в пределах Большой Курильской гряды (БКГ). Он возник на посткальдерном этапе развития плейстоценовой кальдеры Медвежья на севере о-ва Итуруп, одной из крупнейших в пределах Большой Курильской гряды (БКГ) (Рыбин и др., 2018; Ермаков, Штейнберг 1999; Чибисова и др., 2009).

Мафические магмы принимали широкое участие в формировании плейстоценовой кальдеры Медвежья. В первую очередь это выражается в образовании голоценовых посткальдерных стратовулканов Меньший Брат и Кудрявый (и более древних Среднего и Медвежьего) (рис. 1а). Эти вулканы сложены лавами и пирокластикой андезитового, андезибазальтового и базальтового состава.

Вулканизм кальдеры Медвежья был ранее рассмотрен с позиций вулканологии, геологического строения и петрографии в работах (Ермаков, Семанкин, 1996; Пискунов и др., 1999; Ермаков, Штейнберг 1999; Чибисова и др., 2009). Однако интерес к ней был связан в большей степени с находкой уникальной рениевой минерализации в fumarолах активного вулкана Кудрявый, также относящегося к посткальдерному этапу развития (Yudovskaya et al., 2008; Кременецкий, Чаплыгин 2010; Дистлер и др., 2002). Первые работы, посвященные изучению основных пород кальдеры и расплавных включений в их минералах (Коваленко и др., 2004; Толстых и др., 1997), однозначно показали, что источником базальтовых магм является мантийный клин, в то время как для объяснения происхождения пород андезит-дацит-риодацитовой и базальт-дацит-риодацитовой серий предполагалось участие в различной степени метасоматизированного мантийного клина и частичных выплавов из пород островодужной коры. Авторы также предполагали возможное смешение этих магм. С этими выводами неплохо согласуются данные по минералогии базальтовых продуктов извержения вулкана Меньший Брат (Чибисова и др., 2009). Позднее проведенное изучение составов расплавных и минеральных включений в оливине базальтов и андезибазальтов вулкана Меньший Брат (Низаметдинов и др., 2019а) позволило уточнить составы исходных расплавов. Авторы установили, что расплавы содержали до 5 мас. % воды. Несмотря на такое пристальное внимание, до настоящего времени имеются наиболее общие, а в некоторых случаях отрывочные представления об особенностях составов источников, параметрах генерации и этапах эволюции мантийных магм кальдеры Медвежья.

Разработанные в последние годы новейшие минералогические термо-баро-гигрометры (Coogan et al., 2014; Gavrilenko et al., 2016; Portnyagin et al., 2019) и геохимические подходы позволяют провести новые, современные оценки как составов ис-



**Рис. 1.** Спутниковый снимок (а) и схема геологического строения кальдеры Медвежья (б) по (Рыбин и др., 2018). 1 – прибрежно-морские отложения; 2 – аллювиальные и озерно-болотные отложения; 3 – вулкан Короткий (глыбовые лавы андезибазальтов); 4 – вулкан Меньший Брат (а – преимущественно лавы основного состава, б – преимущественно шлаки средне-основного состава); 5 – вулкан Кудрявый (лавы и туфы среднего состава); 6 – вулкан Средний (лавы и туфы среднего состава); 7 – вулкан Медвежий (лавы и туфы средне-основного состава); 8 – нерасчлененный эффузивно-экструзивный комплекс, преимущественно лавы и туфы средне-основного состава; 9 – посткальдерные вулканогенно-осадочные образования (преимущественно пемзы и пемзовые пески); 10 – поля распространения мелких экструзивных тел кислого состава; 11 – субвулканические тела среднего состава; 12 – субвулканические тела кислого состава; 13 – фрагмент синкальдерного кратера (игнимбриты, лавы и туфы кислого состава); 14 – сомма кальдеры Медвежья (преимущественно лавы средне-основного состава, реже туфы); 15 – фундамент кальдеры Медвежья: пемзовые пески, туфы кислого состава, песчаники, алевролиты в северной и северо-восточной частях и гиалокластиты, лавы в южной части кальдеры; 16 – основные разломы.

ходных мантийных расплавов и их источников (Sobolev et al., 2007), так и условий их образования и эволюции (Portnyagin et al., 2007).

Наиболее важную роль в процессах образования как мантийных, так и коровых магм в надсубдукционных обстановках играет вода (Stolper et al., 1994; Van Keken et al., 2002; Portnyagin et al., 2007; Grove et al., 2012). Она определяет параметры генерации исходных основных магм в мантии, их транспорта и эволюции в островодужной коре, и, накапливаясь в коровых очагах кислых магм, определяет масштаб и мощность наиболее крупных кальдерообразующих извержений (Sisson, Grove, 1993; Lange et al., 1994).

Ранее для пород кальдеры Медвежья отмечалось очень низкое содержание воды в основных расплавах, полученное при непосредственном измерении стекол расплавных включений (Коваленко и др., 2004). Последние методические работы (Chen et al., 2011; Gaetani et al., 2012; Buchholz et al., 2013; Portnyagin et al., 2008; Mironov et al., 2015 и ссылки в этих работах) показывают, что вода может легко диффундировать из расплавного включения и ее определение требует специальных методик. В связи с этим данные по оценке содержания воды в исходных основных расплавах кальдеры Медвежья требуют уточнения.

Вулкан Меньший Брат представляет собой уникальное свидетельство участия мантийных магм в образовании кальдеры. Его пространственная совмещенность с экструзией кислого состава, близость их геологического возраста (Чибисова и др., 2009) говорит о том, что в процессе эволюции вулканического очага происходило активное взаимодействие мантийных магм с островодужной корой.

В настоящей работе мы приводим данные по изучению минералов ликвидусной ассоциации базальтов и андезибазальтов, отобранных из потоков и отложений тефры вулкана Меньший Брат – оливина и шпинели, и включений минералообразующих сред в них. Целью нашей работы является определение особенностей плавления и генерации наиболее примитивных мантийных магм БКГ, участвовавших в образовании крупных кальдер.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ И ПЕТРОГРАФИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Кальдера Медвежья расположена в северной части о-ва Итуруп и входит в состав сложно построенного вулканического центра, среди продуктов извержений которого присутствуют породы широкого спектра составов от основных до кислых (Martynov et al., 2022; Рыбин и др., 2018; Ермаков, Семакин, 1996; Пискунов и др., 1999; Ермаков, Штейнберг, 1999). Выделяют три стадии эволюции этого цен-

тра: докальдерную, связанную с образованием крупного щитового вулкана; кальдерную, с образованием пемзовых и игнимбритовых покровов и риолит-дацитовых экструзий; поскольдерную, с формированием внутрикальдерных вулканов Кудрявый, Медвежий, Средний и Меньший Брат (Пискунов и др., 1999) (рис. 1а). Формирование кальдеры произошло в среднем плейстоцене (0.41 млн лет, Аг/Аг; Ермаков, Штейнберг, 1999), развитие посткальдерных вулканов – в позднем плейстоцене и голоцене (Ермаков, Семакин, 1996; Ермаков, Штейнберг, 1999).

Вулкан Меньший Брат расположен в центральной части кальдеры и представляет собой сложный вулкан, состоящий из экструзивного купола, на который в западной и восточной части наложены два шлаковых конуса Восток и Коротышка (рис. 1б).

Лавы, излившиеся из кратера Коротышка, были довольно вязкими и веерообразно заполнили понижение между экструзией Меньший Брат и древней вулканической постройкой. Структура потоков в верхней части сливная, в нижней – глыбовая. В начале извержения в восточном склоне экструзии образовалась воронка взрыва, по которой лавы поступали на поверхность. В ней они отчасти остывали, но передвигались вперед под напором новых порций расплава. Всего насчитывается около 10 импульсов излияния лав. Глыбовые лавы кратера Восток заполняют южную часть атрио кальдеры до оз. Славное. Максимальная длина слагающих его потоков около 3 км.

Вершинный кратер образовался при пирокластическом извержении. Породы представлены шлаками базальтового и андезибазальтового состава, которые плащеобразно перекрывают склоны экструзии и образуют шлаковые поля северовосточнее вулкана Меньший Брат.

## ПРОБОПОДГОТОВКА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоподготовка для определения валового состава пород методами РФА и ИСП-МС заключалась в дроблении пород, с их последующим истиранием до состояния пудры. Измельчению подвергались образцы без следов изменений в поверхностных условиях.

Содержание главных петрогенных элементов в породах определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Анализ проводился на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL 9900 XL. Потери при прокаливании измерялись после выдержки при 950°C в течение 2 ч. Содержание редких и редкоземельных элементов в породах определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС)

на масс-спектрометре Finnigan Element-2 (Германия) с двойной фокусировкой.

Определение содержания главных элементов в минералах и стеклах расплавных включений проводилось на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) методом ЭДС в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Измерение проводилось по стандартной методике при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 1 нА, времени счета от 40 до 60 с, размере области сканирования  $2 \times 2$  мкм. Проверка стабильности условий анализа осуществлялась измерением интенсивности линии металлического Со. Пределы обнаружения для большинства элементов при этих параметрах составляют 0.07–0.2 мас. % (3 $\sigma$ -критерий). Погрешность при определении главных компонентов не превышает 1 отн. %. Для уменьшения эффекта потери натрия при анализе стекол расплавных включений измерения проводились в режиме сканирования площадки в зависимости от размеров включений либо пучком большого диаметра.

Содержание некоторых главных и примесных элементов в минералах и содержание летучих компонентов (P, S, Cl) в стеклах расплавных включений определялось на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (с 5-волновыми спектрометрами) методом ВДС в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда от 50 до 250 нА (в зависимости от измеряемого минерала и поставленной задачи), времени набора сигнала 60 с на пике сигнала и 30 с на измерение фона, размер зонда составлял 2 мкм. Для мониторинга стабильности измерений и дрейфа параметров прибора использовались внутренние стандарты, близкие по составу исследуемым образцам (chromite standart USNM 117075, San Carlos olivine, USNM 111312/444, природное основное стекло VG-2 USNM 111240/52; Jarosewich et al., 1980). Эти стандарты измерялись через каждые 30–40 измерений и затем при необходимости вводилась коррекция.

Для анализа оливина была использована специально разработанная прецизионная методика (Sobolev et al., 2007), обеспечивающая минимальные, достоверно определяемые концентрации 20–30 г/т (2 $\sigma$ ) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Co и 0.02 мол. % для форстеритовой составляющей в оливине.

Концентрации элементов-примесей, редких, редкоземельных элементов и воды в стеклах расплавных включений определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Анализы выполнены на одноканальном ионном

зонде CAMECA IMS-4F в филиале Физико-технического института РАН, г. Ярославль. Погрешность определения концентраций микропримесей данным методом характеризуется значениями 5–10 отн. % для концентраций >1 г/т и 15–20 отн. % в диапазоне 1–0.1 г/т.

Качественное определение присутствия газовых компонентов в газовых пузырьках расплавных включений выполнялось методом рамановской спектроскопии на приборе Horiba LabRAM HR 800 в ИГМ СО РАН. Использовался Nd:YAG лазер с длиной волны 532 нм и выходной мощностью 50 мВт, а регистрация спектра проводилась с помощью CCD детектора с рабочей температурой –70°C, охлаждаемого по методу Пельтье. Для сбора рассеянного света использовался объектив 100 $\times$  с высокой числовой апертурой. Диаметр конфокальной диафрагмы и время накопления спектра подбирались в зависимости от размера исследуемого газового пузырька.

Определение плотности CO<sub>2</sub> в газовых пузырьках проведено по методике (Миронов и др., 2020), которая позволяет оценить плотность углекислоты в газовой фазе расплавных включений в зависимости от расстояния между линиями диады Ферми ( $\Delta F$ ) (пики в области 1285 и 1388 см<sup>-1</sup>).

Термометрические эксперименты с расплавными включениями производились на контрольно-измерительном комплексе ТК-1500, в состав которого входят блок питания, блок управления и термокамера конструкции Томиленко А.А. и Осоргина Н.Ю. Термокамера эталонирована с использованием стандартных веществ с известными температурами плавления для: NaCl – 800.8°C, Au – 1064°C, MnO – 1246°C. Визуальный контроль над ходом эксперимента производится в проходящем свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51 с оптическим увеличением 100 $\times$  и 200 $\times$ .

Расплавные включения в оливине нагревались в аргоновой атмосфере, чтобы исключить окисление железа на поверхности препарата. Закалка до 700°C проходила со средней скоростью 100°C/мин. Время, затрачиваемое на прогрев и закалку одного образца, не превышало 10 мин.

Для определения состава захваченного расплава результаты рентгеноспектрального микроанализа стекол расплавных включений пересчитывались с учетом постзахватного переуравновешивания SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO и вероятной потери воды расплавными включениями как при проведении экспериментов по гомогенизации, так и в потоке при извержении (Portnyagin et al., 2008; Mironov et al., 2015). Реконструкция SiO<sub>2</sub> и восстановление исходного содержания воды в захваченных расплавных включениях проводились с помощью алгоритмов из (Portnyagin et al., 2019). После этого проводилась реконструкция состава с учетом переуравнеше-

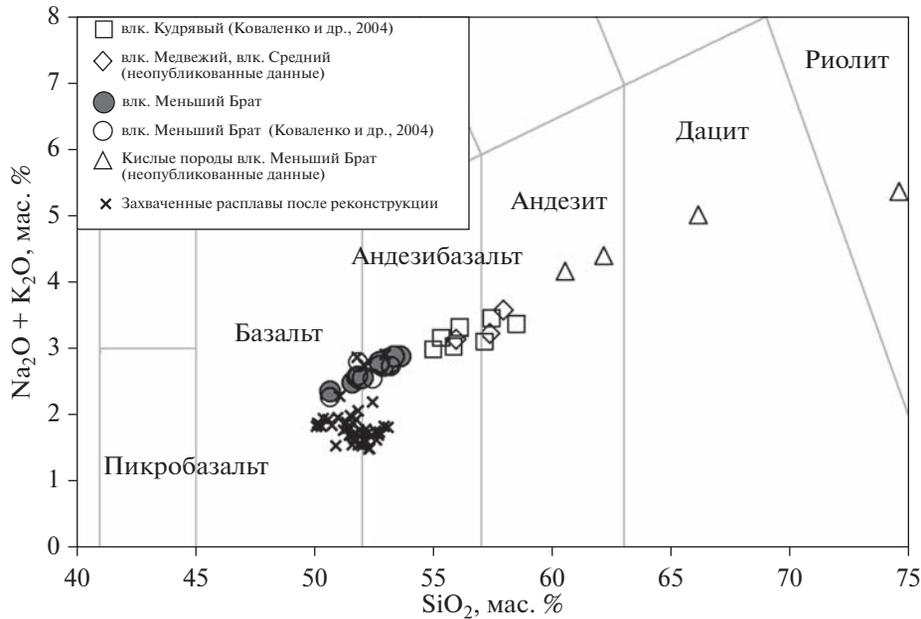


Рис. 2. Фрагмент TAS диаграммы с валовыми составами пород вулкана Меньший Брат. Захваченные расплавы после реконструкции потери воды и кремния, Fe-Mg переуравновешивания, пересчитанные на безводный состав.

