

ISSN 0869-5903

Том 31, Номер 3

Май - Июнь 2023



# ПЕТРОЛОГИЯ



[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)

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



# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 31, номер 3, 2023

---

---

Тематический выпуск посвящен магматизму Камчатки и Курильских островов

Ответственные редакторы: П. Ю. Плечов, В. С. Каменецкий

Магматизм Камчатки и Курильских островов	219
Происхождение оливиновых базальтов горы Медвежья (Авачинская группа вулканов, Камчатка): свидетельство ассимиляции сульфидсодержащих кумулатов <i>Д. П. Савельев, Н. В. Горбач, М. В. Портнягин, В. Д. Щербаков</i>	221
Магнезиальные базальты кальдеры Медвежья: основные магмы и их источники на примере вулкана Меньший Брат (о. Итуруп) <i>Д. В. Кузьмин, И. Р. Низаметдинов, С. З. Смирнов, Т. Ю. Тимина, А. Я. Шевко, М. П. Гора, А. В. Рыбин</i>	238
Условия генерации и источники магм вершинного и побочного извержений вулкана Ключевской в 2020–2021 гг.: изотопно-геохимические (Sr-Nd-Pb-O) данные <i>Р. И. Черкашин, О. В. Бергаль–Кувикас, А. В. Чугаев, Ю. О. Ларионова, И. Н. Биндеман, А. Л. Хомчановский, Е. Ю. Плутахина</i>	264
Новые данные по составу пород и минералов вулканов Харчинский и Заречный (Центральная Камчатская депрессия): гетерогенность мантийного источника и особенности эволюции магм в коровых условиях <i>Н. В. Горбач, Н. А. Некрылов, М. В. Портнягин, К. Хернле</i>	281
Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма <i>Б. А. Базылев, М. В. Портнягин, Д. П. Савельев, Г. В. Леднева, Н. Н. Кононкова</i>	300
Сульфидная минерализация в пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитах вулкана Безымянный, Камчатка <i>В. О. Давыдова, В. Д. Щербаков, Н. А. Некрылов, П. Ю. Плечов, В. О. Япаскурт</i>	321

---

---



## МАГМАТИЗМ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

DOI: 10.31857/S0869590323030081, EDN: CGUCAW

Камчатка — уникальное место на нашей планете, где вулканические дуги сменяют друг друга на протяжении десятков миллионов лет. В результате аккреционно-коллизионных процессов на Камчатке пространственно совмещены разновозрастные вулканические пояса (от мезозоя до современных) и аккреционные блоки, генезис которых не связан с надсубдукционными системами. Благодаря сложной геологической истории и разнообразному активному современному вулканизму, Камчатка представляет собой идеальную “природную лабораторию”, на объектах которой можно изучать самые актуальные вопросы петрологии и геологии. Современный вулканизм Камчатки невозможно рассматривать без Курильских островов, которые являются закономерным продолжением Камчатки. Предлагаемый читателю тематический выпуск не в состоянии охватить все разнообразие петрологических процессов, происходящих на Камчатке и Курилах. Наша цель — представить статьи наиболее активных петрологов, изучающих вулканические породы Камчатки, и определить основные наиболее интересные направления. Редколлегия благодарна Б.А. Базылеву, М.В. Портнягину, Д.П. Савельеву, Н.В. Горбач, Р.И. Черкашину, В.О. Давыдовой, Н.А. Некрылову, В.Д. Щербакову, Д.В. Кузьмину и их соавторам, которые отозвались на просьбу представить результаты своих текущих исследований, а также всем рецензентам, чья отзывчивость позволила подготовить этот выпуск в короткие сроки.

Номер содержит шесть статей, перекликающихся друг с другом по направленности исследований и объектам. Четыре статьи посвящены исследованию магнезиальных вулкаников. Действительно, трудно найти еще одно место на Земле, где есть такое разнообразие магнезиальных лав надсубдукционного генезиса.

Статья Д.П. Савельевой с соавторами посвящена описанию высокомагнезиальных базальтов конуса Медвежий. Этот конус относительно легко доступен, так как расположен по дороге к перевалу между вулканами Авачинский и Корякский, но детальное петрологическое описание пород публикуется впервые. Авторы выделили две разновидности оливина (зерна, содержащие сульфидные включения и зерна без сульфидных включений) и показали существенные различия в составе этих разновидностей. Предполагается, что две разновидности

оливина отражают кристаллизацию различных магм на разных уровнях магматической системы Авачинского вулкана.

Статья Д.В. Кузьмина с соавторами посвящена магнезиальным базальтам вулкана Меньшой Брат, расположенного в кальдере Медвежья на о. Итуруп. Этот объект интересен тем, что содержит хорошо проявленные контрастные парагенезисы: 1) высокомагнезиальный оливин ( $Fo_{85.3-90.1}$ ) с включениями хромшпинелида и более поздний плагиоклаз-двупироксеновый парагенезис. Изученные стекловатые расплавные включения в оливине позволили оценить состав расплава, а также условия плавления мантийного перидотита и кристаллизации первичной магмы.

В статье Р.И. Черкашина с соавторами описывается недавнее побочное извержение оливин-порфировых андезибазальтов вулкана Ключевской. Проведено петрографическое, минералогическое и геохимическое сравнение этих лав с продуктами вершинных извержений. В статье показано, что эти породы близки как по набору вкрапленников, так и по их петрографическим особенностям. Приятно отметить, что предлагавшаяся ранее ассимиляция кислых расплавов для объяснения различий в составах пород и расплавных включений в минералах (Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук, МГУ, 2008) находит подтверждение с помощью современных изотопных методов. Однако продолжающаяся несколько десятилетий горячая дискуссия о механизмах формирования непрерывной серии (от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых базальтов) еще далека от завершения.

В статье Н.В. Горбач с соавторами приведено подробное описание магнезиальных лав вулканов Харчинский и Заречный. Впервые для этих вулканов акцентировано внимание на амфиболсодержащих базальтах, андезибазальтах и андезитах, что ассоциируется с дискуссией о происхождении магм соседних вулканов Шивелуч и Безымянный.

Продолжение многолетней дискуссии о происхождении магматических пород Камчатского мыса представлено в статье Б.А. Базылева с соавторами. Камчатский мыс был аккретирован к Камчатке в кайнозой, но содержит многочисленные блоки мезозойских магматических комплексов. Они могут быть фрагментами океанических

офиолитов, формировавшихся в условиях срединно-океанических хребтов, фрагментами Кронацкой палеодуги или являться блоками Гавайско-Императорского подводного хребта, который образовался в результате деятельности гавайской горячей точки. Авторы статьи с помощью детальных исследований наиболее сохранных образцов меланократовых габброидов и ультрамафитов Солдатского и Оленегоского массивов показывают, что изученные породы могли формироваться в двух различных геодинамических обстановках. Высокотитанистая серия пород Оленегорского массива соответствует обстановке срединно-океанических хребтов, а низкотитанистая серия Солдатского массива – надсубдукционной обстановке.

Надсубдукционные вулканы позволяют изучать не только собственно магматические процессы, но также процессы взаимодействия магмы с вмещающими породами. Палеовулканические пояса известны богатством разнообразных рудных месторождений, но большая часть ранних процессов концентрации и переноса рудных компонентов затухает более поздними процессами. Детальное изучение коровых ксенолитов в андезитах вулкана Безымянный, представленное в статье Давыдовой с

соавторами, позволяет выявить закономерности поведения серы и некоторых халькофильных компонентов.

Таким образом, представленные в предлагаемом выпуске статьи затрагивают крайне актуальные петрологические проблемы, явно выходящие за пределы региональных исследований, что подчеркивает важность изучения Камчатки как природной лаборатории. Представленные статьи также охватывают лишь небольшой круг проблем, которые активно изучаются в современных вулканических областях. Поведение кислых магм, процессы формирования коры континентального типа, поведение летучих в островодужных системах, процессы в надсубдукционной мантии, связанный с зонами субдукции метаморфизм и многое-много другое практически не обсуждаются в статьях выпуска. Мы надеемся продолжить публикацию тематических выпусков по Камчатке и Курилам, если такой формат найдет отклик у читателей.