вания концентраций FeO и MgO между расплавом и оливином-хозяином с помощью программы Petrolog 3.1 (Danyushevsky, Plechov, 2011; Danyushevsky et al., 2000). Было принято, что исходный расплав содержал 10.45 мас. % FeO. Это максимальное содержание FeO в стекловатом природнозакаленном первичном расплаве в включениях в оливине из вулканической бомбы. Мы полагаем, что в результате быстрой закалки включения в ней претерпели наименьшие постзахватные изменения в виде кристаллизации дочерних фаз, отложения вещества, родственного минералу-хозяину на стенках, и Fe-Mg обмена при снижении температуры. Близкие оценки содержания FeO в исходном расплаве – 10.73–10.77 мас. % для базальтов вулкана Меньший Брат приведены в работе (Коваленко и др., 2004). В качестве температуры равновесия были использованы оценки равновесия оливин–расплав по модели (Ford et al., 1983). Расчеты проводились для окислительно-восстановительного потенциала, соответствующего буферу NNO +0.6 для конуса Коротышка и NNO +0.2 для конуса Восток.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ И ПИРОКЛАСТИКИ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ

Химический состав голоценовых лав и пирокластики вулкана Меньший Брат представлен в табл. 1. Изученные породы по содержанию кремнезема и щелочных элементов образуют единый ряд от базальтов к андезибазальтам (рис. 2).

По соотношению  $FeO_{tot}/MgO$  (Miyashiro, 1974) породы попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 3а). Отмечается слабая отрицательная корреляция между содержаниями железа и кремния (рис. 3б). При этом наблюдается отчетливая положительная корреляция между содержанием  $TiO_2$  и железистостью пород (рис. 3в), что характерно для пород толеитовой серии. Содержание  $Al_2O_3$ , не превышающее 16.5 мас. %, позволяет отнести эти породы к области низкоглиноземистых базальтов (Kuno, 1960; Магматические ..., 1983) (рис. 3г).

По соотношению CaO и щелочей (Macdonald et al., 2000; Gill, 1981) голоценовые продукты извержений вулкана Меньший Брат следует отнести к низкокальциевым, низкокальциевым и щелочно-известковым (рис. 3д–3е).

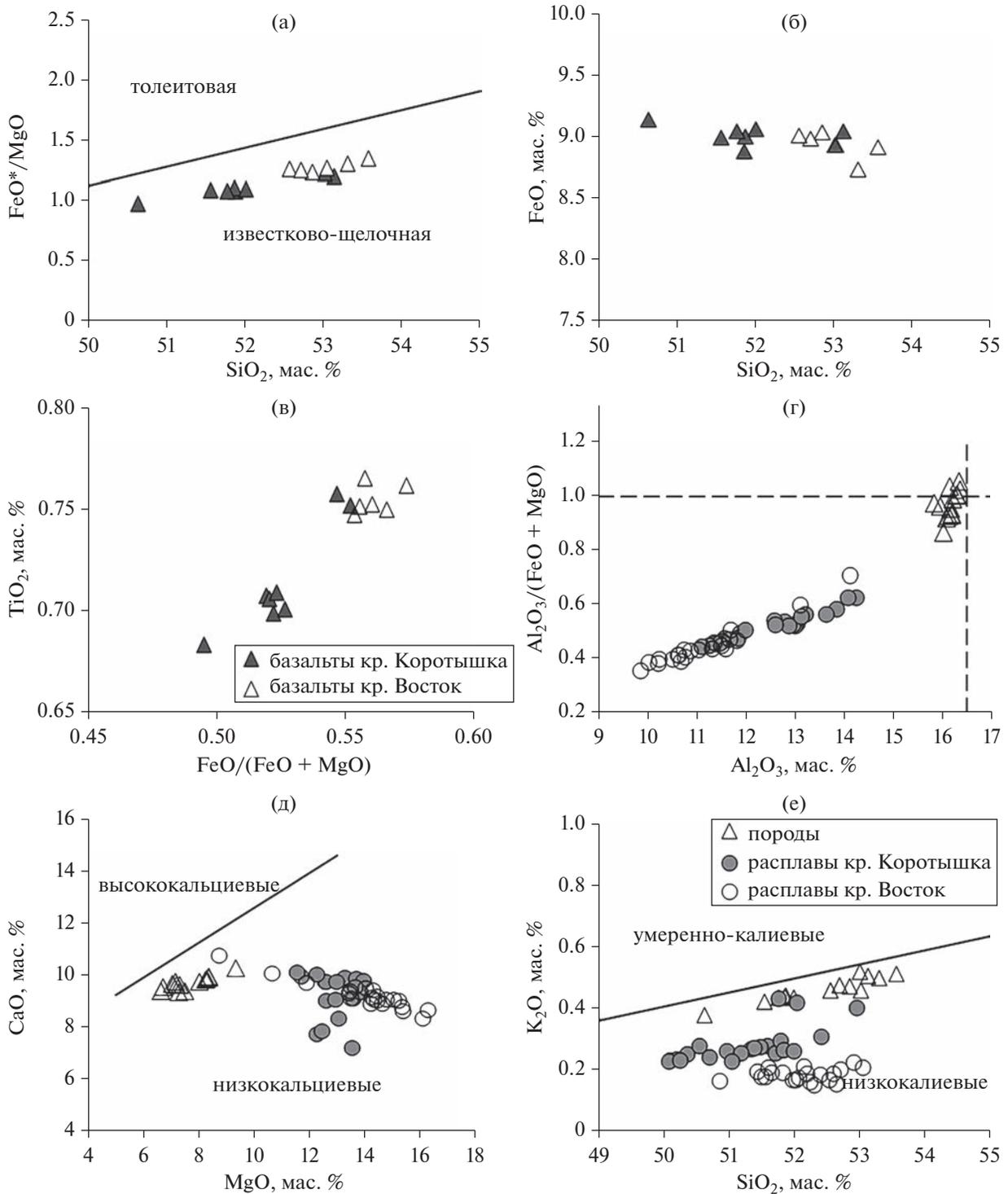
По мере увеличения содержания кремния в базальтах уменьшаются содержания магния и кальция, при этом растут содержания щелочей и титана (табл. 1, рис. 2, рис. 3). Породы конуса Коротышка в большинстве своем характеризуются наиболее основными составами с меньшим количеством  $SiO_2$ , FeO и  $TiO_2$  и более высоким MgO (рис. 3, табл. 1). Лавы и пирокластика конуса Восток отличаются от таковых конуса Коротышка более кислыми составами и относятся к андезибазальтам.

Продукты извержения вулкана Меньший Брат обогащены по сравнению с составом примитивной мантии (Hofmann, 1988) крупноионными литофильными элементами (Ba, Pb, U) и Sr относи-

Таблица 1. Состав основных пород вулкана Меньший Брат

Компоненты	Кратер Коргогышка								Кратер Восток							
	MD-1	MD-2	MD-3	MD-4	MD-5	MD-6	MD-7	MD-8	MD-13	MD-14	MD-15	MD-17	MD-18	MD-20		
SiO <sub>2</sub>	51.55	51.87	51.85	51.76	50.62	53.13	53.01	52.00	52.56	53.03	52.86	53.57	53.31	52.70		
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.71	0.70	0.71	0.68	0.76	0.75	0.71	0.77	0.75	0.75	0.76	0.75	0.75		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.18	16.12	16.15	16.07	16.01	15.94	15.83	16.18	16.27	16.36	16.20	16.14	16.33	16.27		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.99	10.00	9.87	10.05	10.15	10.05	9.92	10.07	10.01	9.92	10.04	9.91	9.71	9.98		
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17		
MgO	8.23	8.34	7.99	8.34	9.32	7.49	7.25	8.27	7.16	7.01	7.29	6.63	6.70	7.18		
CaO	9.84	9.96	9.74	9.92	10.27	9.38	9.35	9.88	9.77	9.68	9.64	9.41	9.54	9.64		
Na <sub>2</sub> O	2.09	2.12	2.14	2.16	1.99	2.28	2.33	2.14	2.26	2.17	2.29	2.39	2.40	2.34		
K <sub>2</sub> O	0.42	0.44	0.44	0.44	0.38	0.51	0.52	0.44	0.46	0.46	0.47	0.51	0.50	0.48		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08		
Сумма	99.27	99.81	99.13	99.69	99.67	99.81	99.21	99.93	99.52	99.63	99.79	99.58	99.48	99.60		
Rb	7.3	7.5	7.2	7.3	6.1	8.3	8.4	7.5	9.8	7.2	6.8	8.8	8.8	7.8		
Ba	115	117	115	116	103	130	127	119	115	121	115	127	128	116		
Th	0.70	0.64	0.67	0.64	0.51	0.67	0.73	0.70	0.58	0.57	0.57	0.61	0.60	0.54		
U	0.24	0.24	0.24	0.22	0.24	0.30	0.27	0.22	0.24	0.27	0.24	0.35	0.24	0.24		
Nb	0.65	0.57	0.50	0.54	0.47	0.65	0.54	0.61	0.54	0.50	0.43	0.57	0.54	0.57		
La	3.3	3.2	3.1	3.1	2.9	3.4	3.4	3.1	3.0	3.1	2.9	3.3	3.4	2.9		
Ce	8.5	8.7	8.2	8.2	7.5	9.2	8.8	8.3	8.4	8.4	8.3	9.1	9.1	8.1		
Pb	16.8	6.4	7.2	5.5	6.9	5.7	5.7	7.0	7.0	8.0	6.2	7.4	6.2	6.7		
Pr	1.28	1.33	1.25	1.25	1.20	1.50	1.40	1.20	1.23	1.40	1.20	1.45	1.35	1.30		
Nd	6.3	6.3	6.7	6.2	6.1	7.2	6.8	6.0	6.1	6.7	6.1	6.9	7.0	6.3		
Sr	279	279	276	271	271	267	267	282	268	258	252	256	274	258		
Sm	2.2	2.1	1.90	2.1	1.99	2.2	2.2	1.85	2.1	2.3	2.1	2.2	2.4	2.1		
Zr	49	48	50	48	41	55	55	51	55	54	53	59	60	55		
Hf	1.46	1.46	1.53	1.57	1.27	1.55	1.52	1.43	1.58	1.54	1.56	1.65	1.70	1.58		
Eu	0.64	0.67	0.67	0.67	0.64	0.70	0.70	0.67	0.70	0.73	0.70	0.70	0.64	0.67		
Ti	4130	4144	4304	4349	4059	4384	4297	4158	4364	4408	4289	4601	4641	4601		
Gd	2.5	2.9	2.6	2.7	2.3	2.8	2.6	2.4	2.7	2.7	3.0	2.9	3.2	2.8		
Tb	0.49	0.46	0.49	0.44	0.41	0.49	0.52	0.47	0.47	0.52	0.46	0.55	0.54	0.52		
Dy	3.3	3.3	3.2	3.1	2.9	3.3	3.3	3.2	3.3	3.5	3.4	3.6	3.6	3.4		
Ho	0.74	0.74	0.71	0.70	0.63	0.77	0.74	0.69	0.72	0.80	0.71	0.80	0.77	0.78		
Y	19.1	19.4	18.7	19.0	17.1	21	21	18.8	21	20	20	22	23	21		
Er	2.1	2.0	2.00	2.1	1.80	2.3	2.2	2.0	2.2	2.3	2.1	2.4	2.4	2.2		
Tm	0.30	0.32	0.31	0.34	0.28	0.34	0.32	0.31	0.34	0.34	0.31	0.36	0.36	0.34		
Yb	1.94	2.1	1.90	2.1	1.77	2.2	2.2	1.94	2.2	2.2	2.0	2.4	2.3	2.2		
Lu	0.29	0.30	0.30	0.31	0.28	0.33	0.32	0.30	0.35	0.34	0.30	0.36	0.36	0.33		
Ni	120	139	126	125	153	116	103	109	86	89	100	76	71	93		
Cs	0.58	0.61	0.51	0.54	0.47	0.54	0.51	0.61	0.64	0.47	0.54	0.64	0.64	0.68		
Tb	0.49	0.46	0.49	0.44	0.41	0.49	0.52	0.47	0.47	0.52	0.46	0.55	0.54	0.52		
W	1.86	0.34	3.1	0.67	0.54	0.38	0.39	0.36	0.33	0.43	0.44	0.59	0.37	0.36		
P	352	329	401	330	317	336	321	302	334	337	311	302	331	311		
Cr	400	418	390	411	484	314	313	392	310	314	311	271	289	355		
Mn	1370	1386	1413	1465	1388	1342	1349	1327	1302	1373	1345	1352	1332	1396		
Co	35	37	36	35	39	33	33	35	32	32	33	31	31	34		
Cu	49	58	63	72	69	54	49	53	66	28	52	53	55	39		
Zn	84	70	77	78	78	79	78	67	90	74	74	71	73	84		
Mo	1.44	1.58	1.42	1.53	0.71	1.74	1.70	1.62	2.1	1.58	1.70	1.75	1.39	1.78		
Sn	1.45	0.75	1.78	0.69	0.71	0.58	0.70	0.56	0.86	0.79	0.64	0.84	0.62	0.85		
Sb	0.43	0.20	0.22	0.20	0.17	0.20	0.19	0.22	0.20	0.20	0.24	0.24	0.19	0.20		
Sc	36	39	40	41	39	38	38	40	39	41	38	39	39	42		
V	269	273	281	285	281	279	270	273	271	281	269	281	287	287		

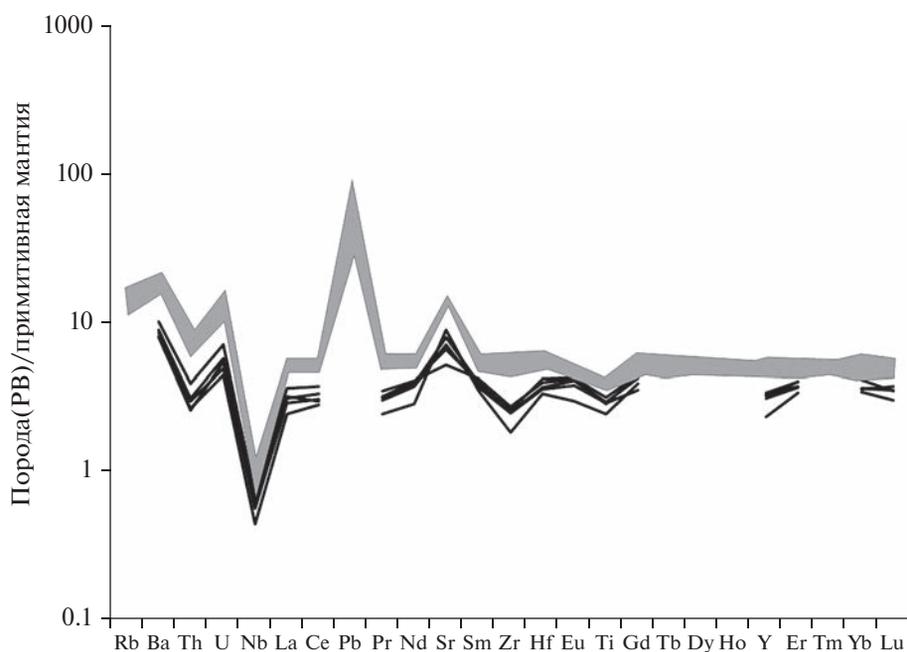
Примечание. Главные элементы определены методом РФА в мас. %; редкие элементы определены ИСП-MS в г/г.



**Рис. 3.** Главные компоненты в реконструированных захваченных расплавах и продуктах извержений вулкана Меньший Брат. Расплавы пересчитаны на безводный состав. (а) – разделение известково-щелочной и толеитовой серий произведено по критерию (Miyashiro, 1974); (г) – глиноземистость по (Kuno, 1960) и классификационной схеме (Магматические ..., 1983); (д) – разделение на высококальциевые и низкокальциевые по (Macdonald et al., 2000); (е) – калиевость по (Gill, 1981).

тельно РЗЭ и высозарядных элементов (Nb, Zr, Ti) (рис. 4). Распределение РЗЭ характеризуется горизонтальными спектрами ( $La_N/Yb_N = 0.94-1.22$ ,

$La_N/Sm_N = 0.87-1.1$ ). Отношения тяжелых РЗЭ ( $Dy_N/Yb_N = 0.97-1.15$ ) близко к единице в пределах аналитической погрешности.



**Рис. 4.** Распределение редких и редкоземельных элементов в реконструированных расплавах из расплавных включений в оливине и в породах вулкана Меньший Брат. Серым полем показаны составы базальтов, линия – реконструированные составы стекол расплавных включений. Состав примитивной мантии по (Hofmann, 1988).

#### ПЕТРОГРАФИЯ ПРОДУКТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ: ОЛИВИН И ЛИКВИДУСНАЯ АССОЦИАЦИЯ ВКРАПЛЕННИКОВ

Основные породы обоих кратеров очень похожи по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. Они представляют собой темно-серые порфиновые базальты с массивной, реже пористой, текстурой.

Эти базальты содержат большое количество вкрапленников и гломеропорфировых сростков, которые погружены в микролитовый матрикс. В этой ассоциации обнаружены: оливин (5–15%), основной плагиоклаз (35–40% всех вкрапленников)  $An_{75-95}$ , авгит ( $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 63-67$ ,  $Wo_{33-40}$ ) (20–30%) и гиперстен ( $Mg\# 60-62$ ) (20–30%). Плагиоклаз и пироксены часто образуют гломеропорфировые сростки и включения друг в друге. Сростков оливина с другими минералами не обнаружено. Не установлено также включений оливина в других минералах. В качестве включений в оливине установлен только шпинелид. Основная масса сложена плагиоклазом, магнетитом, авгитом и вулканическим стеклом, реже встречаются оливин и гиперстен. Более подробное описание минералогии основных пород вулкана Меньший Брат можно найти в (Чибисова и др., 2009).

Вкрапленники оливина представлены изометричными зернами до 1 мм, реже встречаются кристаллы с элементами скелетного роста. Края нередко резорбированы и окружены симплекти-

товой каймой, состоящей из ортопироксена и магнетита. Шпинелид представлен идиоморфными, хорошо ограниченными кристаллами октаэдрического габитуса коричневого цвета, включенными в оливин. В некоторых случаях он присутствует как ксеногенная фаза в расплавных включениях в оливине. По составу шпинелиды представлены хромитом ( $Cr\# = Cr/(Cr + Al) = 0.46-0.58$ ). Вкрапленники такой шпинели в исследованных образцах не обнаружены.

Результаты анализа состава вкрапленников оливина из тефры и лав кратера Восток и образцов различных частей лавовых потоков кратера Коротышка приведены в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.xlsx.

Для оливина характерна прямая зональность, выражающаяся в понижении содержания форстеритового минала от центра к периферии. Магнезиальность вкрапленников находится в преде-

<sup>2</sup> 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 – Химический состав центральных частей оливинов из базальтов вулкана Меньший Брат; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx – Состав ликвидусной шпинели и оливина-хозяина из базальтов вулкана Меньший Брат; Supplementary 3, ESM\_3.xlsx – Измеренные и реконструированные составы стекол расплавных включений; Supplementary 4, ESM\_4.xlsx – Содержание  $CO_2$  в природно-закаленных расплавных включениях в оливине из обр. МД-5 вулкана Меньший Брат. Supplementary 5, ESM\_5.pdf – Методические особенности оценки содержания  $H_2O$  в захваченных расплавах различными методами.

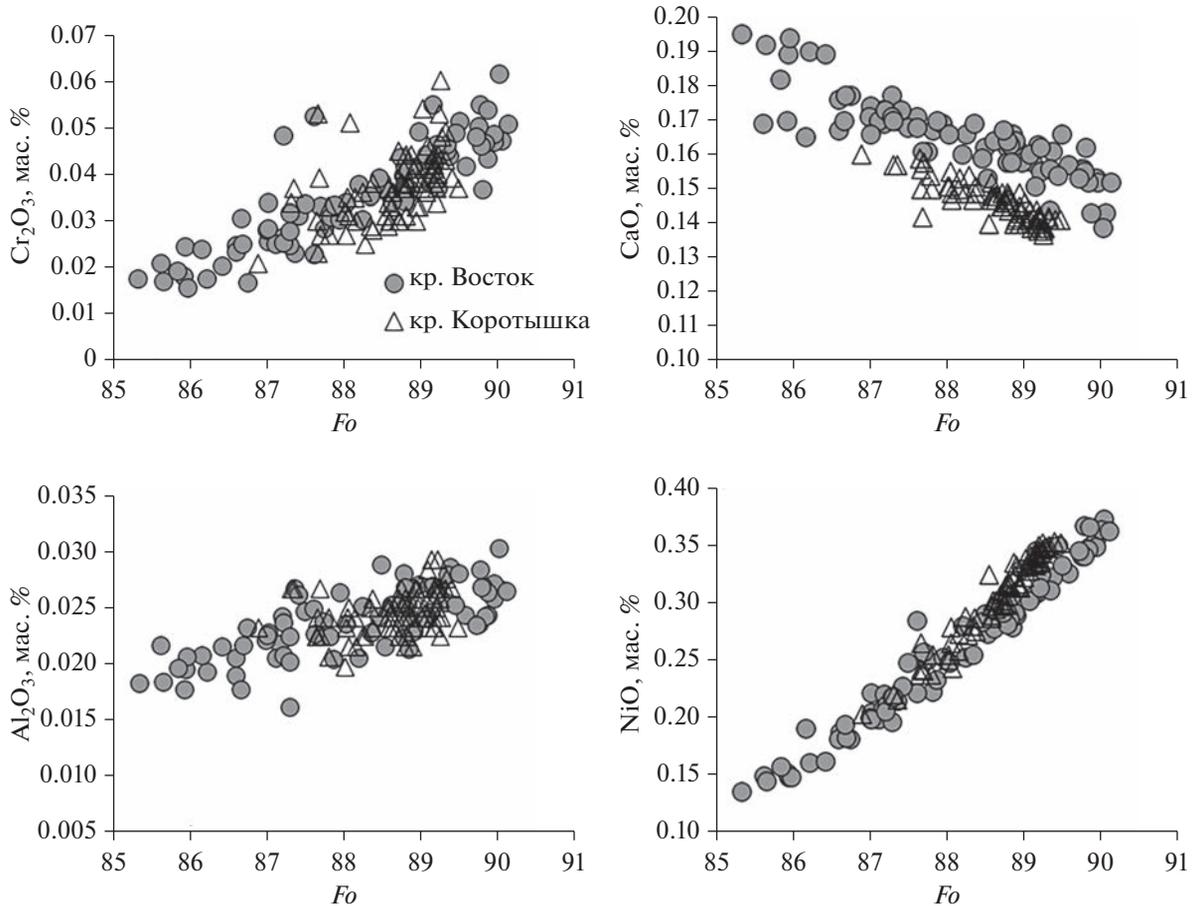


Рис. 5. Содержания CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и NiO в оливинах из тефр и базальтовых потоков конусов Восток и Коротышка.

лах 85.3–90.1 мол. %. Содержание кальция в них растет по мере роста железистости от центра к периферии от 0.14 до 0.2 мас. %. (рис. 5). При этом необходимо отметить, что оливины кратера Коротышка в целом немного менее кальциевые, чем оливины кратера Восток. Содержания алюминия и хрома, наоборот, снижаются при увеличении железистости, что может отражать совместную кристаллизацию со шпинелью. В краевых частях некоторых зерен происходит резкое увеличение содержания форстерита до 91 мол. %. Здесь же зачастую присутствуют ламели магнетита и ортопироксена, возникшие в результате позднего низкотемпературного окисления оливина (Blondes et al., 2012; Del Moro et al., 2013; Плечов, 2014). Подобные составы оливинов не использовались нами при интерпретации результатов.

Представительные составы включений шпинели во вкрапленниках оливина из тефр и базальтов обоих кратеров приведены в Supplementary 2, ESM\_2.xlsx. Они демонстрируют небольшие вариации Mg# в диапазоне от 0.37 до 0.66 и Cr# от 0.46 до 0.58 (Suppl. 2, ESM\_2.xlsx; рис. 6). Содержание TiO<sub>2</sub> находится в диапазоне 0.31–0.66 мас. %

и имеет хорошую обратную корреляцию с магнетиальностью и хромистостью (рис. 6). Определенное по балансу зарядов значение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> находится в диапазоне 1.16–2.3.

Используя приведенные выше составы и модель (Ballhaus et al., 1991), определена фугитивность кислорода для равновесия оливин–шпинель:  $NNO - 0.9 - NNO + 1$  в температурном интервале 1030–1300°C, в среднем она соответствует буферу  $NNO + 0.3$  (рис. 7). Следует отметить, что окислительно-восстановительные условия для базальтов конусов Восток и Коротышка несколько различаются и составляют в среднем  $NNO + 0.2$  и  $NNO + 0.6$  соответственно.

Включения шпинели группируются на (рис. 6в) (Kamenetsky et al., 2001) в области составов, типичных для шпинелидов из базальтов срединно-океанических хребтов, и частично попадают в поле наиболее титанистых шпинелей из перидотитов зон субдукции и перидотитов COX (рис. 6в). В целом составы изученных шпинелей согласуются с составами шпинелей из вулканитов Камчатки (Nekrylov et al., 2019).

Из приведенных выше описаний ясно, что оливин и шпинель являются наиболее ранними минералами и поэтому отнесены нами к ликвидусной ассоциации.

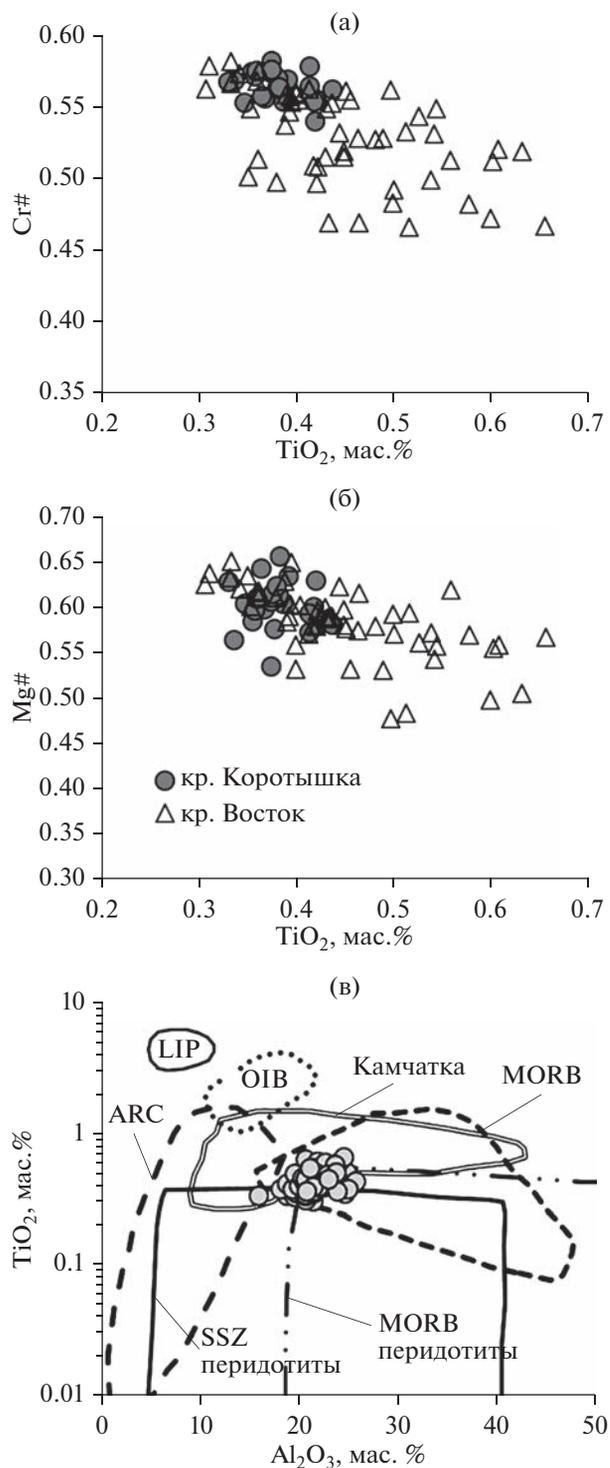
### ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Первичные расплавные включения в оливине (рис. 8) обнаружены во всех исследованных образцах. Они образуют азональные группы или одиночные включения как в центре, так и на периферии вкрапленников оливина. Обычно они имеют округлую вытянутую форму. Включений с формами негативной огранки, возникающей при кристаллизации вещества, родственного минералу-хозяину на стенках включения (Плечов, 2014), не обнаружено. Размер включений варьирует от 5 до 100 мкм, при этом большинство включений имеет размеры, не превышающие 20–30 мкм.

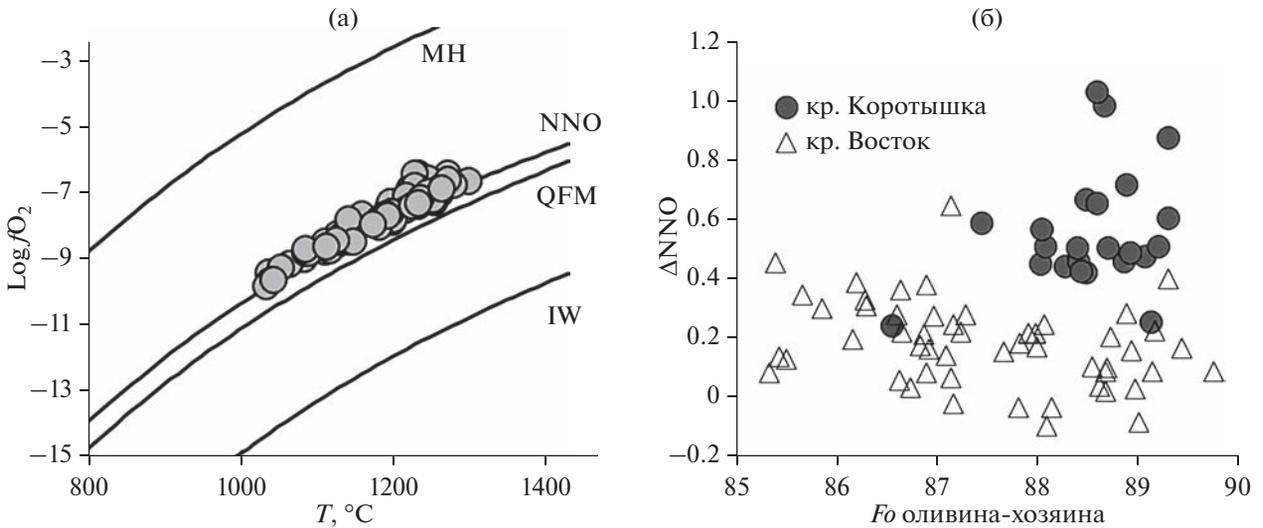
Наиболее подходящими для целей настоящей работы являются двухфазовые включения, содержащие стекло и газовый пузырек, во вкрапленниках оливина тефры конуса Восток (рис. 8а). Такие включения редки, но из-за минимального влияния постзахватного изменения они наиболее информативны для определения химического состава захваченного расплава. Подавляющее большинство расплавных включений в оливине частично или полностью раскристаллизованы и содержат стекло, кристаллические фазы и газовый пузырек (рис. 8в–8г). В некоторых включениях из оливина потоков конуса Коротышка содержатся хорошо ограненные кристаллы высокоглиноземистого клинопироксена, зеленой алюмошпинели и бурой высокохромистой шпинели, а также минерала подгруппы ренита (Низаметдинов и др., 2019б). Полностью раскристаллизованные включения с четко видимым газовым пузырьком отмечены лишь для оливинов из центральных частей лавовых потоков.