*Редактор тематического выпуска*

*П.Ю. Плечов*

УДК 552.11

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГОРЫ МЕДВЕЖЬЯ (АВАЧИНСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА): СВИДЕТЕЛЬСТВО АССИМИЛЯЦИИ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ КУМУЛАТОВ<sup>1</sup>

© 2023 г. Д. П. Савельев<sup>a, \*</sup>, Н. В. Горбач<sup>a</sup>, М. В. Портнягин<sup>c</sup>, В. Д. Щербаков<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>b</sup>Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>c</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

\*e-mail: savelyev@kscnet.ru

Поступила в редакцию 06.05.2022 г.

После доработки 04.11.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

Роль и условия ликвационного отделения или кристаллизации сульфидной фазы в процессе эволюции магм в зонах субдукции – это дискуссионные вопросы, имеющие отношение к механизму формирования медно-порфировых месторождений и эволюции континентальной коры. Нами изучены редкие вулканические породы с включениями магматических сульфидов в оливине – базальты горы Медвежья в Авачинской группе вулканов. Породы относятся к примитивным ( $Mg\# = 66$  мол. %) островодужным оливиновым базальтам умеренно-К серии. Среди вкрапленников оливина преобладают (~98%) кристаллы с нормальной зональностью и типичным для базальтов Камчатки составом, за исключением необычного тренда увеличения содержания  $MnO$  от 0.20 до 0.55 мас. % и понижения  $Fe/Mn$  от 60 до 35 при изменении состава оливина от  $Fo_{87.8}$  до  $Fo_{78.2}$ . Оливин этой группы содержит многочисленные включения минералов группы шпинели, варьирующие по составу от хромистой шпинели до магнезиального магнетита. Вкрапленники оливина с сульфидными включениями отличаются отсутствием или слабой обратной зональностью, пониженными содержаниями  $Ca$ ,  $Ni$ ,  $Mn$ ,  $Cr$  и  $Al$ . Оцененные температуры кристаллизации оливина преобладающего типа составляют 1036–1241°C, для сульфидсодержащего оливина – 1010–1062°C. Полученные данные позволяют предположить, что кристаллизация основной популяции оливина происходила в относительно малоглубинных условиях и сопровождалась сильным окислением магм. Характер зональности и особенности состава сульфидсодержащего оливина, напротив, предполагают его ксеногенную природу и вероятную кристаллизацию в глубинных коровых условиях из низкотемпературных высоководных и/или низко-Са магм. Полученные результаты подтверждают возможность насыщения окисленных островодужных магм сульфидной фазой в условиях нижней коры, но показывают редкость этого процесса и его нетипичность для низкобарической стадии кристаллизации.

*Ключевые слова:* оливин, шпинель, сульфидное насыщение, базальт, Камчатка

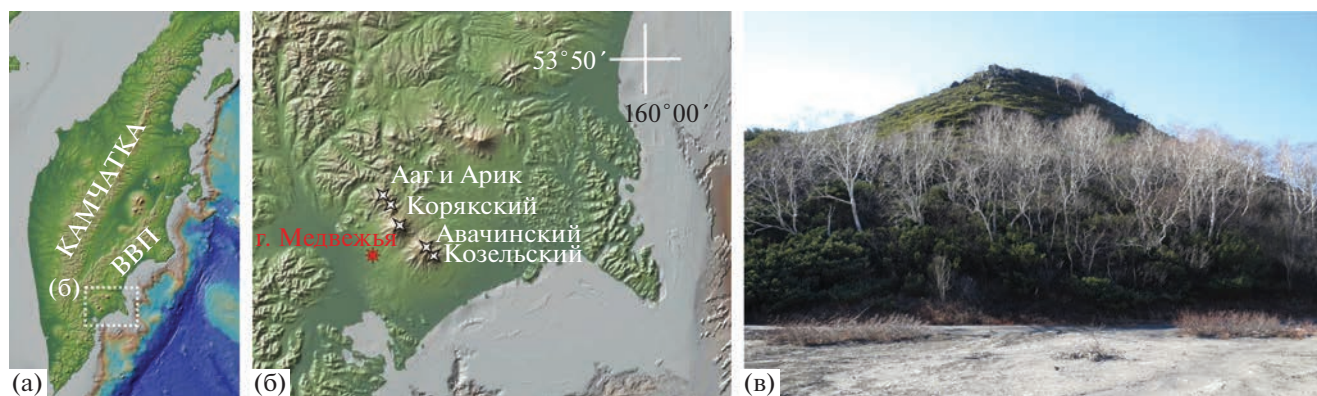
**DOI:** 10.31857/S086959032303007X, **EDN:** CGRIWK

### ВВЕДЕНИЕ

Процессы силикатно-сульфидной ликвации и кристаллизации сульфидных фаз в островодужных магмах определяют характер фракционирования халькофильных элементов в расплавах (например, Jenner et al., 2010; Lee et al., 2012; Park et al., 2015; Richards, 2015; Nekrylov et al., 2022), приводят к концентрации рудных элементов, и поэтому могут играть ключевую роль в образовании медно-порфировых месторождений (например, Mungall et al., 2015; Lee, Tang, 2020; Bai et al., 2020), а

также способны объяснить характерные содержания халькофильных элементов в континентальной коре (например, Chen et al., 2019). Свидетельства участия сульфидов в процессах фракционирования островодужных магм, как правило, не прямые и основаны на анализе содержаний халькофильных элементов в породах и стеклах (например, Jenner et al., 2010; Lee, Tang, 2020). В связи с этим особую ценность имеют данные по составу и условиям нахождения сульфидов в примитивных островодужных породах (например, Bai et al., 2020; Kamenetsky et al., 2017). Одними из наиболее детально изученных являются образцы магнезиальных базальтов из моногенных конусов Толбачинского дола (Камчатка), в оливине которых описаны и

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S086959032303007X для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Гора Медвежья в составе Авачинской группы вулканов. (а, б) – положение объекта исследования, (в) – фото горы Медвежья. ВВП – Восточный вулканический пояс.

детально проанализированы сульфидные включения (Kamenetsky et al., 2017; Zelenski et al., 2018, 2022).

Причины появления сульфидной фазы на ранних этапах эволюции островодужных магм остаются предметом дискуссии (например, Kamenetsky et al., 2017; Lee, Tang, 2020; Zelenski et al., 2022), а имеющиеся модели во многом спекулятивны и нуждаются в более точных оценках условий насыщения магм сульфидной фазой. В настоящей статье мы представляем еще один объект, фиксирующий раннее сульфидное насыщение в островодужных вулканитах, – магнезиальные базальты горы Медвежья, расположенной между Авачинским и Корякским вулканами на Камчатке. На основе новых детальных минералогических данных мы показываем, что кристаллизация резко преобладающего большинства вкрапленников в изученных породах происходила в условиях недосыщенности сульфидом, а вкрапленники оливина с включениями сульфидов являются ксеногенными в базальтах. Находки этих кристаллов указывают на достижение насыщенности сульфидом магм, кристаллизовавшихся при более низких температурах и, вероятно, на больших глубинах, чем большинство минералов-вкрапленников в базальтах горы Медвежья.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лавовый конус горы Медвежья (53.236° с.ш., 158.676° в.д.) расположен в пределах Авачинской группы вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки (рис. 1а). Эта группа вулканов включает действующие вулканы Авачинский и Корякский, потухшие вулканы Козельский, Аг и Арик, а также ряд шлаковых и лавовых конусов (Пузанков, 1990; Масуренков и др., 1991; Krasheninnikov et al., 2020). Гора Медвежья находится в 8 км на юго-запад от Авачинского перевала на правом борту долины р. Сухая Речка (рис. 1б, 1в)

и имеет абсолютную отметку 613.7 м и относительную высоту около 80 м. По данным С.П. Крашенинникова с соавторами, тефра, связанная с извержением горы Медвежья, имеет возраст 13.1 тыс. лет (Krasheninnikov et al., 2020). Образцы лавы горы Медвежья были отобраны в коренных обнажениях вблизи вершины и на северо-восточном склоне.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

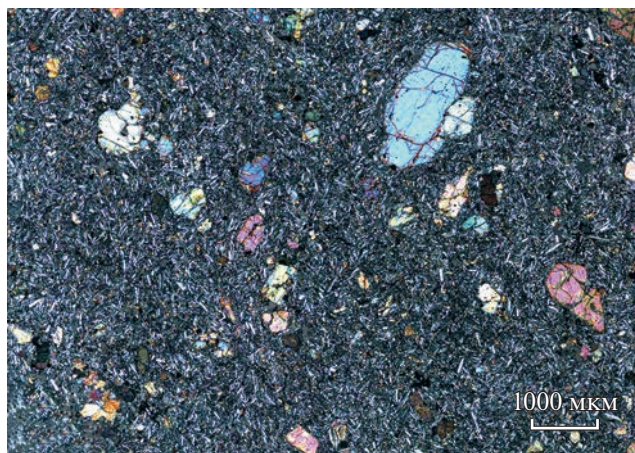
Определение химического состава двух образцов было выполнено в центре коллективного пользования Института геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск. Концентрации петрогенных оксидов определены методом рентгенофлуоресценции (XRF) на оборудовании Bruker AXS S4 Pioneer, согласно методике (Amosova et al., 2016). Содержания микроэлементов определялось методом ICP-MS на приборе Thermo Finnigan ELEMENT 2 с использованием стандартов AGV-2 и BHVO-2 для контроля качества анализов. Результаты анализа опубликованы в работе (Nekrylov et al., 2022) и приведены в Supplementary<sup>2</sup>, ESM\_1.