Крайне редко в оливине тефры конуса Восток встречаются первичные существенно газовые включения сингенетичные с расплавными (Низаметдинов и др., 2019а). Их размер составляет порядка 5 мкм. По данным рамановской спектроскопии они содержат углекислоту. Значимые концентрации  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2S$  и  $SO_2$  не обнаружены.

С помощью рамановской спектроскопии в газовых пузырьках первичных частично-раскристаллизованных включений установлено присутствие  $CO_2$ . На стенках этих газовых пузырьков не обнаружены каемки жидкости или кристаллы карбонатов, которые могли бы повлиять на результат рамановской спектроскопии.



**Рис. 6.** Составы включений хромистой шпинели в оливине из лав и тефры вулкана Меньший Брат (а, б); классификация составов шпинели по содержаниям  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  (Kamenetsky et al., 2001) (в). LIP – крупные изверженные провинции; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; ARC – вулканы островных дуг; SSZ перидотиты – надсубдукционные перидотиты; MORB перидотиты – перидотиты COX. Поле составов шпинелей Камчатки по (Nekrilov et al., 2019).



**Рис. 7.** Окислительно-восстановительные условия кристаллизации оливина из базальтового расплава вулкана Меньший Брат. (а) – фугитивность кислорода; (б) – отклонение значений от буфера NNO; NNO – никель-оксид никеля; QFM – кварц-фаялит-магнетит; IW – железо-вюстит; MH – магнетит-гематит.

*Поведение включений при нагревании и охлаждении*

В частично-раскристаллизованных и стекловатых расплавных включениях размягчение остаточного стекла наблюдалось при 1050–1150°C и выражалось в потемнении стекловатой фазы. Плавление кристаллических фаз становится заметным при достижении 1200–1250°C. Последний кристалл исчезает в расплаве включения при 1270–1320°C. Добиться полной гомогенизации расплавных включений не удалось, так как газовый пузырек не растворяется в расплаве вплоть до наивысшей температуры прогрева 1340°C (рис. 86). Таким образом температуру частичной гомогенизации можно считать 1270–1320°C. При этом полная гомогенизация должна происходить при еще более высоких температурах.

Как показано в работах (Portnyagin et al., 2008; Плечов, 2014), расплавные включения в процессе постзахватной эволюции, могут претерпевать изменения, связанные с потерей летучих компонентов, в первую очередь воды. Это сильно влияет на температуру гомогенизации расплавных включений и делает невозможным оценку температуры захвата на основании данных термометрических экспериментов. С учетом этого прогрев включений выполнялся до плавления последней кристаллической фазы, после чего включения закаливались.

*Состав расплавных включений*

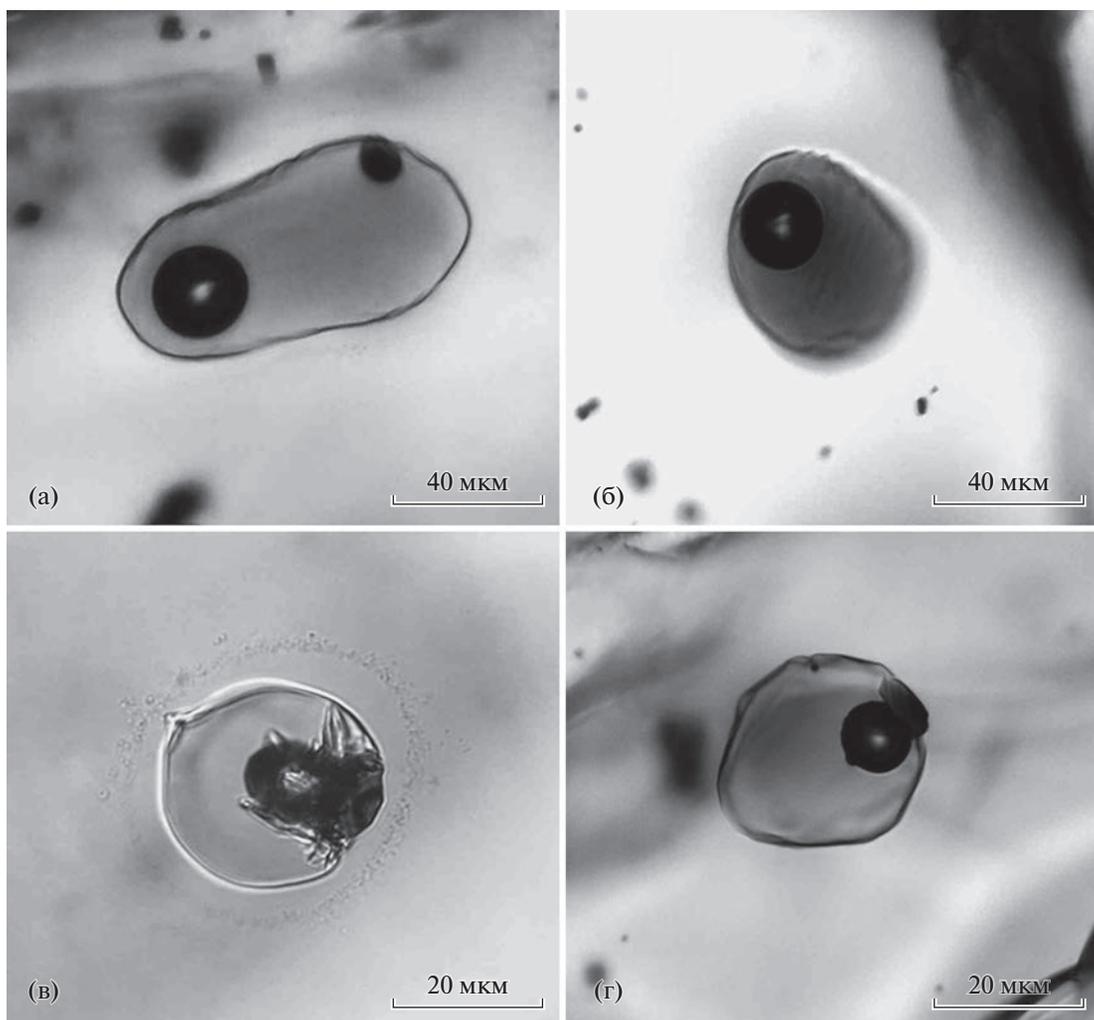
Содержания главных и примесных компонентов в стеклах расплавных включений в оливине, измеренных и оцененных с учетом коррекции (Danyushevsky et al., 2000; Danyushevsky, Plechov, 2011; Portnyagin et al., 2019), приведены в Suppl. 3,

ESM\_3.xlsx. По содержанию главных петрогенных элементов они соответствуют высокомагнезиальным низкокальциевым базальтам. По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> большинство расплавов являются низкоглиноземистыми и индекс глиноземистости во всех реконструированных захваченных расплавах не превышает единицу, увеличиваясь по мере эволюции расплава (рис. 9). При этом содержание алюминия не превышает 13.8 мас. % (Suppl. 3, ESM\_3.xlsx).

По содержанию K<sub>2</sub>O расплавы относятся к низкокальциевой островодужной серии (Suppl. 3, ESM\_3.xlsx; рис. 3e). Несмотря на более высокое содержание кремнезема, расплавы включений в оливине из потоков и тefры конуса Восток имеют более низкое содержание K<sub>2</sub>O – в среднем 0.17 мас. %, чем расплавы магм конуса Коротышка (в среднем 0.27 мас. % K<sub>2</sub>O) (табл. 2).

Составы расплавных включений в оливине обоих конусов являются более примитивными по сравнению с валовым составом породы (47.7–51.4 и 50.5–53.6 мас. % SiO<sub>2</sub> соответственно). Пересчитанные на сухой состав расплавные включения характеризуются повышенным содержанием MgO, более низкими содержаниями (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и сопоставимым с породами содержанием CaO (рис. 10).

Содержания примесных элементов в стеклах расплавных включений приведены в табл. 3. В отличие от петрогенных элементов характер распределения редких и рассеянных близок к валовому составу породы (рис. 4). В целом содержания элементов характерны для островодужных магм и характеризуются ярко выраженными минимумами высокочarged элементов Nb, Zr, Ti и положительными аномалиями крупных литофильных эле-



**Рис. 8.** Первичные расплавные включения в оливине из базальтов вулкана Меньший Брат. (а) – стекловатые природнозакаленные включения из оливина тефры кратера Восток; (б) – экспериментально закаленное включение из оливина лавового потока кратера Коротышка при 1270°C; (в) – первичное, декрепитированное, частично раскристаллизованное включение; (г) – первичное, частично раскристаллизованное включение.

ментов, таких как Sr и Ba. Стекла расплавных включений, как и породы, обогащены Th, U.

Распределение нормализованных на примитивную мантию концентраций тяжелых редкоземельных элементов в стеклах расплавных включений, как и в валовом составе породы, горизонтальное ( $Gd_N/Yb_N = 0.97–1.18$ ), что может говорить об отсутствии минералов концентраторов этих элементов в рестите. В целом концентрации РЗЭ в породе несколько выше, чем в реконструированных составах захваченных расплавов.

Содержание воды в стеклах расплавных включений, полученное при прямых измерениях на ионном микрозонде, варьирует в пределах 0.37–1.51 мас. % (табл. 3).

На основании 20 измерений методом рамановской спектроскопии средняя плотность углекислоты газовых обособлений первичных природ-

нозакаленных расплавных включений составляет  $0.1 \pm 0.05$  ( $2\sigma$ ) г/см<sup>3</sup>. Используя линейные размеры включений и газовых обособлений в них была проведена оценка концентрации CO<sub>2</sub> в захваченном расплаве (Suppl. 4, ESM\_4.xlsx) с использованием методики (Миронов и др., 2020). С учетом кристаллизации оливина-хозяина на стенках включений содержание углекислоты находится в диапазоне 0.05–0.5 мас. %.

Впервые во вкрапленниках оливина из тефр конуса Восток были обнаружены первичные флюидные включения, сингенетичные с расплавными (Низаметдинов и др., 2019а). По данным КР-спектроскопии они состоят преимущественно из CO<sub>2</sub>, плотность которой, опираясь на калибровки в работе (Миронов и др., 2020), была оценена на уровне  $0.25 \pm 0.04$  г/см<sup>3</sup>.

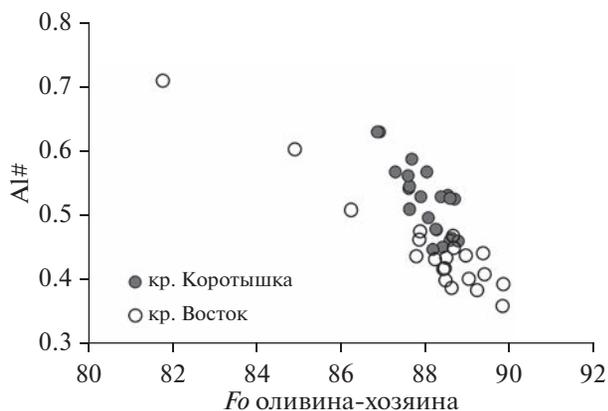


Рис. 9. Изменение глиноземистости реконструированного, расплава при кристаллизации оливина.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Состав оливина и состав источника

Петрографические особенности продуктов голоценовых извержений вулкана Меньший Брат позволяют сделать заключение, что доминирующим минералом ликвидусной ассоциации вкрапленников является оливин, совместно или непосредственно перед которым образовалось небольшое количество хромистой шпинели. Монотонное увеличение содержания Са по мере снижения магнезиальности может свидетельствовать об отсутствии в парагенезисе с оливином плагиоклаза и клинопироксена. При этом обращает на себя внимание отчетливое более низкое содержание СаО в оливинах конуса Коротышка по сравнению с оливинами из базальтов конуса Восток (рис. 5). Подобные различия не могут быть связаны с фракционированием одной магмы и, вероятнее всего, отражают особенности различных источников магм.

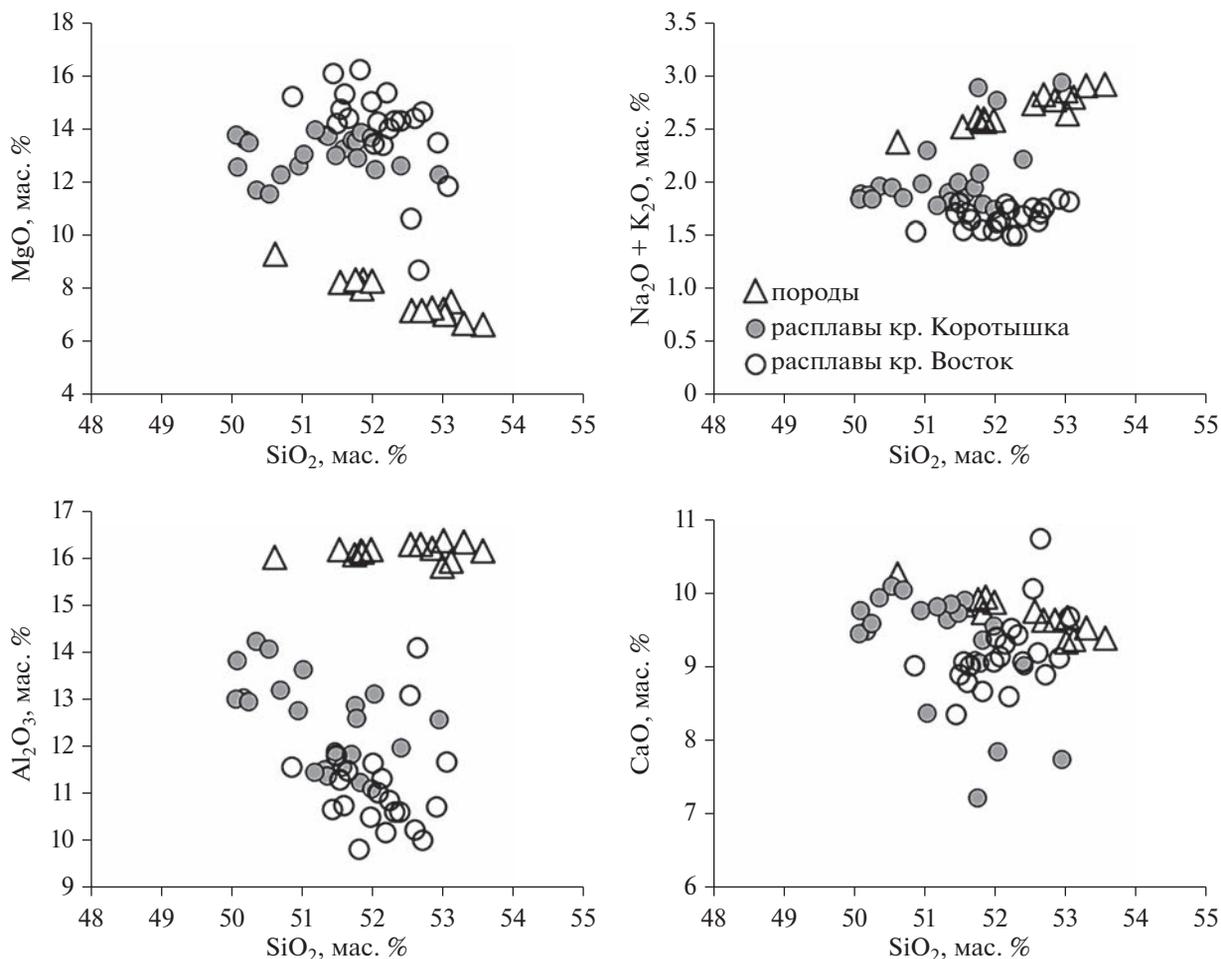
На основании данных по содержанию элементов примесей в оливине, была выполнена оценка состава источника, из которого образовывались основные расплавы. Содержания Ni и Mn в расплаве весьма чувствительны к составу источника и ликвидусный, наиболее магнезиальный оливин наследует эти характеристики (Sobolev et al., 2007). Содержание никеля в мантийных выплавках должно контролироваться преимущественно количеством оливина в рестите. Из этого следует, что плавление перидотита даст расплав с относительно низким содержанием никеля, в то время как высоконикелиевые расплавы предполагают плавление безоливинового протолита, которым, как показано в работе (Sobolev et al., 2007) может быть пироксенит. Приведенные в Suppl. 1, ESM\_1.xlsx содержания Ni и Mn в наиболее магнезиальных оливинах показывают, что основным источником вещества при образовании первичных расплавов выступал перидотит с небольшой примесью безоливинового компонента (рис. 11), в качестве которого могли выступать как пироксениты мантийного клина, так и пироксениты нижней части островодужной коры (Jull, Kelemen, 2001; Некрылов и др., 2018). Значимых различий в содержании Mn в оливине между расплавами, формировавшими базальты конусов Восток и Коротышка, не установлено. Среднее значение Fe/Mn в оливинах обоих конусов практически одинаково и составляет 1.58 (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx; рис. 11). Содержание никеля при этом несколько различается. Заметно это становится в наиболее магнезиальных оливинах. Содержание NiO в оливинах из базальтов конуса Коротышка несколько выше, чем в оливинах конуса Восток (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx; рис. 5).

Подобные закономерности могут свидетельствовать о близком по составу источнике, даже несмотря на имеющиеся небольшие различия в содержаниях СаО и NiO в оливинах. Это может

Таблица 2. Средний состав (мас. %) захваченных и первичных расплавов базальтов вулкана Меньший Брат

Кратеры	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Cl	H <sub>2</sub> O
Средний состав захваченных расплавных включений после реконструкции содержаний H <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub> (Portnyagin et al., 2019) и Fe-Mg обмена, и кристаллизации оливина на стенках включения в программе Petrolog 3.1														
Коротышка	48.94	0.53	11.97	1.35	9.24	0.10	12.44	8.88	1.69	0.27	0.08	0.17	0.12	4.60
STD%	0.90	0.06	0.95	0.07	0.06	0.03	0.63	0.75	0.29	0.06	0.01	0.06	0.04	0.66
Восток	49.28	0.53	10.55	1.11	9.46	0.06	13.25	8.71	1.41	0.17	0.07	0.17	0.09	5.43
STD%	0.38	0.04	0.96	0.05	0.05	0.02	1.67	0.48	0.09	0.02	0.01	0.02	0.03	0.44
Реконструированные первичные расплавы в равновесии с оливином Fo <sub>90</sub>														
Коротышка	48.23	0.49	11.04	2.33	8.41	0.09	15.11	8.19	1.56	0.25	0.07	0.16	0.11	4.25
STD%	0.81	0.06	0.75	0.07	0.07	0.03	0.08	0.70	0.27	0.05	0.01	0.05	0.04	0.65
Восток	48.77	0.50	10.00	2.72	8.04	0.05	14.92	8.27	1.34	0.17	0.07	0.17	0.08	5.17
STD%	0.34	0.03	0.55	0.05	0.12	0.02	0.17	0.16	0.08	0.02	0.01	0.02	0.03	0.45

Примечание. H<sub>2</sub>O по (Portnyagin et al., 2019).

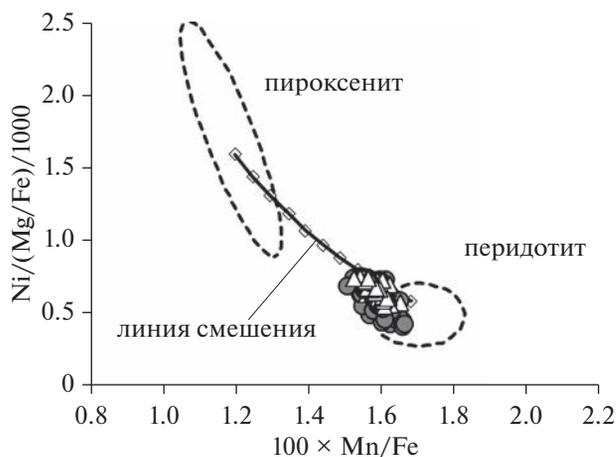


**Рис. 10.** Составы расплавных включений (кружки) и составы базальтов (треугольники) потоков Восток и Коротышка. Составы расплавных включений после реконструкции Si-H и последующей коррекции Fe-Mg обмена, пересчитанные на сухой состав.

быть связано как с несколько различающимся количеством пироксенитового компонента в источнике при образовании магм, так и с различиями в содержании воды в исходных расплавах.

#### *Температуры кристаллизации ликвидусной ассоциации вкрапленников*

Как уже говорилось выше, определение температур кристаллизации ликвидусной ассоциации на основании температур гомогенизации первичных расплавных включений невозможно, так как достичь ее не удалось даже при температуре, превышающей 1300°C. Это можно объяснить диффузионной потерей воды из включений, которая могла произойти в ходе термометрического эксперимента или еще в процессе подъема магмы и извержения (Portnyagin et al., 2008; Mironov et al., 2015). По этой причине оценка температур в данной работе была проведена путем расчета для равновесия оливин–расплав с учетом данных, полу-



**Рис. 11.** Состав источника и линия смешения компонентов, на основании содержаний Ni и Mn в наиболее магнезиальных ликвидусных оливинах из базальтов вулкана Меньший Брат, по (Sobolev et al., 2007). Кружки – оливины кратера Восток, треугольники – оливины кратера Коротышка.

**Таблица 3.** Редкие и редкоземельные элементы в реконструированных захваченных расплавах

Компоненты	MD-18-1	MD-18-2	MD-18-3	MD-18-4	MD-18-5*
SiO <sub>2</sub>	48.95	49.80	49.04	49.37	49.44
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.64	0.54	0.55	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.38	12.52	11.08	10.63	11.24
FeO	10.45	10.46	10.46	10.46	10.46
MnO	0.03	0.05	0.06	0.09	0.09
MgO	14.39	9.65	12.96	12.79	12.14
CaO	8.13	9.64	8.71	8.81	9.07
Na <sub>2</sub> O	1.47	1.52	1.40	1.41	1.41
K <sub>2</sub> O	0.19	0.16	0.18	0.17	0.16
S	0.16	0.21	0.19	0.20	0.21
Cl	0.14	0.08	0.14	0.14	0.05
H <sub>2</sub> O (Portnyagin et al., 2019)	5.3	5.4	5.4	5.5	5.3
оливин-хозяин, Fo	89.85	84.89	88.66	88.48	87.87
Ti	3103	3430	3142	3207	2633
Cr	13.9	27.3	15.1	40.6	132
Rb	73.4	67.3	48.2	36.5	14.7
Sr	93.7	120	128	145	162
Ba	61.1	48.3	53.8	51.2	47.7
Ce	5.97	4.80	4.94	5.33	4.51
Sm	1.62	1.54	1.43	1.51	1.35
Hf	1.06	1.12	0.96	0.98	0.89
Th	0.32	0.21	0.25	0.24	0.22
U	0.14	0.11	0.12	0.10	0.09
Ta	0.26	0.19	0.18	0.20	0.19
Lu	0.22	0.28	0.23	0.24	0.19
Dy	2.34	2.33	2.15	2.24	1.71
Nd	4.83	4.76	4.44	4.61	3.39
Pr	0.85	0.78	0.73	0.76	0.59
La	2.22	1.97	1.78	1.91	1.51
Nb	0.42	0.36	0.35	0.39	0.27
Zr	26.6	25.2	24.1	24.5	17.8
Y	12.90	13.27	12.26	12.87	9.18
V	218	251	213	208	169
Gd	2.30	2.32	1.81	2.18	2.01
Yb	1.71	1.74	1.50	1.48	1.42
Eu	0.61	0.61	0.56	0.59	0.43
Er	1.57	1.68	1.54	1.67	1.42
H <sub>2</sub> O	1.31	0.55	1.51	0.37	0.01
F	0.013	0.010	0.013	0.016	0.005

Примечание. Оксиды, S, Cl, H<sub>2</sub>O, F даны в мас. %, элементы – в г/т. Захваченные составы расплавных включений после реконструкции содержаний H<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> (Portnyagin et al., 2019) и Fe-Mg обмена, и кристаллизации оливина на стенках включений. \*Вскрытое и дегазированное включение.

ченных по составам оливина и захваченных им расплавов.

Температуры кристаллизации были рассчитаны в соответствии с моделью (Ford et al., 1983) для окислительно-восстановительного потенциала, отвечающего буферу  $\text{NNO} + 0.6$  для расплавов кратера Коротышка и  $\text{NNO} + 0.2$  для кратера Восток. Ранее было показано, что эта модель наиболее точно описывает равновесие между оливином и расплавом при мантийных температурах (Крашенинников и др., 2017). Однако расчет велся без учета содержания воды, поэтому оценки температуры кристаллизации оливина из базальтовых расплавов вулкана Меньший Брат следует считать завышенными. Полученные в рамках данной модели температуры кристаллизации (без учета потенциальной потери воды расплавленным включением) ликвидусной ассоциации составили  $1145\text{--}1310^\circ\text{C}$ . При этом необходимо отметить, что при восстановлении потери кремния и воды из расплавленного включения по методу (Portnyagin et al., 2019), температуры равновесия с учетом влияния воды, оцененные по (Falloon, Danyushevsky, 2000), составляют  $1070\text{--}1240^\circ\text{C}$  (Suppl. 3, ESM\_3.xlsx).

Более корректные оценки температур могут быть получены с применением минералогических термометров, основанных на распределении Al между оливином и шпинелью (Coogan et al., 2014), которые не чувствительны к содержанию воды в расплаве. Значения температуры по этой модели составляют  $1090\text{--}1170^\circ\text{C}$ , которые мы считаем наиболее близкими к истинным температурам кристаллизации (Suppl. 2, ESM\_2.xlsx).

#### *Особенности составов первичных расплавов базитов вулкана Меньший брат*

Для оценки состава первичного расплава использовались реконструированные с учетом потери воды, кремния и постзахватного Fe-Mg обмена составы стекол первичных расплавленных включений в оливине. Эти составы были пересчитаны до равновесия с наиболее магнезиальным оливином в изученных базальтах с  $Fo_{90}$ , путем добавления оливина в расплав с помощью программы Petrolog 3.1 (см. выше раздел “Пробоподготовка и методы исследования”). Полученные результаты приведены в табл. 2 и Suppl. 3, ESM\_3.xlsx. Содержание редких и редкоземельных элементов также было скорректировано с учетом добавления оливина в расплав (табл. 3).

Таким образом, первичные расплавы, равновесные с ликвидусным оливином, имеют базальтовый состав, характеризующийся содержаниями  $\text{SiO}_2$   $47\text{--}50.3$  мас. % и MgO  $15.5$  мас. %. Они соответствуют низкокалорической низкоглиноземистой серии и характеризуются повышенным для Курило-Камчатского региона содержанием магния

(Чибисова и др., 2009). Неожиданным результатом проведенных исследований оказалось то, что исходные расплавы для пород конусов Восток и Коротышка, имеющих близкий возраст, заметно различаются по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$ . Расплавы, из которых кристаллизовался ликвидусный оливин пород конуса Коротышка, содержат в среднем  $0.25$  мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ , в то время как оливин пород конуса Восток образовался преимущественно из более низкокалорических расплавов с содержанием  $\text{K}_2\text{O}$   $0.17$  мас. %. Это заставляет сделать предположение о заметных различиях в составах исходных магм либо в различиях в истории эволюции единой исходной магмы этих двух конусов.

Как показано на рис. 10 валовые соотношения главных породообразующих компонентов в составах продуктов извержений не совсем соответствуют расплавам, из которых кристаллизовались оливин и шпинель. Фракционированием этих минералов можно приблизительно объяснить только вариации MgO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочей. Содержание CaO не требует фракционирования, хотя должно показывать картину поведения аналогично несовместимым элементам, таким как алюминий или щелочи.

С позиций классической фракционной кристаллизации магмы также трудно объяснить характер распределения некоторых редких и рассеянных элементов. Известно, что некогерентные элементы должны накапливаться в расплаве и в случае фракционирования их содержания в породе должны быть выше, чем в расплавах. При кристаллизации оливина и хромита несовместимыми будут практически все редкие и рассеянные элементы за исключением Sr и Li, которые могут присутствовать в примесных количествах в оливине, или Zn и V в хромите. На поведение мобильных элементов оказывает влияние наличие или отсутствие флюидной фазы в ходе эволюции магмы. Такие элементы как Th, U, Pb, в силу достаточно высокой подвижности должны иметь более высокие концентрации в исходных, не дегазированных расплавах и снижаться в продуктах извержений. Наши данные показывают противоположную картину. Расплавы, из которых кристаллизуются ликвидусные минералы обогащены тяжелыми РЗЭ (Er, Yb, Lu), в то время как породы обогащены более мобильными Th и U (рис. 12 и рис. 4). Подобное поведение элементов с различной несовместимостью может являться следствием фракционирования в открытой системе (REFC — recharge-evacuation-fractional crystallization) с многократным обновлением магматической камеры свежими порциями расплавов, как предлагается для серии основных пород вулкана Толбачик (Portnyagin et al., 2015).