<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:

ESM\_1.xlsx – Состав исследуемых образцов;  
 ESM\_2.xlsx – Высокоточный WDS-анализ состава оливина из изученных образцов (МГУ);  
 ESM\_3.xlsx – WDS измерение вторичного стандарта оливина;  
 ESM\_4.xlsx – Высокоточный WDS-анализ состава оливина из изученных образцов;  
 ESM\_5.xlsx – Состав включений шпинели в оливине и высокоточный WDS-анализ оливина-хозяина;  
 ESM\_6.xlsx – WDS-анализ состава вкрапленников шпинели из изученных образцов;  
 ESM\_7.xlsx – СЭМ-анализ включений сульфидов в оливине;  
 ESM\_8.xlsx – WDS-анализ клинопироксенов;  
 ESM\_9.xlsx – WDS-анализ плагиоклаза;  
 ESM\_10.xlsx – WDS-анализ рудных минералов основной массы.

Около 10 кг базальтов было издроблено на щековой дробилке до размерности частиц 3 мм. Под бинокулярным микроскопом из раздробленного материала были выбраны монофракции оливина и шпинели. Зерна, содержащие сульфидные включения, были обнаружены в оливине размерных фракций 0.5–1 и 1–2 мм. Примерно 100 зерен оливина было монтировано в препараты из эпоксидной смолы и отполировано с применением алмазных паст. На сканирующем электронном микроскопе SEM Vega 3 Tescan, оборудованном энергетическим спектрометром Oxford X-max, в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН изучен состав сульфидов (содержания Fe, Ni, Cu и S) и зерен оливина (только Mg, Fe и Si) и шпинели (Ti, Al, Cr, V, Mn, Mg, Ni, Fe), которые их вмещают. Содержания элементов-примесей в оливине (Ti, Al, Mn, Ca, Cr, Ni), а также состав оливина и шпинели по профилям кристаллов определялись на электронном зонде JEOL JXA-8230 на кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ (условия измерений: оливин – 20 кВ, 300 нА, шпинель – 20 кВ, 100 нА). Было выполнено 122 анализа по 88 зернам оливина, а также сделано 170 точек измерения по 7 профилям по вкрапленникам оливина (4 с включениями сульфидных капель и 3 – без сульфидов) для изучения зональности. В качестве вторичного стандарта использовался оливин MongOL-Sh11-2 (Batanova et al., 2019). Пределы обнаружения элементов-примесей для данного анализа опубликованы в (Nekrylov et al., 2022). Аналитическая погрешность измерения составов оливина (два стандартных отклонения при анализах состава оливина MongOL-Sh11-2), мас. %: 0.0017 для  $Al_2O_3$ , 0.0026 для  $TiO_2$ , 0.003 для CaO, 0.0026 для  $Cr_2O_3$ , 0.0067 для MnO, 0.0107 для NiO, 0.45 для  $SiO_2$ , 0.0026 для  $Cr_2O_3$ , 0.46 для MgO, 0.13 для FeO. Измеренные вместе с образцами составы стандарта оливина приведены в Supplementary, ESM\_3. Также было сделано 52 анализа зерен шпинели, включенных в оливин, и два профиля (19 и 20 анализов) по вкрапленникам шпинели (определялись Si, Ti, Al, Cr, V, Mn, Mg, Ni, Zn, Fe). Были сделаны анализы вкрапленника клинопироксена (два профиля – 17 и 12 анализов – вдоль и поперек кристалла) и 32 анализа клинопироксенов основной массы (Supplementary, ESM\_8). Анализы плагиоклаза и рудных минералов основной массы также приведены в Supplementary, ESM\_9 и ESM\_10.

Кроме этого, составы оливина и шпинели (содержания Si, Ti, Al, Cr, Mn, Mg, Ni, Fe) были определены при помощи электронного зонда JEOL JXA-8200 в Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR, г. Киль, ФРГ) – сделано 74 анализа по вкрапленникам оливина, 24 анализа зерен шпинели, включенных в оливин, и 17 ана-



**Рис. 2.** Базальты горы Медвежья. Фотографии сделаны на оптическом микроскопе в проходящем свете, николи скрещены. Вкрапленники в шлифе представлены оливином.

лизиров вкрапленников шпинели (по 17 зернам, в центре зерен) (Supplementary, ESM\_4–ESM\_6).

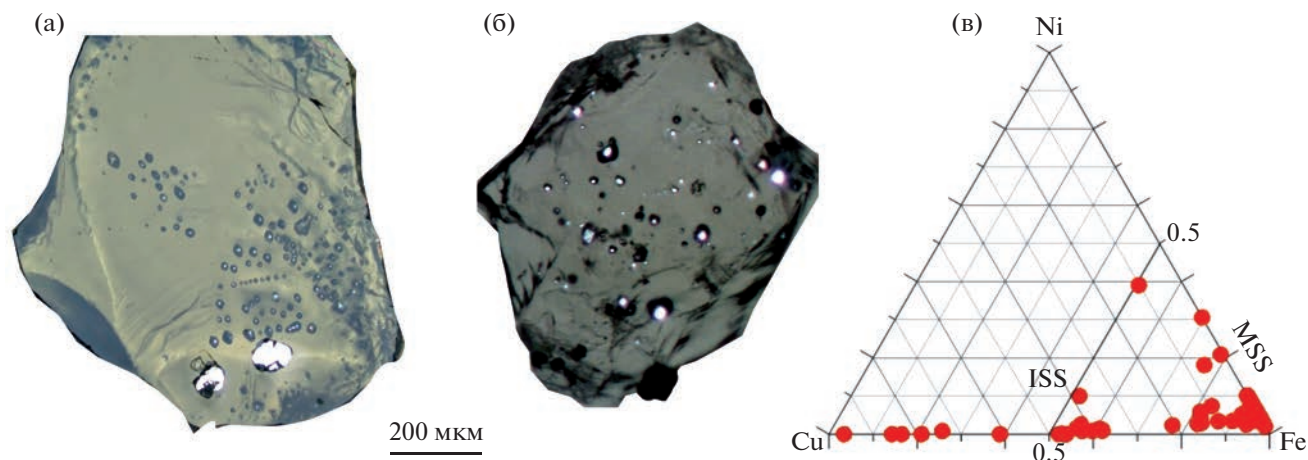
## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Петрография и состав пород*

Изученные образцы горы Медвежья являются оливиновыми базальтами. Вкрапленники оливина в базальтах составляют 10–12% объема породы и представлены идиоморфными кристаллами с преобладающим размером 0.5–1.5 мм (рис. 2). Реже встречаются более крупные (до 3 мм) фенокристаллы. В некоторых вкрапленниках оливина наблюдаются включения сульфидов (рис. 3). Кроме оливина, среди вкрапленников отмечено небольшое количество (1–2 об. %) умеренно-магнезиального высоко-Са ( $Mg\# = 75–83$  мас. %) клинопироксена размером до 0.5 мм и единичные крупные выделения шпинели размером до 1 мм. Основная масса породы сложена микролитами высоко-Са клинопироксена и плагиоклаза и магнезиальным титаномагнетитом. Составы минералов приведены в Supplementary, ESM\_8–ESM\_10.

По химическому составу лавы отвечают умеренно-калиевым базальтам нормальной щелочности (Supplementary, ESM\_1). По содержанию MgO (10.5 мас. %) и величине магнезиальности ( $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+}) \sim 0.66$ ) породы представляют собой одну из наиболее примитивных разновидностей базальтов, известных среди пород Восточного вулканического пояса Камчатки (например, Nekrylov et al., 2022). Содержания элементов-примесей в породе имеют типичное островодужное распределение, характерное для базальтов ВВП.