Для изученных пород и первичных расплавов отмечается положительная Sr-аномалия (рис. 4),

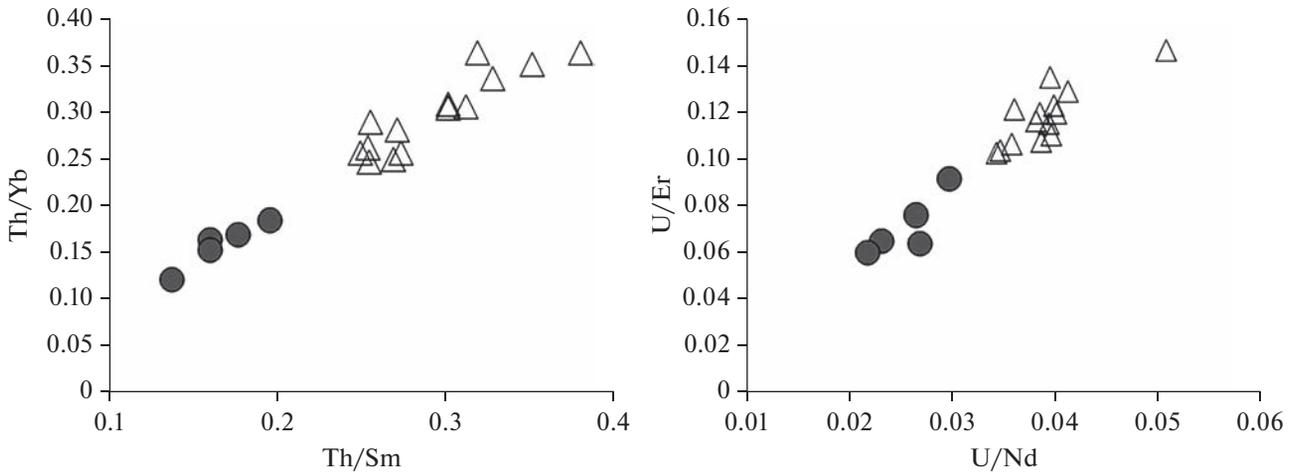


Рис. 12. Отношение мобильных компонентов (Th и U) к средним и тяжелым редким элементам. Треугольники – породы; кружки – реконструированные захваченные расплавы.

которая является характерной региональной особенностью (Еремина и др., 2014) для базальтов и их дифференциатов, высокоглиноземистых и магнезиальных андезибазальтов Камчатки. Она характерна для базальтов Харчинского вулкана (Еремина и др., 2014; Секисова и др., 2021), глиноземистых плагиобазальтов вулкана Плоский Толбачик, магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской (Еремина и др., 2014), базальтов Карымского вулкана (Тобелко и др., 2019), пород вулкана Жупановский (Плечова и др., 2011) и других проявлений основного вулканизма Камчатки и Курил (Мартынов и др., 2015; Smirnov et al., 2021).

Эта особенность может свидетельствовать о схожей эволюции островодужных магм Курило-Камчатской системы, имеющих близкий по геохимии источник. При этом фракционирования плагиоклаза при ранней эволюции основных мантийных расплавов не происходит.

*Летучие компоненты в магмах*

Основные магмы в зонах субдукции могут образовываться в мантийном клине, метасоматизированном флюидами, выделяющимися при дегидратации субдуцирующей океанической коры (Stolper et al., 1994; Van Keken et al., 2002; Portnyagin et al., 2007; Grove et al., 2012; и др.).

Изучение содержания воды в исходных мантийных расплавах традиционно проводится на основании прямых измерений в стеклах расплавных включений методом вторичной ионной масс-спектрометрии. Именно таким методом были произведены первые оценки водосодержания исходных расплавов в зонах субдукции и СОХ (Sobolev, Chaussidon, 1996) и впоследствии других геодинамических обстановок.

В последнее время было показано, что вода, захваченная расплавными включениями в оливине, может мигрировать из включения как в процессе извержения в лавовом потоке (Portnyagin et al., 2008; Chen et al., 2011; Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013), так и в процессе термометрических экспериментов по гомогенизации включений (Mironov et al., 2015; Kamenetsky et al., 2017), несмотря на соблюдение рекомендаций по сокращению времени высокотемпературных экспериментов для минимизации процессов диффузии. В связи с этим данные, полученные при прямом измерении воды в стеклах расплавных включений, требуют дальнейшей коррекции, и их можно интерпретировать как минимальные концентрации.

В работе (Plank et al., 2013) было показано, что мантийные базальтовые магмы в надсубдукционных обстановках могут содержать в среднем порядка 4 мас. % воды. Определение водосодержания в наиболее примитивных расплавах фронтальных вулканов Камчатки: Ключевской, Толбачик, Жупановский, Горелый, Карымский (Тобелко и др., 2019; Назарова и др., 2017; Mironov et al., 2015; Kamenetsky et al., 2017) позволяет сделать заключение, что содержание воды в них существенно больше, чем считалось ранее, и может достигать 5 мас. %. Такие высокие исходные концентрации требуют пересмотра температурных параметров плавления мантийного субстрата и эволюции полученных расплавов.

Первые оценки содержания воды в исходных расплавах для базальтов вулкана Меньший Брат, основанные на прямых измерениях в первичных расплавных включениях, приведены в (Коваленко и др., 2004) и составляют 0.07 мас. %. Полученная нами концентрация воды в экспериментально гомогенизированных первичных расплавных включениях находится в диапазоне 0.37–1.5 мас. %

**Таблица 4.** Содержание воды в захваченных расплавах, определенное различными методами

Метод определения	Диапазон значений	Среднее	Диапазон значений	Среднее
	Кратер Коротышка		Кратер Восток	
(Gavrilenko et al., 2016) после реконструкции Fe-Mg обмена	3.6–6.3	5.6	4.9–5.5	5.3
(Gavrilenko et al., 2016) после реконструкции H-Si и Fe-Mg обмена	1.7– 4.0	3.1	0.8–3.9	2.4
(Portnyagin et al., 2019) после реконструкции H-Si и Fe-Mg обмена	3.2–6	4.7	4.7–6.4	5.5
(Almeev et al., 2007) после реконструкции Fe-Mg обмена	2.8–7.1	5.5	1.2–7.2	5
(Almeev et al., 2007) после реконструкции H-Si и Fe-Mg обмена	4.4–9.3	7.5	3.2–10	7.6

Примечание. H-Si: реконструкция содержания потерянной воды и SiO<sub>2</sub> по (Portnyagin et al., 2019). Fe-Mg: реконструкция Fe-Mg обмена после захвата включения с помощью программы Petrolog 3.1. Модель (Almeev et al., 2007) – реальные температуры по (Coogan et al., 2014), сухие температуры по (Ford et al., 1993).

(табл. 3). Используя методические подходы, изложенные в (Sobolev et al., 2016; Назарова и др., 2017), и модель (Almeev et al., 2007), было показано, что содержание воды в исходных расплавах базальтов и андезибазальтов вулкана Меньший Брат могло достигать 5 мас. % и закономерно снижалось по мере кристаллизации ликвидусной ассоциации, представленной оливином и шпинелью (Низаметдинов и др., 2019а).

Полученные в настоящей работе новые данные по составам расплавных включений в оливине и более точные оценки температур сухого равновесия, с использованием изложенного выше подхода, позволили уточнить, что содержание воды в магмах составляло в среднем 5–5.5 мас. % и могло достигать 7 мас. % с последующим снижением по мере эволюции (табл. 4; Suppl. 3, ESM\_3.xlsx). Необходимо отметить, что для этих оценок мы использовали температуры сухого равновесия оливин–расплав (Ford et al., 1983) без учета потери воды и кремния расплавом (Portnyagin et al., 2019).

Новый подход к оценке диффузионной потери воды из захваченных расплавов предложен в работе (Portnyagin et al., 2019). Описанные алгоритмы позволяют восстановить исходный состав захваченных включений после модификаций, связанных с потерей воды и SiO<sub>2</sub>. Предложенные в данной работе методы позволяют сделать заключение, что содержание воды в захваченных расплавах кратера Коротышка могло достигать 6 мас. %, а во включениях кратера Восток 6.4 мас. % (Suppl. 3, ESM\_3.xlsx), при средних содержаниях 4.7 и 5.5 мас. % соответственно (табл. 4, Suppl. 5, ESM\_5.pdf).

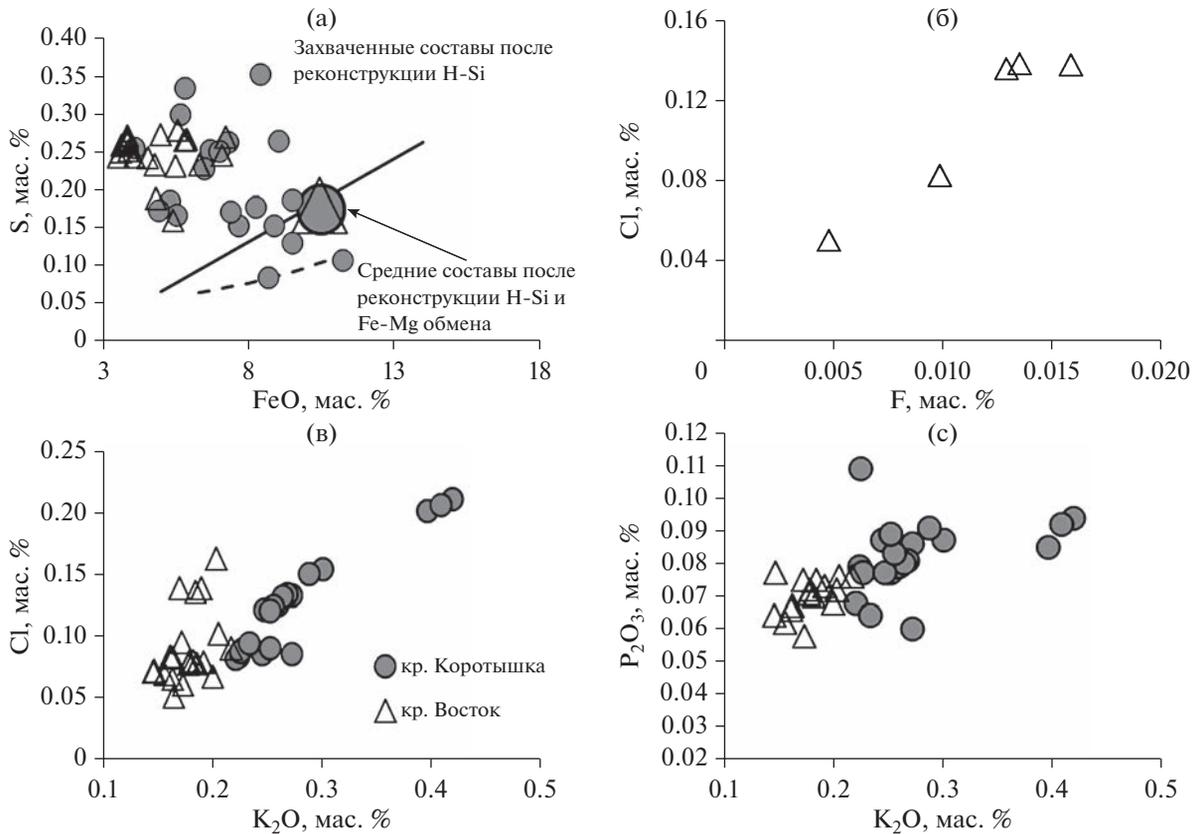
Другим гигрометром для основных пород является зависимость коэффициента распределения CaO между расплавом и оливином от содержания воды (Gavrilenko et al., 2016). При использовании данных по содержанию CaO в реконструированных захваченных расплавах без учета потенциального водосодержания (сухие расплавы) содержание воды достигает 6.3 и 5.5 мас. % для базальтов кра-

теров Коротышка и Восток соответственно (табл. 4, Suppl. 5, ESM\_5.pdf).

Данные независимых оценок водосодержания в большинстве случаев (табл. 4) хорошо согласуются друг с другом, уточняют и подтверждают полученные ранее результаты о потенциально высоком водосодержании исходных расплавов, питающих вулкан Меньший Брат (Низаметдинов и др., 2019а).

Полученные значения плотности углекислоты в газовых обособлениях природнозакаленных расплавных включений, составляющие в среднем  $0.1 \pm 0.05$  (2 $\sigma$ ) г/см<sup>3</sup>, позволили провести количественную оценку содержания CO<sub>2</sub> (Миронов и др., 2020) в захваченных и исходных расплавах (Suppl. 4, ESM\_4.xlsx). С учетом кристаллизации оливина на стенках включений содержание углекислоты находится в диапазоне 0.05–0.5 мас. %. Так как концентрация CO<sub>2</sub> в стекле расплавных включений нам не известна, полученные значения можно считать минимально возможными концентрациями в расплаве при захвате расплавных включений. На основании экспериментов по растворимости CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в базальтовом расплаве (Shishkina et al., 2010) давление при захвате включений превышало 7 кбар. Эти данные могут говорить о том, что кристаллизация оливина началась на глубинах более 19 км.

Первичные флюидные включения, сингенетичные с расплавными (Низаметдинов и др., 2019а), по данным КР-спектроскопии, состоят преимущественно из CO<sub>2</sub>, чья плотность, опираясь на калибровки в работе (Миронов и др., 2020), была оценена как  $0.25 \pm 0.04$  г/см<sup>3</sup>. Если температуры захвата этих включений принять за 1090–1220°C, то давление захвата не могло превышать 1 кбар. Это подразумевает, что ее выделение в виде флюида происходило уже в приповерхностной камере, на глубинах, не превышающих 3 км. На основании данных из (Shishkina et al., 2010), концентрация CO<sub>2</sub> в базальтовом расплаве на момент дегазации оценена около 400 ppm, что хорошо согласуется с приведенными выше минимальными оценками



**Рис. 13.** Сера, хлор и фтор в стеклах расплавных включений в оливине из базальтов вулкана Меньший Брат. (а) – реконструкция H-Si по методике (Portnyagin et al., 2019), постзахватный Fe-Mg обмен в программе Petrolog 3.1. Сплошная линия – состав стекол морских базальтов, содержащих сульфидную фазу, по (Mathez, 1976); пунктирная линия – экспериментальная кривая насыщения базальтового расплава серой при 1200°C и 1 атм., по (Haughton, 1974); (б) – содержание F по данным ионного зонда.

содержания углекислоты в расплавных включениях.

Содержание хлора в реконструированных захваченных расплавах составляет 0.05–0.21 мас. % и имеет отчетливую положительно корреляцию с калием (рис. 13в). Мы можем предположить, что наиболее низкое содержания хлора в расплавных включениях (ниже 0.05 мас. %) может являться следствием декрепитации расплавных включений в процессе термометрических экспериментов.

Содержание фосфора в расплавах, из которых кристаллизовались оливин и шпинель, варьирует от 0.06 до 0.11 мас. %, и так же, как и хлор, показывает положительную корреляцию с K<sub>2</sub>O (рис. 13г).

Содержание F в реконструированных расплавах варьирует от 50 до 160 г/т и хорошо коррелирует с концентрациями Cl. Оба этих элемента накапливаются в расплаве по мере его эволюции (рис. 13б). Значение F/Cl при этом достаточно стабильно: 0.09–0.12, что может говорить об отсутствии фаз-концентраторов этих элементов на ранних стадиях кристаллизации.

Содержание серы в расплавных включениях после реконструкции потерь воды и кремния варьирует от 0.08 до 0.35 мас. % (рис 13а, Suppl. 3, ESM\_3.xlsx) и слабо различается для обоих конусов вулкана Меньший Брат. Полученные средние значения после реконструкции Fe-Mg обмена находятся на линии составов стекол морских базальтов, содержащих сульфидную фазу (Mathez, 1976), и выше экспериментальной линии насыщения базальтового расплава серой (Haughton, 1974). Несмотря на то, что самостоятельной сульфидной фазы в расплавных включениях нами обнаружено не было, можно с уверенностью утверждать, что захваченные расплавы были близки к уровню насыщения серой при *P-T-fO<sub>2</sub>* параметрах захвата.

Наиболее интересной особенностью является четкое различие по содержанию летучих компонентов в захваченных расплавах, участвовавших в извержениях разных конусов. Расплавы магм, формировавших базальты конуса Коротышка, отличаются от расплавов конуса Восток более вы-

сокими концентрациями летучих компонентов (рис. 13в, 13г).

#### *Особенности и различия образования магм кратеров Восток и Коротышка*

Как уже было показано выше, кристаллизация ликвидусных минералов базальтов и андезибазальтов кратеров Восток и Коротышка проходила из близких по составу расплавов. Однако при этом отмечаются небольшие, но отчетливые различия как по составу, так и по условиям генерации и эволюции исходных расплавов. В первую очередь можно отметить более высокую калие-ность основных расплавов кратера Коротышка (рис. 3е). По содержанию главных компонентов захваченные расплавы обоих кратеров близки. Единственное отличие составов ликвидусных минералов кратера Восток – оливина и включенный шпинели в нем, заключается в том, что они имеют более широкий диапазон вариаций. Это может говорить о несколько более длительной эволюции магмы перед извержением.

Заметные различия в содержании СаО в оливине отмечаются между лавами и пирокластикой обоих конусов. При одинаковых значениях магнетиальности содержание СаО заметно ниже в оливинах кратера Коротышка (рис. 5). При этом содержание NiO в этих оливинах несколько выше. Среднее отношение  $Ni^*$  ( $Ni/(Mg/Fe)/1000$ , Sobolev et al., 2007) составляет 0.7 для оливинов кратера Коротышка и 0.62 для оливинов из базальтов кратера Восток (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx). При этом средние значения количества пироксенитового компонента в источнике, по (Sobolev et al., 2007), для обоих кратеров различаются слабо и составляют порядка 20% (рис. 11, Suppl. 1, ESM\_1.xlsx).

Составы включений шпинели в оливине имеют близкий состав. Можно отметить лишь, что среди шпинелей кратера Восток встречаются более титанистые разновидности и диапазон вариаций хромистости в них шире (рис. 6а, 6б). При этом окислительно-восстановительный потенциалы расплавов при кристаллизации шпинели, рассчитанные по (Ballhaus et al., 1991), имеют заметные отличия. В расплавах, образующих базальты кратера Коротышка, они находятся на уровне  $NNO + 0.6$ , тогда как для кратера Восток характерные средние значения составляют  $NNO + 0.2$ .

Более заметные различия наблюдаются в составе и количестве летучих компонентов. Захваченные расплавы кратера Коротышка имеют более высокие содержания Р и Cl (рис. 13в, 13г).

Оценки содержания воды различными методами показывают в целом схожие результаты для обоих кратеров. Определение воды по моделям (Gavrilenko et al., 2016; Almeev et al., 2007) после реконструкции Fe-Mg постзахватного переувлажнения и кристаллизации оливина-хозяина показывает средние значения 5.6–5.3 и 5–5.5 мас. % соответственно (рис. 13, табл. 4). Эти

результаты близки с данными, полученными по методу (Portnyagin et al., 2019) после реконструкции потери воды и кремния и последующей реконструкции Fe-Mg переувлажнения, средние значения которых составляют 4.7–5.5 мас. % воды (табл. 4).

Можно утверждать, что основные расплавы кратера Коротышка были более обогащены летучими компонентами и кристаллизовались в более окисленных условиях из более высококалиевых расплавов, чем магмы кратера Восток. Роль пироксенитового компонента при образовании исходных расплавов, питавших оба кратера, была сопоставимой.

#### ПАРАМЕТРЫ ГЕНЕРАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ, ПИТАВШИХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ

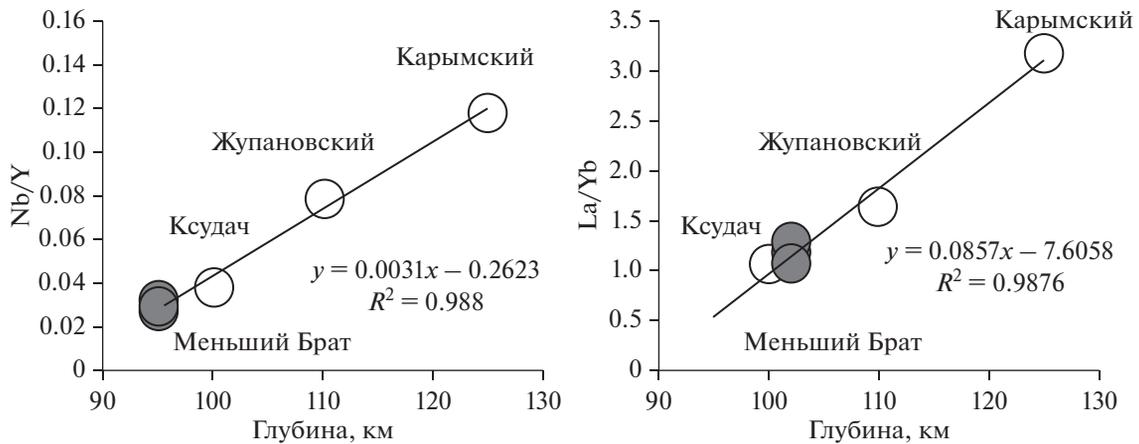
##### *Температура и глубина образования флюида*

При построении моделей надсубдукционного магматизма и вулканизма большое значение играет определение параметров отделения флюида от слэба, определяющих условия плавления метасоматизированных пород мантийного клина. Модели, изложенные в (Plank et al., 2009; Herrman, Spandler, 2008), позволяют оценить температуры образования флюида в зоне субдукции по соотношению содержаний Се, К,  $H_2O$  в мантийных расплавах, что, в свою очередь, позволит оценить глубину мантийной магмогенерации.

Содержание воды в исходных расплавах было принято равным 5.5 мас. % (Низаметдинов и др., 2019а). Среднее содержание  $K_2O$  в захваченных расплавах, из которых кристаллизуются ликвидусные минералы, составляет 0.27 и 0.175 мас. % для кратеров Восток и Коротышка соответственно (табл. 2), а концентрация Се варьирует от 6 до 4.5 ppm (табл. 3). Исходя из этих значений отношения будут составлять 0.045–0.032 для  $K_2O/H_2O$  и 9220–11465 для  $H_2O/Se$ .

По данным сейсмического зондирования фокальная зона землетрясений и зона отделения флюида под островом Итуруп находится на глубине 100–120 км (Авдейко и др., 2006; Sygacuze et al., 2010). В соответствии с моделью (Sygacuze et al., 2010) температура поверхности слэба для Южных Курил должна составлять 665–695°C при 35–40 кбар. Опираясь на геохимические параметры расплавов, из которых кристаллизовался оливин вулкана Меньший Брат, и результаты экспериментов в (Herrmann, Spandler, 2008), температура отделяющегося от слэба флюида при 35 кбар будет порядка 670°C, что хорошо согласуется с представленными выше сейсмическими данными и результатами моделирования.

Оценка температуры, проведенная на основании уравнения для соотношения  $H_2O/Se$ , предложенного в работе (Plank et al., 2009), показывает, что температура дегидратации пород слэба со-



**Рис. 14.** Вариации отношений некоторых несовместимых элементов в расплавных включениях из оливинов базальтов вулкана Меньший Брат и некоторых фронтальных вулканов Камчатки (Плечова и др., 2011) в зависимости от глубины до поверхности субдуцирующей плиты. Средние значения для вулкана Ксудач и Карымский (Portnyagin et al., 2007), для вулкана Жупановский (Плечова и др., 2011). Значение глубины субдуцирующей плиты под вулканом Меньший Брат рассчитано на основании регрессии, полученной по данным из работы (Плечова и др., 2011).

ставляла 685–705°C, что в среднем несколько выше оценок на основании уравнения для соотношения  $K_2O/H_2O$ . Возможно, это связано с тем, что этот геотермометр был откалиброван для чисто водной системы. Как показано в экспериментальной работе (Rustioni et al., 2019), такое завышение может быть связано с влиянием хлора в системе, содержание которого во флюиде, отделяемого от плиты, существенно повышает растворимость ряда несовместимых элементов, в том числе Се. Полученные нами значения  $H_2O/Se$ , и, как следствие, температуры, имеют хорошую положительную корреляцию с  $Cl$  в стеклах расплавных включений (табл. 3). Таким образом, можно полагать, что определение температуры по уравнению (Planck et al., 2009) дает небольшое систематическое завышение, увеличивающееся с ростом содержания хлора в расплаве.

Вариации отношений некоторых несовместимых элементов, таких как  $La/Yb$  и  $Nb/Y$ , в первичных расплавах показывающие хорошую зависимость от глубины погружающейся плиты (рис. 14), показанные для некоторых фронтальных вулканов Камчатки (Плечова и др., 2011), позволяют провести геохимическую оценку глубины слэба и под о. Итуруп.  $La/Yb = 1.06–1.3$  и  $Nb/Y = 0.027–0.033$  дают величины порядка 95–105 км, что хорошо согласуется с изложенными выше оценками по геофизическим данным (Авдейко и др., 2006) и результатами моделирования (Sygacuze et al., 2010).

*Температура и степень плавления мантийного субстрата*

Для определения температурных параметров плавления мантийного субстрата была использована модель, основанная на величине отклонения

температуры плавления перидотита от сухого солидуса в зависимости от содержания воды в субстрате и степени его плавления (Portnyagin et al., 2007).

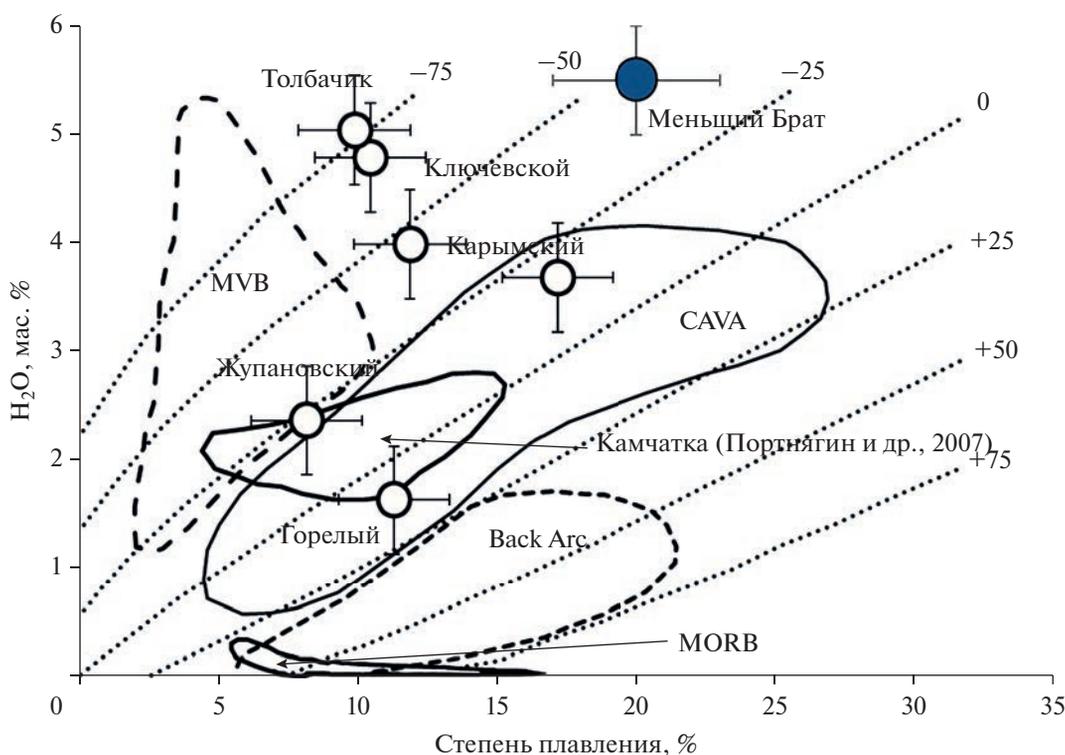
Степень плавления мантийного источника была оценена несколькими различными способами.

1. Модель, предложенная (Hellebrand et al., 2001), позволяет оценить степень плавления, опираясь на хромистость ликвидусной шпинели. Включения шпинели в наиболее магнезиальном оливине имеют  $Cr\# = 0.53–0.58$ . Что соответствует степени плавления 17–18%.

2. Оценками степени плавления по модели, предполагающей, что содержание титана в ликвидусной шпинели, находящейся в равновесии с наиболее магнезиальным оливином, контролируется исключительно степенью плавления мантийного источника (Nekrylov et al., 2019) при отсутствии в парагенезисе других титансодержащих минералов (Kamenetsky et al., 2001). При  $TiO_2 = 0.33–0.45$  мас. % степень плавления составляет 17–25%, что хорошо согласуется с оценками по предыдущей модели.

3. Прямые расчеты на основе формулы частичного плавления (Shaw, 1970) с использованием для расчетов  $Ti$ ,  $Zr$  и  $Y$  показывают степень плавления порядка 18–23%.

Полученные оценки по содержанию воды в исходных расплавах (в среднем 5.5 мас. %) и оценки степени плавления исходного мантийного субстрата (17–25%) позволяют предположить, что образование исходного расплава могло происходить при температурах на 50°C ниже сухого солидуса перидотита, что составляет 1225°C (рис. 15). Близкие температуры плавления мантийного источника на 50–75°C ниже сухого солидуса перидотита получены для некоторых вулканов Камчатки: Ключевской, Толбачик, Карымский, Жупановский (Mironov et al., 2015; Kamenetsky et al., 2017; Плечова и др., 2011; Тобелко и др., 2019), расположен-



**Рис. 15.** Температурные параметры плавления мантии при образовании исходных расплавов вулкана Меньший Брат по (Портнягин и др., 2007) в сравнении с данными по Камчатским вулканам (Тобелко и др., 2019). MORB – срединно-океанические хребты; CAVA – Центрально-Американский вулканический пояс; Back Arc – базальты задуговых бассейнов; MVB – Мексиканский вулканический пояс.

ных во фронтальной зоне Курило-Камчатской островной дуги.

Полученные нами оценки состава и  $P$ - $T$  параметров источника магм высокомагнезиального посткальдерного вулканизма кальдеры Медвежья довольно хорошо согласуются с новыми данными по геохимическому моделированию, представленными в работе (Martynov et al., 2022). Однако наши оценки температур плавления источника несколько ниже из-за предполагаемой нами более существенной роли воды в этих процессах. Также предлагаемый в работе (Коваленко и др., 2004) источник для высокомагнезиальных базальтов – мантийный клин без существенной флюидной составляющей, предполагает заметно более высокие температуры образования расплавов.