**Рис. 3.** Фрагменты вкрапленников оливина с сульфидными включениями. Микрофотографии сделаны на оптическом микроскопе: (а) – в режиме свободного фокуса в отраженном свете, (б) – в проходящем и отраженном свете одновременно, (в) – индивидуальные анализы сульфидных фаз во включениях в оливинах на графике мольных долей Cu-Fe-Ni. MSS (monosulfide solid solution) – Fe-Ni фаза – моносulfидный твердый раствор, ISS (intermediate solid solution) – Fe-Cu-Ni фаза – промежуточный твердый раствор.

### Оливин

Вкрапленники оливина в базальтах горы Медвежья варьируют по составу от  $Fo_{78,2}$  до  $Fo_{87,8}$  (Supplementary, ESM\_2). Вариации содержаний элементов-примесей (Ca, Ni, Mn, Al) в зависимости от магнезиальности для оливина с включениями сульфидов и оливина без включений показаны на рис. 4. Вкрапленники оливина демонстрируют отчетливую бимодальность по содержанию CaO. В группе низко-Са оливина содержание CaO < 0.12 мас. %, а в высоко-Са группе >0.12 мас. % (рис. 4а). Практически все оливины низко-Са группы содержат сульфидные включения (около

1.5% всех вкрапленников), а высоко-Са оливины (около 98.5%) таких включений не содержат. Кроме разного содержания кальция, зерна оливина с сульфидом и без сульфида имеют систематически различные содержания никеля, марганца, хрома и алюминия (табл. 2). Зерна низко-Са сульфидсодержащего оливина содержат меньше всех перечисленных компонентов по сравнению с бессульфидными зернами при близкой магнезиальности (рис. 4а–4г). Отличительной особенностью бессульфидного высоко-Са оливина в базальтах горы Медвежья является высокое содержание марганца (до 0.56 мас. % MnO в наименее магнезиальных зернах) (рис. 4в). Это наибольшие

**Таблица 1.** Представительные составы вкрапленников оливина, мас. %

Компоненты	Оливин с сульфидами						Оливин без сульфидов					
	зерно 3-5		зерно 3-6		зерно 9-1		зерно O12		зерно O11		зерно O13	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO <sub>2</sub>	39.72	39.93	39.72	40.36	39.20	39.53	39.71	38.33	39.36	38.53	38.32	38.53
TiO <sub>2</sub>	0.011	0.009	0.011	0.015	0.012	0.014	0.007	0.012	0.008	0.011	0.008	0.013
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.014	0.014	0.014	0.023	0.017	0.015	0.026	0.016	0.028	0.018	0.022	0.015
FeO	16.59	15.48	16.59	14.59	18.58	17.66	13.9	19.52	13.73	17.96	18.04	19.38
MnO	0.27	0.27	0.27	0.28	0.31	0.34	0.28	0.52	0.25	0.45	0.43	0.52
MgO	43.72	44.58	43.72	45.33	41.9	42.57	45	39.93	44.8	41.01	42.87	39.93
CaO	0.093	0.130	0.093	0.161	0.109	0.147	0.134	0.186	0.172	0.183	0.158	0.185
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.010	0.012	0.010	0.018	0.005	0.008	0.128	0.033	0.024	0.011	0.02	0.008
NiO	0.118	0.142	0.118	0.195	0.107	0.124	0.276	0.099	0.194	0.123	0.131	0.094
Сумма	100.55	100.56	100.6	100.97	100.24	100.41	99.46	98.64	98.57	98.30	100.00	98.68
Fo	82.4	83.7	82.4	84.71	80.1	81.1	85.2	78.5	85.3	80.3	80.90	78.60

**Таблица 2.** Сравнение зональности оливина из двух разных групп

Зональность	Оливин с сульфидом	Оливин без сульфида
По Mg#	Сложная зональность – центр с низкой Mg#, ее повышение к краю, иногда – внешняя каемка с низкой Mg#	Нормальная зональность – Mg# возрастает от центра к краю
По CaO	Центры зерен с CaO < 0.1, повышение к краям до 0.14 мас. %	Центры зерен CaO = 0.14–0.17 мас. %, повышение к краям до 0.18, но есть вкрапленники с более сложной зональностью
По MnO	Почти не зональны, MnO около 0.3 мас. %	Четкая зональность с возрастанием от центра к краю, центральные части MnO = (0.25, 0.3, 0.4 мас. % – в зависимости от Mg#), края – до 0.55 мас. % MnO
По Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Зональности нет, содержание Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в основном 0.010–0.018 мас. %	Зональность нечеткая, в основном падение от центра к краю, центральные части – Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 0.020 мас. %, края – меньше

значения MnO из всех составов оливина вулканических пород Камчатки (Nekrylov et al., 2018). При этом низко-Са оливин с сульфидами (в базальтах горы Медвежья) показывает содержания, типичные для оливина вулканических пород Камчатки (0.20–0.36 мас. % MnO). Высоко-Са оливин в изученных базальтах отличается также четким трендом понижения величины Fe/Mn (рис. 4д) с уменьшением магнезиальности в область значений Fe/Mn < 40, которые не типичны для оливина из других базальтов Камчатки и также для оливина, кристаллизующегося из магм, имеющих перидотитовый мантийный источник (Fe/Mn = 60–70; Herzberg, 2011).

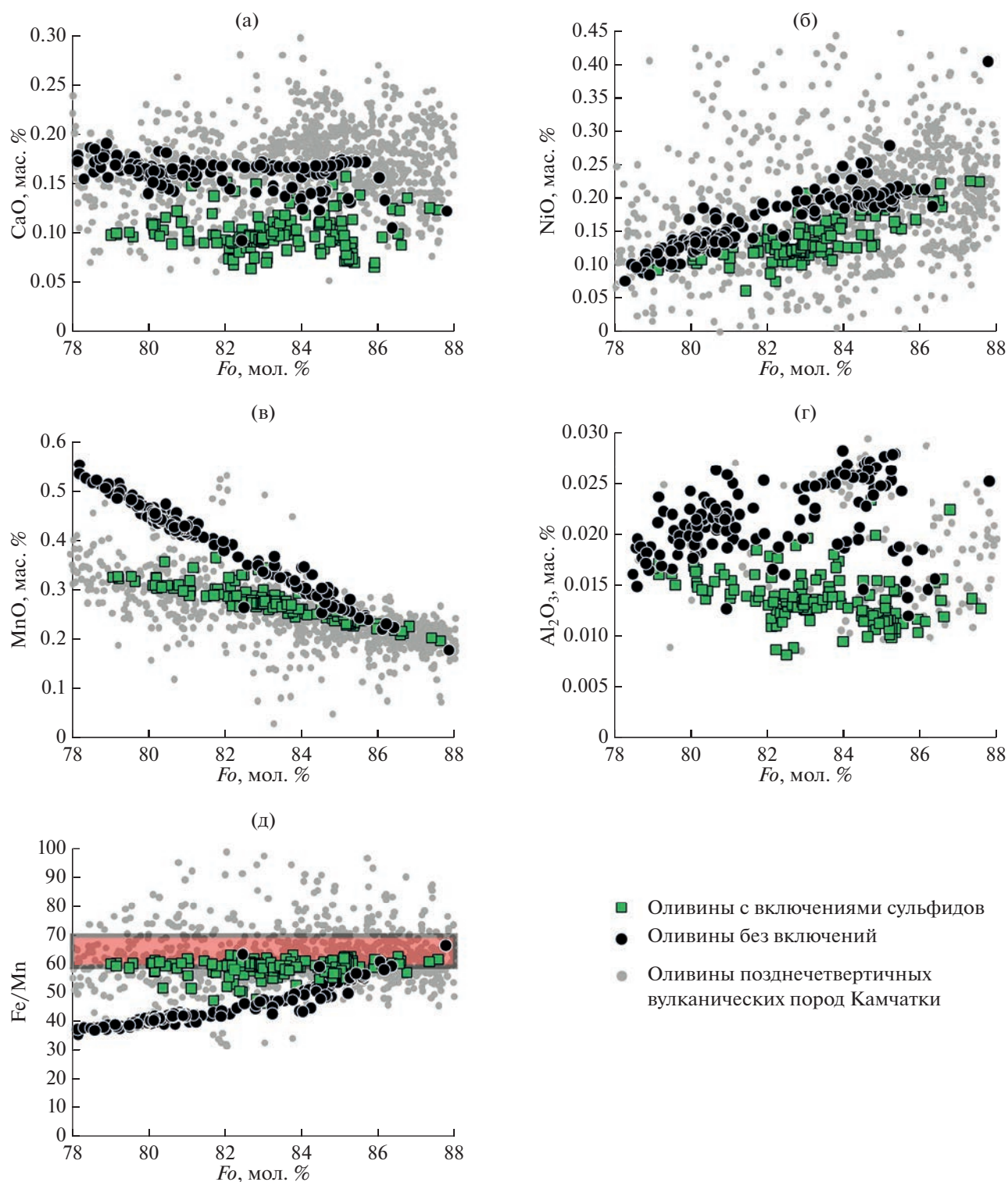
Зерна оливина с включениями сульфидов и без сульфидов различаются также характером зональности (табл. 2, рис. 5, 6). Высоко-Са вкрапленники оливина без сульфидов характеризуются прямой зональностью – имеют более магнезиальное ядро и менее магнезиальную периферию (рис. 5а). Низко-Са вкрапленники оливина, содержащие сульфидные включения, обладают более сложной, как правило, обратной зональностью. Ядра вкрапленников не зональны или слабозональны и имеют меньшую магнезиальность, чем их краевая часть (рис. 5б, 6). В некоторых зернах имеется узкая внешняя каемка с меньшей магнезиальностью. В зернах оливина без сульфидов наблюдается слабый рост содержания CaO при понижении Fo оливина. Во вкрапленниках оливина, содержащих сульфидные включения, от центра к периферии наблюдается рост содержания CaO в узком интервале значений Fo, так что краевые части зерен имеют состав, близкий к вкрапленникам оливина без сульфидных включений. Зональность по никелю аналогична поведению магнезиальности (рис. 5). В бессульфидных зернах оливина с прямой зональностью содержание никеля снижается от ядра к краю, а в сульфидсодержащих зернах на-