Нужно отметить, что моделирование островодужного магматизма с помощью Arc Basalt Simulator v. 5 (Kimura, 2017) показывает, что при содержании воды в перидотите 0.3–0.9 мас. % и степени плавления 5–15% содержание воды в выплавляемых островодужных магмах составит 4–6 мас. %. Эти результаты хорошо согласуются с нашими данными и с результатами в (Plank et al., 2013), где среднее максимальное содержание воды в островодужных магмах оценивается в  $4 \pm 2$  мас. %.

## ВЫВОДЫ

На основании полученных результатов по изучению минералов ликвидусной ассоциации и расплавных включений в оливинах из базальтов и андезибазальтов вулкана Меньший Брат кальдеры Медвежья можно сделать следующие выводы.

1. Основные породы вулкана Меньший Брат образуют единый эволюционный тренд, представленный магнезиальными базальтами – андезибазальтами низкокальциевой, низкоглиноземистой серии.

2. Ликвидусная ассоциация представлена оливином ( $Fo_{85.3-90.1}$ ) и хромистой шпинелью ( $Cr\# = 0.46-0.6$ ). Ее кристаллизация проходила в температурном интервале 1090–1170°C при фугитивности кислорода  $NNO +0.2 - NNO +0.6$  для конусов Восток и Коротышка соответственно. Кристаллизация ассоциации начиналась на глубинах порядка 20 км из расплавов со средним содержанием воды 5.5 мас. %.

3. Родоначальные расплавы представляют собой высокомагнезиальные низкокальциевые, низкоглиноземистые низкокальциевые базальтовые расплавы. Содержание глинозема не превышало 12.2 мас. %, а содержание магния достигало 15.5 мас. %.

4. Выплавление расплавов происходило из существенно перидотитового источника при темпе-

ратурах на 50°C ниже сухого солидуса перидотита, что соответствует 1225°C, при активном участии отделяющегося от субдуцирующей плиты флюида.

5. Отделение флюида от субдуцирующей плиты под островом Итуруп происходило на глубинах 95–105 км при 670–705°C.

*Благодарности.* Авторы благодарны С.П. Крашенинникову за помощь в проведении высокотемпературных экспериментов по гомогенизации включений, Л.В. Усовой за помощь при проведении электронно-зондовых микроанализов. Рецензентам А.Э. Изоху и Н.Л. Миронову за конструктивные замечания и дискуссионные вопросы, которые помогли существенно улучшить статью.

*Источники финансирования.* Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение № 075-15-2020-802).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магнообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 3. С. 249–267.
- Дистлер В.В., Юдовская М.А., Знаменский В.С., Чаплыгин И.В.* Элементы группы платины в современных фумаролах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильская островная гряда) // *Докл. АН*. 2002. 387. № 2. С. 237–241.
- Еремина Т.С., Хубуная С.А., Колосков А.В., Москалева С.В.* Известково-щелочные и субщелочные базальты и андезитобазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик (ТТИ-50) – вулканические продукты разноточной мантии // *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. 2014. С. 69–82.
- Ермаков В.А., Семакин В.П.* Геология кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // *Докл. АН*. 1996. Т. 351. № 3. С. 361–365.
- Ермаков В.А., Штейнберг Г.С.* Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 3. С. 19–40.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Толстых М.Л. и др.* Состав и источники магм кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) по данным изучения расплавных включений // *Геохимия*. 2004. № 5. С. 467–487.
- Крашенинников С., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др.* Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин–расплав в области высоких температур // *Докл. АН*. 2017. Т. 475. № 5. С. 559–563.
- Кременецкий А.А., Чаплыгин И.В.* Содержание рения и других редких металлов в газах вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // *Докл. АН*. 2010. Т. 430. № 3. С. 365–370.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
- Магматические горные породы*. М.: Наука, 1983. Т. 1. 368 с.
- Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Кимура Дж.-И.* Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканиках ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 3. С. 469–487.
- Миронов Н.Л., Тобелко Д.П., Смирнов С.З. и др.* Оценка содержания CO<sub>2</sub> в газовой фазе расплавных включений с использованием рамановской спектроскопии (на примере включений в оливине Карымского вулкана, Камчатка) // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 734–747.
- Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др.* Исходное содержание H<sub>2</sub>O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии // *Докл. АН*. 2017. Т. 472. № 3. С. 311–314.
- Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю. и др.* Гранатпироксенитовый источник расплавов на Камчатке: состав расплавных включений и оливина голоценовых пород Кекукнайского вулкана // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 4. С. 335–357.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З. и др.* Вода в родоначальных базальтовых магмах вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // *Докл. АН*. 2019а. Т. 486. № 1. С. 93–97.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Секисова В.С.* Рентгеносодержащая ассоциация из расплавных включений как индикатор эволюции магнезиальных базальтов вулкана Меньший Брат, о. Итуруп // *Материалы конференции: Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи*. М.: ИГЕМ РАН, 2019б. С. 130–132.
- Пискунов Б.Н., Рыбин А.В., Сергеев К.Ф.* Петро-геохимическая характеристика кальдеры Медвежьей (о. Итуруп, Курильские острова) // *Докл. АН*. 1999. Т. 368. № 3. С. 380–384.
- Плечов П.Ю.* Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: КДУ, 2014. 268 с.
- Плечова А.А., Портнягин М.В., Базанова Л.И.* Происхождение и эволюция исходных магм фронтальных вулканов Камчатки по данным изучения магматических включений в оливине вулкана Жупановский // *Геохимия*. 2011. № 8. С. 787–812.
- Рыбин А.В., Чибисова М.В., Смирнов С.З. и др.* Петрохимические особенности вулканических комплексов кальдер Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2. № 4. С. 377–385.
- Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В. и др.* Коровомантийные ксенолиты: минералогия и петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 3. С. 422–442.
- Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др.* Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // *Петрология*. 2019. Т. 27. № 3. С. 258–282.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н.* Три типа расплавов, участвовавших в формировании андезитобазальтов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) // *Геохимия*. 1997. № 4. С. 391–397.
- Чибисова М.В., Рыбин А.В., Мартынов Ю.А., Округин В.М.* Химический состав и минералогия базальтов вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // *Вест. КРАУНЦ. Науки о земле*. 2009. Вып. 13. № 1. С. 179–186.
- Almeev R.R., Holtz F., Koeperke J. et al.* The effect of H<sub>2</sub>O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // *Amer. Mineral*. 2007. V. 92. P. 670–674.

- 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.
- Beard J.S., Lofgren G.E.* Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, 6, 9 kb // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 365–401.
- Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W. et al.* Generation of forsteritic olivine ( $Fo_{90-8}$ ) by subsolidus oxidation in basaltic flows // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 5. P. 971–984.
- Bucholz C.E., Gaetani G.A., Behn M.D., Shimizu N.* Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 145–155.
- Chen Y., Provost A., Schiano P., Cluzel N.* The rate of water loss from olivine-hosted melt inclusions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 625–636.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.* Aluminum-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2014. V. 368. P. 1–10.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Y.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2011. V. 12. № 7. Q07021.
- Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 38. P. 68–83.
- Del Moro S., Renzulli A., Landi P. et al.* Unusual lapilli tuff ejecta erupted at Stromboli during the 15 March 2007 explosion shed light on the nature and thermal state of rocks forming the crater system of the volcano // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2013. № 254. P. 37–52.
- Eichelberger J.C., Izbekov P.* Eruption of andesite triggered by dyke injection: contrasting cases at Karymsky volcano, Kamchatka and Mount Katmai, Alaska // *Royal Soc. London Phil. Trans., Ser. A.* 2000. V. 358. P. 1465–1485.
- Falloon T., Danyushevsky L.* Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and  $H_2O$ -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of High-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *J. Petrol.* 2000. V. 41. Iss. 2. P. 257–283.
- Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R.* Olivine liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg,  $Fe^{2+}$ , Ca and Mn // *J. Petrol.* 1983. V. 24. P. 256–265.
- Gaetani G.A., O'Leary J.A., Shimizu N. et al.* Rapid re-equilibration of  $H_2O$  and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions // *Geology.* 2012. V. 40. P. 915–918.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al.* Calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // *J. Petrol.* 2016. V. 57. Iss. 9. P. 1811–1832.
- Gelman S.E., Deering G.D., Gutierrez F.J., Bachmann O.* Evolution of the Taupo Volcanic Center, New Zealand: petrological and thermal constraints from the Omega dacite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 166. P. 1355–1374.
- Gertisser R., Keller J.* From basalt to dacite: origin and evolution of the calc-alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. № 5. P. 607–626.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag: Berlin–Heidelberg, 1981. 390 p.
- Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W. et al.* Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. № 5. P. 515–533.
- Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J.* The Role of  $H_2O$  in subduction zone magmatism // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. V. 40. № 1. P. 413–439.
- Haughton D.R., Roeder P.L., Skinner J.B.* Solubility of sulfur in mafic magmas // *Econom. Geol.* 1974. V. 69. № 4. P. 451–467.
- Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W.* Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature.* 2001. V. 410. P. 677–681.
- Hermann J., Spandler C.J.* Sediment melts at subar depths: an experimental study // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 717–740.
- Hildreth W.* Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2004. V. 136. P. 169–198.
- Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297–314.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analyses // *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis.* 1980. V. 4. P. 43–47.
- Jull M., Kelemen P.B.* On the conditions for lower crustal convective instability // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 6423–6446.
- 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.
- Kamenetsky V.S., Zelensky M., Gurenko A. et al.* Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // *Chem. Geol.* 2017. V. 471. P. 92–110.
- Kimura J.Ic.* Modeling chemical geodynamics of subduction zones using the Arc Basalt Simulator version 5 // *Geosphere.* 2017. V. 13. P. 992–1025.
- Kimura J.Ic., Yoshida T.* Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of quaternary lavas in the NE Japan arc // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 11. P. 2185–2232.
- Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. V. 1. № 2. P. 121–145.
- Lange R.A.* The effect of  $H_2O$ ,  $CO_2$  and F on the density and viscosity of silicate melts // Eds. M.R. Carroll and J.R. Holloway. *Volatiles in Magmas.* Rev. Mineral. Mineral. Soc. Amer. Washington D.C. 1994. V. 30. P. 331–369.
- Macdonald R., Hawkesworth C.J., Heath E.* The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism // *Earth-Sci. Rev.* 2000. V. 49. P. 1–76.
- Mallik A., Dasgupta R., Tsuno K., Nelson J.* Effects of water, depth and temperature on partial melting of mantle-wedge fluxed by hydrous sediment-melt in subduction zones // *Geochem. Cosmochim.* 2016. № 195. P. 226–243.
- Mathez E.A.* Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. Iss. 23. P. 4269–4276.
- Martynov Y.A., Rybin A.V., Chibisova M.V. et al.* Basaltic volcanism of Medvezhia caldera on the Iturup Island of Kurile Isles: impact of regional tectonics on subduction magmatism // *Int. Geol. Rev.* 2022. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2039885>
- Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R. et al.* Quantification of the  $CO_2$  budget and  $H_2O$ – $CO_2$  systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high  $H_2O$  pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 1–11.

- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
- Nekrylov N., Portnyagin M.V., Kamenetsky V.S. et al.* Chromium spinel in Late Quaternary volcanic rocks from Kamchatka: implications for spatial compositional variability of subarc mantle and its oxidation state // *Lithos.* 2019. V. 322. P. 212–224.
- Plank T., Cooper L., Manning C.E.* Emerging geothermometers for estimating slab surface temperatures // *Nature Geosci.* 2009. V. 2. P. 611–615.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M. et al.* Why do mafic arc magmas contain ~4 wt. % water on average? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 364. P. 168–179.
- Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y. et al.* Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H<sub>2</sub>O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. P. 53–69.
- Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F.* Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 272. P. 541–552.
- Portnyagin M.V., Mironov N.L., Botcharnikov R. et al.* Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 517. P. 95–105.
- Portnyagin M.V., Duggen S., Hauff F. et al.* Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2015. V. 307. P. 133–155.
- Rustioni G., Audétat A., Keppler H.* Experimental evidence for fluid-induced melting in subduction zones // *Geochem. Persp. Lett.* 2019. V. 11. P. 49–54.
- Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 237–243.
- Shishkina T.A., Botcharnikov R.E., Holtz F. et al.* Solubility of H<sub>2</sub>O- and CO<sub>2</sub>-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500 MPa // *Chem. Geol.* 2010. V. 277. P. 115–125.
- Sisson T.W., Grove T.L.* Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low MgO high alumina basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 113. P. 167–184.
- Smirnov S.Z., Nizametdinov I.R., Timina T.Yu. et al.* High explosivity of the June 21, 2019 eruption of Raikoke volcano (Central Kuril Islands); mineralogical and petrological constraints on the pyroclastic materials // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2021. V. 418. Art. 107346.
- Sobolev A.V., Chaussidon M.* H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 137. P. 45–55.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* Estimating the amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science.* 2007. V. 316. P. 412–417.
- Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A. et al.* Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // *Nature.* 2016. V. 531. P. 628–32.
- Sparks S.R.J., Sigurdsson H., Wilson L.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions // *Nature.* 1977. V. 267. P. 315–318.
- Stolper E., Newman S.* The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 293–325.
- Syracuse E.M., Van Keken P.E., Abers G.E.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. V. 183. P. 73–90.
- Tamura Y., Tatsumi Y.* Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs; an example from the Izu-Bonin Arc // *J. Petrol.* 2002. V. 43. P. 1029–1047.
- Van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M.* High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2002. V. 3. <https://doi.org/10.1029/2001GC000256>
- Yudovskaya M.A., Tessalina S., Distler V.V. et al.* Behavior of highly-siderophile elements during magma degassing: a case study at the Kudryavy volcano // *Chem. Geol.* 2008. V. 248. № 3–4. P. 318–341.

## Magnesian Basalts of the Medvezhia Caldera: Main Magmas and Their Sources on the Example of the Menshiy Brat Volcano (Iturup Island)

D. V. Kuzmin<sup>1</sup>, I. R. Nizametdinov<sup>1</sup>, S. Z. Smirnov<sup>1</sup>, T. Yu. Timina<sup>1</sup>,  
A. Ya. Shevko<sup>1</sup>, M. P. Gora<sup>1</sup>, and A. V. Rybin<sup>2</sup>

<sup>1</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

The paper represents new data on the formation conditions of basalts from post-caldera volcano Menshiy Brat (Medvezhia caldera, Iturup Island). Liquidus mineral assemblage is composed of olivine (*Fo* up to 90.1 mol. %) and chromium spinel ( $Cr\# = 0.46–0.6$ ), which crystallized at 1090–1170°C and oxygen fugacity  $NNO + 0.6$  ( $\sigma = 0.2$ ) –  $NNO + 0.2$  ( $\sigma = 0.14$ ). The study of melt inclusions in the liquidus olivine demonstrated that its parental melts have low-alumina, low-potassium compositions with up to 15.5 wt. % MgO and with an average water content of 5.5 wt. %. The data on volatile contents in the olivine-hosted melt inclusions suggest that the basic melts appeared due to partial melting of essentially peridotitic source with a small admixture of an olivine-free component at 1225°C under active influence of the slab-related fluids. These fluids were separated from the subducting slab at 670–705°C and depths of 95–105 km beneath the Iturup Island. The results of this study enhance our understanding of the evolution of basic magmas that serve as a heat and volatile supply during the formation of large calderas.

**Keywords:** melt inclusions, olivine, parental magmas, Kuril Islands, Iturup, Medvezhia caldera, Menshiy Brat volcano, caldera eruptions