блюдается обратное распределение – концентрация никеля растет в краевых зонах кристаллов. По содержанию MnO оливин с сульфидом не зонален, без сульфидов – зонален с возрастанием содержания от центра к периферии (рис. 5).

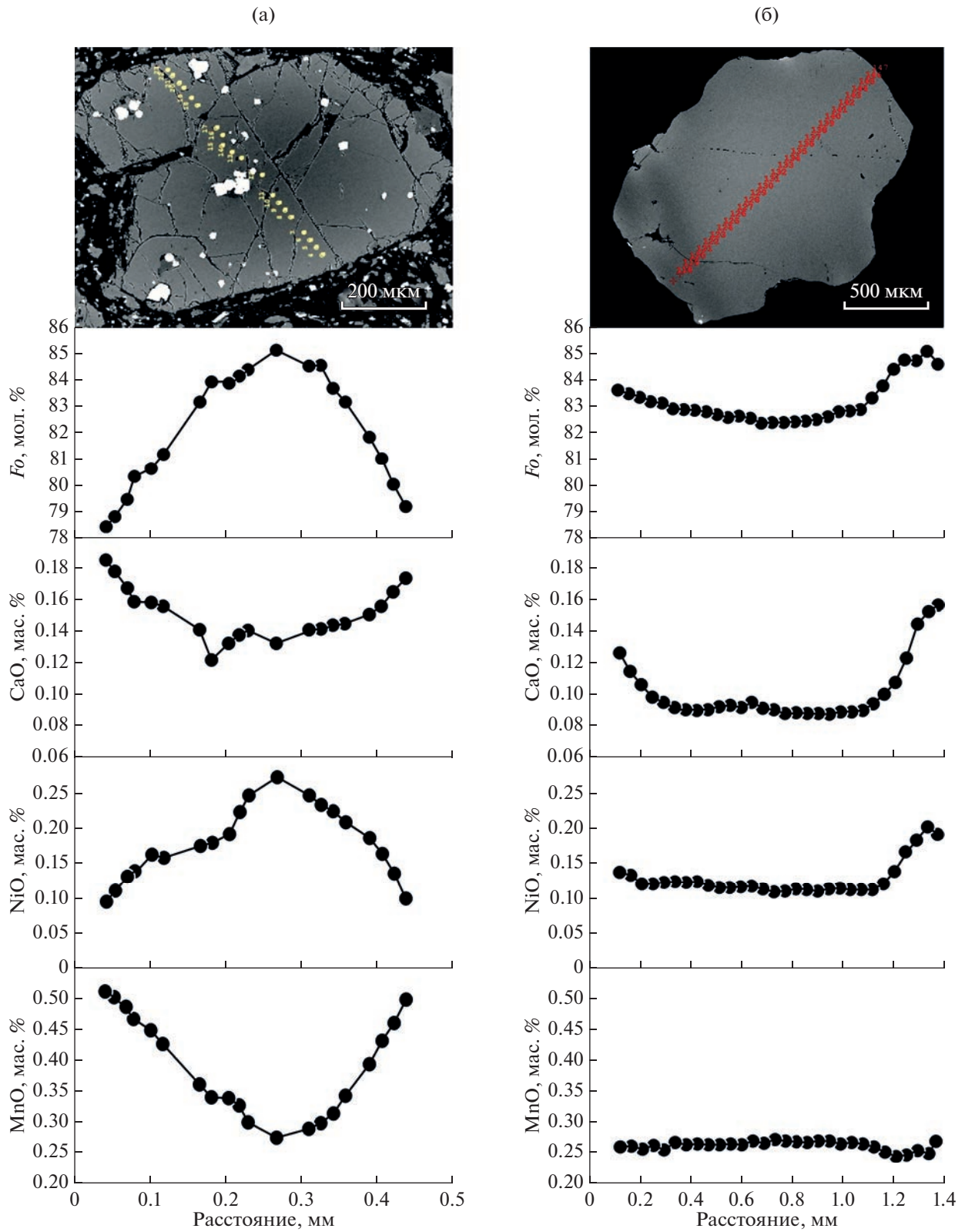
#### *Сульфидные включения в оливине*

Сульфидные включения имеют размер от 5 до 50 мкм (рис. 3а, 3б). В большинстве зерен обнаружено не более трех включений сульфида, но в некоторых зернах наблюдались “рои” – десятки мелких включений, видимых в оптический микроскоп. Включения имеют округлую (сферическую или эллипсообразную) форму. Среди зерен оливина, содержащих сульфиды, наблюдалось несколько кристаллов, в которых сульфидные включения располагаются по зонам роста оливина, причем размер этих включений увеличивается от центра к периферии зерна. В центральной части этих зерен, а также на периферии сульфидные включения отсутствуют. В других зернах оливина с сульфидами такой зональности не было отмечено, сульфидные включения разного размера располагаются хаотично.

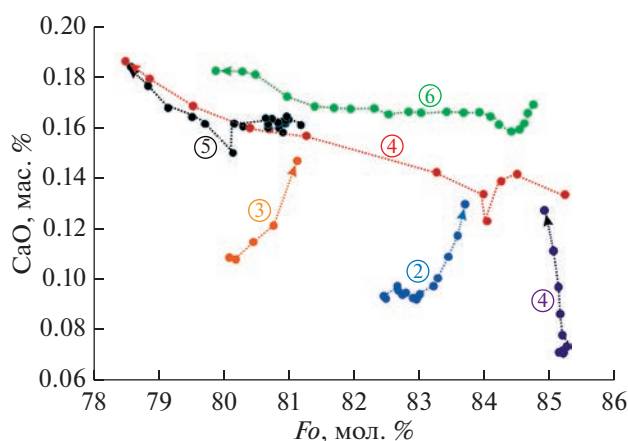
Часть включений имели однородный состав на вскрытой поверхности и были представлены Fe-Ni фазой с содержанием Ni < 4 ат. % или Fe-Cu-Ni фазой с различным соотношением Cu/Fe (рис. 3в). В другой части включений были установлены обе эти фазы при преобладании Fe-Ni фазы. Состав сульфидных включений показывает, что они являются продуктом кристаллизации сульфидных жидкостей с различным соотношением Fe, Cu и Ni. В некоторых включениях кроме сульфидных фаз наблюдались выделения оксидов железа, что говорит в пользу существования сульфида в жидкой фазе в момент его захвата оливином (например, Fonseca et al., 2008). Полученные результаты



**Рис. 4.** Состав вкрапленников оливина в базальтах горы Медвежья. Оливины позднечетвертичных вулканических пород Камчатки на (а–в, д) показаны по данным работы (Nekrylov et al., 2018) с дополнением неопубликованных данных, на (г) – по (Nekrylov et al., 2022). На рис. (д) затененным полем показана область оливинов, производных из первичных мантийных магм с MgO 8–20 мас. % по (Herzberg, 2011).



**Рис. 5.** Зональность оливинов двух популяций. Изображение в отраженных электронах (а – зерно оливина с включениями шпинели, без включений сульфида; б – зерно оливина, содержащее сульфидные включения). На шкале абсцисс показано расстояние от одного края зерна оливина до другого через его центр.



**Рис. 6.** Тренды зональности зерен оливина на графике зависимости CaO от магнезиальности оливина. Стрелками показаны направления от центра вкрапленника к периферии. 1–3 — тренды зональности зерен оливина с включениями сульфидов, 4–6 — тренды зональности вкрапленников оливина без сульфидов.

показывают сходство составов сульфидных включений в зернах оливина горы Медвежья с сульфидами в изученных базальтах Толбачинского дола (Zelenski et al., 2018) и п-ова Камчатский мыс (Savelyev et al., 2018), отличаясь от них меньшим содержанием Ni в Fe-Ni-фазе, что коррелирует с меньшим содержанием Ni в оливине-хозяине включений в случае горы Медвежья.

### Шпинель

Минералы группы шпинели присутствуют в изученных образцах в виде включений в оливине и отдельных редких вкрапленников. Состав кристаллов шпинели, заключенных внутри вкрапленников оливина, приведены в табл. 3 и показаны на рис. 7. Шпинель, заключенная в зернах оливина с сульфидами, отличается несколько пониженной хромистостью ( $Cr\# = Cr/(Al + Cr) = 0.14–0.48$ ) по сравнению со шпинелями в бессульфидных зернах ( $Cr\# = 0.30–0.77$ ) (рис. 7в, табл. 4). Окисленность шпинелей, заключенных в этих двух группах оливина, практически не различается (рис. 7г),  $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.85–1.92$  при  $FeO < 50$  мас. %. При этом в базальтах горы Медвежья большая часть включений шпинели, не ассоциирующих с сульфидами (27 из 43 анализов), содержит  $FeO > 50$  мас. %. Многие вкрапленники оливина типичного высоко-Са состава обогащены кристаллами такой шпинели (рис. 5а).

Включения шпинели представлены двумя группами, различающимися морфологией, составом и наличием в них расплавных включений (табл. 5). В группе I содержится много расплавных включений (рис. 8а), более титанистых ( $TiO_2 > 0.5$  мас. %), в основном менее хромистых

( $Cr\# = 0.42–0.70$ ) (рис. 9а) и сходных по составу с включениями шпинели во вкрапленниках оливина. Включения шпинели группы II (три зерна из 19 изученных) имеют однородное ядро, не содержат расплавных включений и часто обладают четкой внешней более железистой каймой (рис. 8б). Центральные части кристаллов шпинели группы II по составу соответствуют таковым из мантийных ксенолитов Авачинского вулкана (Ionov et al., 2010; Kerezhinskas et al., 2022) (рис. 9а, 9б) и характеризуются низкой титанистостью ( $TiO_2 < 0.1$  мас. %) и высокой хромистостью ( $Cr\# = 0.62–0.73$ ). Включения шпинели группы I близки по составу таковым в оливине (рис. 9), а внешние каймы кристаллов шпинели группы II близки по титанистости шпинели I группы (рис. 8).

### Расчетные параметры кристаллизации оливин-шпинелевых пар

Температуры кристаллизации, рассчитанные по распределению Al между оливинем и шпинелью по модели (Coogan et al., 2014), показаны на рис. 10а и табл. 4. Для вкрапленников оливина, содержащих включения сульфида, интервал оцененных температур составляет  $1010–1062^\circ C$ , а для оливина без сульфидов —  $1036–1241^\circ C$ . Магнезиальность вкрапленников оливина, для которых проведены оценки температур, близка для обеих групп:  $Fo_{83–86.1}$  и  $Fo_{81.2–87.8}$  соответственно (рис. 10а). Погрешность определений составляет  $+21/-24^\circ C$  для температур вблизи  $1000^\circ C$  и  $\pm 17^\circ C$  для температур вблизи  $1200^\circ C$  (значения рассчитаны, исходя из погрешностей измерения  $Al_2O_3$  в оливине). Следует отметить, что абсолютные значения оценок температур носят ориентировочный характер в силу очевидного различия условий экспериментальной калибровки данного термометра ( $T > 1250^\circ C$ , 1 атм.) и состава шпинели по сравнению с оцененными условиями кристаллизации минералов изученных базальтов. Однако значительная разница температур равновесия шпинели и оливина в оливине, содержащем включения сульфида и без него, едва ли может быть объяснена погрешностью модели и, вероятно, отражает реальное различие температур кристаллизации.

Редокс-условия кристаллизации, рассчитанные по модели (Николаева и др., 2016), для обеих популяций оливина практически не различаются и составляют  $\Delta QFM = 1–2$  для большинства определений (рис. 10б, табл. 4).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Свидетельство гибридного происхождения базальтов

Особенности состава минералов в базальтах горы Медвежья предполагают их гибридное про-

Таблица 3. Составы сосуществующих оливина и шпинели, мас. %

Компоненты	Шпинели															
	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.18	0.2	0.24	0.23	0.21	0.25	1.07	0.19	0.48
SiO <sub>2</sub>	1.49	1.00	1.08	1.55	1.32	1.12	0.85	0.54	0.58	0.73	0.66	0.54	2.06	0.54	3.09	3.4
TiO <sub>2</sub>	26.97	21.7	20.88	26.11	24.83	23.94	33.11	22.94	20.21	15.44	13.78	20.66	14.47	17.97	12.27	10.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.73	28.55	28.36	23.25	22.98	20.47	7.79	30.64	33.98	36.73	37.6	29.07	30.71	26.78	27.45	24.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.21	0.23	0.32	0.34	0.19	0.25	0.13	0.19	0.14	0.16	0.13	0.23	0.19	0.25	0.2
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.25	0.23	0.24	0.22	0.24	0.29	0.49	0.5	0.55	0.44	0.41	0.44	0.53	0.52	0.48
MnO	11.43	10.83	10.99	10.86	11.5	10.59	11.03	11	10.35	8.72	8.46	9.52	9.78	8.1	9.17	8.35
MgO	0.17	0.15	0.21	0.16	0.16	0.22	0.23	0.14	0.23	0.12	0.11	0.2	0.15	0.24	0.15	0.14
NiO	0.08	0.10	0.08	0.09	0.08	0.10	0.18	0.24	0.22	0.18	0.16	0.24	0.15	0.19	0.06	0.1
ZnO	19.42	18.84	18.43	20.21	18.69	19.36	19.89	18.56	19.38	21.41	21.31	20.46	20.79	22.89	22.21	23.12
FeO	16.11	17.83	18.70	17.35	19.62	22.58	25.89	15.80	15.62	17.22	17.62	19.15	22.15	21.09	25.76	27.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	99.96	99.47	99.20	100.15	99.74	98.83	99.55	100.66	101.45	101.49	100.54	100.59	101.18	99.59	101.12	98.90
Сумма	1.3	1.2	1.1	1.3	1.1	1.0	0.9	1.3	1.4	1.4	1.3	1.2	1.0	1.2	1.0	0.9
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> Spl	0.37	0.47	0.48	0.37	0.38	0.36	0.14	0.47	0.53	0.61	0.65	0.49	0.59	0.50	0.60	0.60
Cr# Spl																
	Оливины с сульфидами															
	Оливины без сульфидов															
SiO <sub>2</sub>	39.97	40.36	40.39	39.89	40.35	40.01	39.73	39.4	39.71	39.32	39.64	39.5	39.48	39.37	39.17	39.47
TiO <sub>2</sub>	0.012	0.008	0.006	0.012	0.008	0.008	0.010	0.007	0.008	0.008	0.007	0.007	0.010	0.008	0.010	0.009
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.017	0.012	0.012	0.017	0.012	0.013	0.013	0.025	0.026	0.022	0.021	0.027	0.019	0.025	0.024	0.023
FeO	15.3	13.51	13.34	15.38	14	14.77	16.09	15.37	14.52	15.64	14.65	14.99	15.02	15.97	15.88	14.67
MnO	0.25	0.23	0.22	0.24	0.24	0.25	0.30	0.33	0.29	0.33	0.28	0.30	0.30	0.36	0.33	0.29
MgO	44.59	46.23	46.43	44.6	45.92	45.18	43.95	43.83	44.57	43.54	44.42	44.17	44.28	43.18	43.38	44.41
CaO	0.102	0.065	0.095	0.097	0.070	0.082	0.090	0.136	0.135	0.162	0.163	0.137	0.155	0.141	0.171	0.166
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.029	0.014	0.024	0.016	0.015	0.008	0.011	0.074	0.140	0.049	0.034	0.041	0.090	0.038	0.023	0.028
NiO	0.16	0.17	0.21	0.17	0.15	0.19	0.15	0.21	0.24	0.18	0.19	0.25	0.20	0.21	0.18	0.21
Сумма	100.43	100.59	100.73	100.42	100.76	100.51	100.34	99.37	99.64	99.25	99.41	99.42	99.55	99.30	99.17	99.27
Fo(Ol)	83.9	85.9	86.1	83.8	85.4	84.5	83.0	83.6	84.5	83.2	84.4	84.0	84.0	82.8	83.0	84.4
T <sub>Ol-Spl</sub> , °C	1062	1019	1021	1061	1010	1030	1017	1134	1151	1154	1161	1160	1143	1170	1215	1241
ΔQFM	1.1	1.6	1.8	1.2	1.7	1.8	1.7	1.0	1.2	1.2	1.5	1.4	1.8	1.6	2.0	2.4

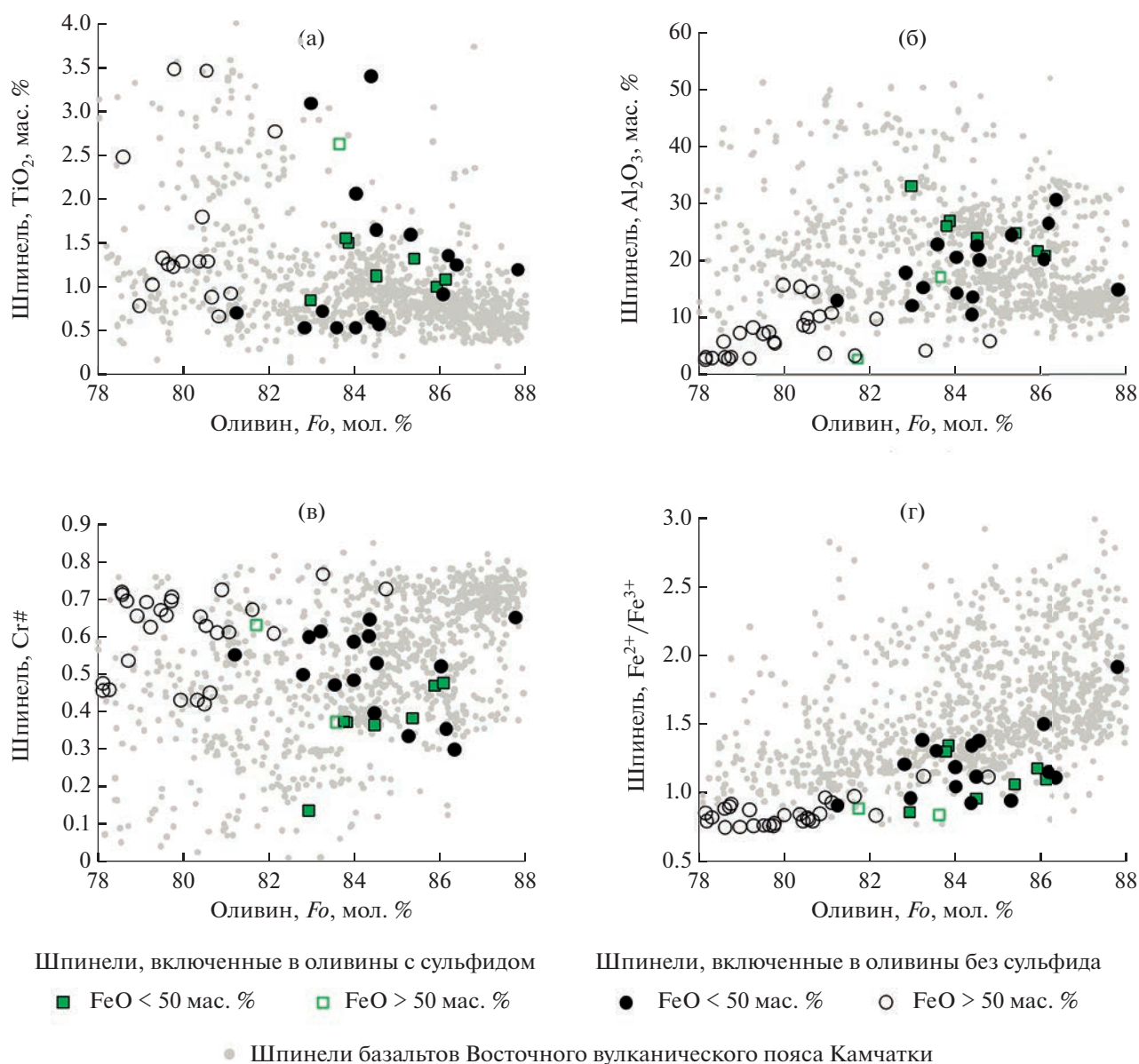


Рис. 7. Зависимость состава шпинели, заключенной во вкрапленниках оливина, от состава вмещающих оливинов в базальтах горы Медвежья. Состав шпинели из базальтов Восточного вулканического пояса по (Nekrylov et al., 2018).

исхождение. Наряду с преобладающими в этих породах вкрапленниками оливина высоко-Са состава, которые имеют нормальную кристаллизационную зональность и с высокой степенью вероятности кристаллизовались из магм, отвечающих валовому составу пород, было обнаружено небольшое количество минералов экзотического состава, которые интерпретируются нами как ксенокристы. В первую очередь это вкрапленники оливина низко-Са состава, составляющие около 1.5% всех кристаллов оливина, выделенных из пород. Также экзотический состав имеют редкие вкрапленники высокохромистой низкотитанистой шпинели.

Ключевой особенностью вкрапленников низко-Са оливина является наличие обратной зональности в кристаллах разного состава, причем в краевых частях этих кристаллов состав оливина приближается к преобладающему в породах высоко-Са оливину (рис. 6). Важной особенностью этих ксенокристов также является наличие включений сульфидов и относительно глиноземистой шпинели по сравнению с включениями этого минерала в оливине высоко-Са группы. Особенность зональности кристаллов низко-Са группы позволяет предположить, что они были захвачены магмами в результате дефрагментации существенно затвердевших пород — оливиновых куму-

**Таблица 4.** Расчетные параметры и состав шпинели (с FeO < 50 мас. %), заключенной во вкрапленниках оливина (в скобках – медианное значение, *n* – количество пар оливин–шпинель)

Параметр	Оливин с сульфидом <i>n</i> = 7	Оливин без сульфида <i>n</i> = 16
Cr# <i>Spl</i>	0.14–0.48 (0.37)	0.30–0.65 (0.53)
Mg# <i>Spl</i>	0.49–0.52 (0.51)	0.32–0.58 (0.46)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас. %	21–33 (25)	11–31 (19)
TiO <sub>2</sub> , мас. %	0.85–1.55 (1.12)	0.54–3.40 (1.06)
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> <i>Spl</i>	0.85–1.34 (1.10)	0.91–1.92 (1.17)
ΔQFM (Николаев и др., 2016)	1.1–1.8 (1.7)	1.0–2.4 (1.5)
<i>T</i> , °C (Coogan, 2014)	1010–1062 (1021)	1036–1241 (1153)

**Таблица 5.** Представительные составы вкрапленников шпинели, мас. %

Компоненты	зерно 9-5		зерно 9-5		Spl1	Spl2	Spl3	Spl4	Spl5	Spl6	Spl7	Spl8	Spl14	Spl15	Spl16	Spl17
	центр	край	центр	край	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр
SiO <sub>2</sub>	0	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.04	1.41	1.66	1.64	0.97	1.35	0.56	1.83	1.56	1.16	1.38	1.09	0.09	1.11	1.45	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.42	14.33	19.24	22.18	12.67	16.46	14.38	17.28	14.73	16.11	21.68	20.49	12.32	25.47	20.99	15.48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43.28	38.04	23.92	25.12	41.61	32.08	49.33	29.57	34.09	37.92	32.12	33.75	49.98	27.12	27.69	47.45
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	0.19	0.34	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.29	0.38	0.31	0.35	0.34	0.35	0.34	0.34	0.38	0.41	0.34	0.39	0.23	0.38	0.34	0.34
MgO	11.09	9.71	10.23	10.59	9.81	10.21	10.53	10.61	9.69	10.05	11.30	10.67	11.13	11.20	10.92	10.77
NiO	0.18	0.09	0.19	0.17	0.09	0.12	0.13	0.10	0.10	0.13	0.14	0.10	0.18	0.09	0.15	0.15
ZnO	0.10	0.08	0.07	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	17.09	19.77	19.92	19.82	19.75	19.97	18.88	20.13	20.81	19.96	19.32	19.84	17.02	19.67	19.79	18.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.17	15.51	23.89	19.38	16.21	20.90	7.87	22.01	20.47	15.61	15.40	15.41	10.62	16.19	20.35	9.55
Сумма	99.97	99.52	99.78	99.70	101.44	101.46	102.06	101.92	101.86	101.36	101.70	101.76	101.58	101.26	101.72	101.94

латов – и испытывали частичное переуравновешивание с транспортирующими их магмами. В данном случае мы не видим явных признаков смешения магм, содержащих фенокристы оливина разного состава. В случае смешения магм контрастного состава можно было бы ожидать встречной и обратной зональности в направлении низко-Са составов в оливинах основной популяции. Однако эти оливины демонстрируют нормальную зональность с плавным повышением содержания СаО с уменьшением магнезиальности оливина (рис. 5, 6).

Две генерации оливина, имеющие различное содержание Са, были описаны в базальтах Ключевского вулкана (Хубуная и др., 2018). Их происхождение интерпретируется как результат двух последовательных этапов кристаллизации одной магмы: высокобарического этапа для низко-Са и высоко-Мг оливина и низкобарического этапа, возможно, сопровождавшегося дегазацией магм, для высоко-Са и низко-Мг оливина. Однако в отличие от оливина Ключевского вулкана, оливин с разным содержанием кальция в базальтах горы

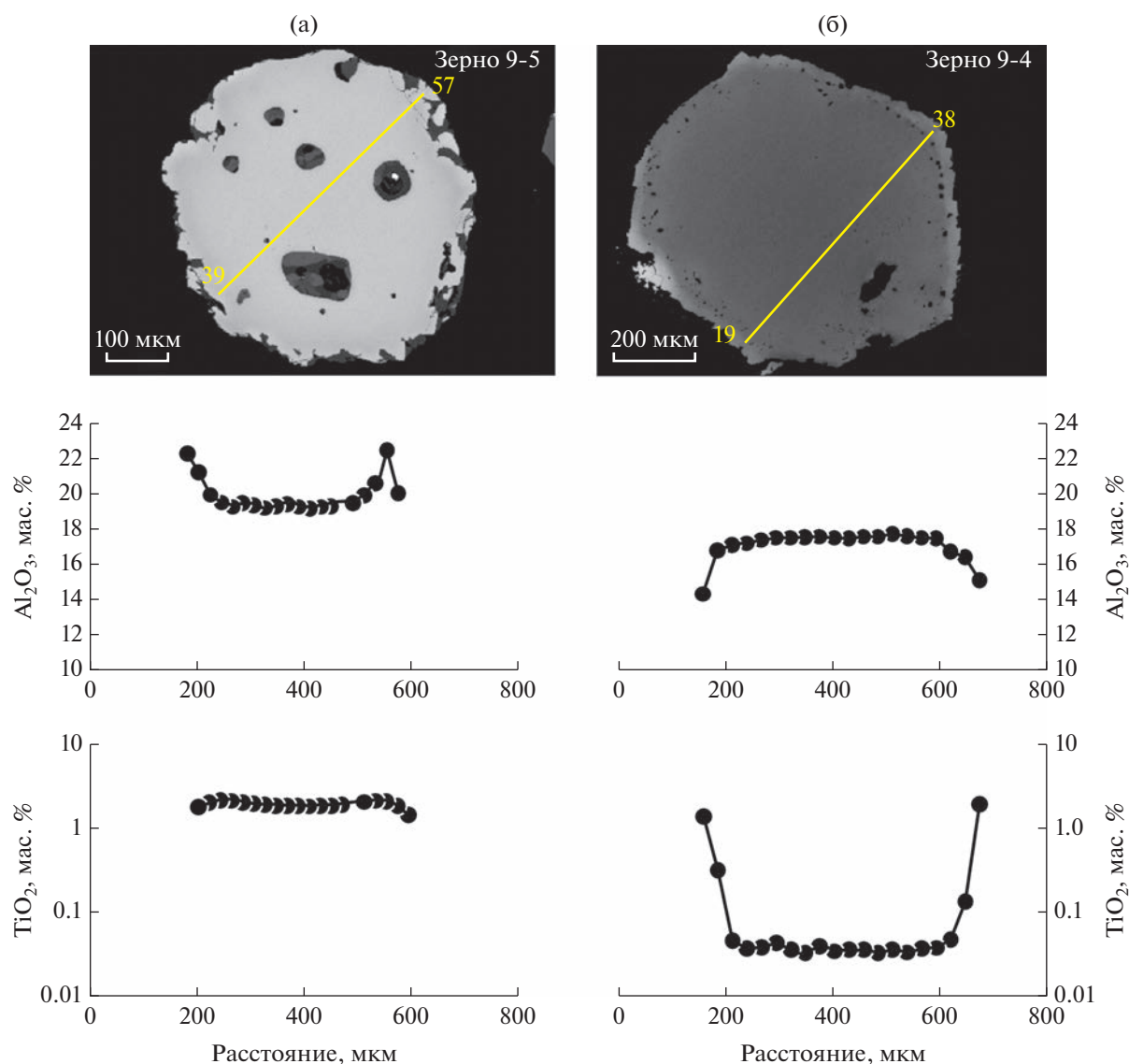
Медвежья имеет близкий интервал магнезиальности и не может объясняться последовательной кристаллизацией из одного расплава при изменении давления кристаллизации.

Ключевой особенностью ксенокристов шпинели является их крайне низко-Ti состав (TiO<sub>2</sub> < 0.1 мас. %), отсутствие расплавных включений и наличие резко зональной краевой каймы (рис. 8б). Особенности состава этих шпинелей соответствуют типичным составам этого минерала в мантийных ксенолитах в породах Авачинского вулкана (рис. 9) и, вероятно, они являются продуктами дезинтеграции подобных ксенолитов.

#### *Особенности условий кристаллизации основной популяции оливина*

Оливин высоко-Са состава является главным минералом-вкрапленником в изученных породах. Нормальная зональность кристаллов подразумевает спокойные условия кристаллизации без эпизодов смешения с магмами контрастного со-





**Рис. 8.** Два типа включений шпинели. Изображение в отраженных электронах (а – I группа, с включениями расплава, б – II группа, более магнезиальная шпинель с однородным ядром без включений).

става. По содержанию Ca, Ni и Al этот оливин имеет состав, типичный для высокомагнезиальных базальтов Камчатки. Условия кристаллизации были оценены по составам включений хромистой шпинели и их оливина-хозяина. Оцененные температуры находятся в интервале 1241–1036°C, а редокс-условия отвечают  $\Delta QFM = 1-2$ , что также типично для примитивных магм Камчатки (Тобелко и др., 2019; Mironov et al., 2015; Kamenetsky et al., 2018; Nekrylov et al., 2018). Имеющиеся данные не позволяют количественно оценить давление кристаллизации. Однако редкость вкрапленников высоко-Ca пироксена, их низкомагнезиальный состав ( $Mg\# < 80$  мол. %) и отсутствие пироксена в виде включений в оливине позволяют предположить отсутствие этого минерала на ликвидусе при-

митивных магм и низкобарические условия кристаллизации, предположительно менее 5 кбар. В этом отношении изученные базальты отличаются от авачитов (Портнягин и др., 2005) и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (например, Арискин, Бармина, 2004), в которых присутствуют вкрапленники высоко-Mg# пироксена, свидетельствующие о его раннем появлении на ликвидусе при высоких давлениях (вероятно,  $\geq 1$  ГПа).

Особенностью высоко-Ca оливина базальтов горы Медвежья является тренд обогащения марганцем, не типичный для оливина из других позднечетвертичных базальтов Камчатки (рис. 4д), в которых Fe/Mn обычно остается на постоянном уровне, что ожидаемо для совместно кристаллизу-

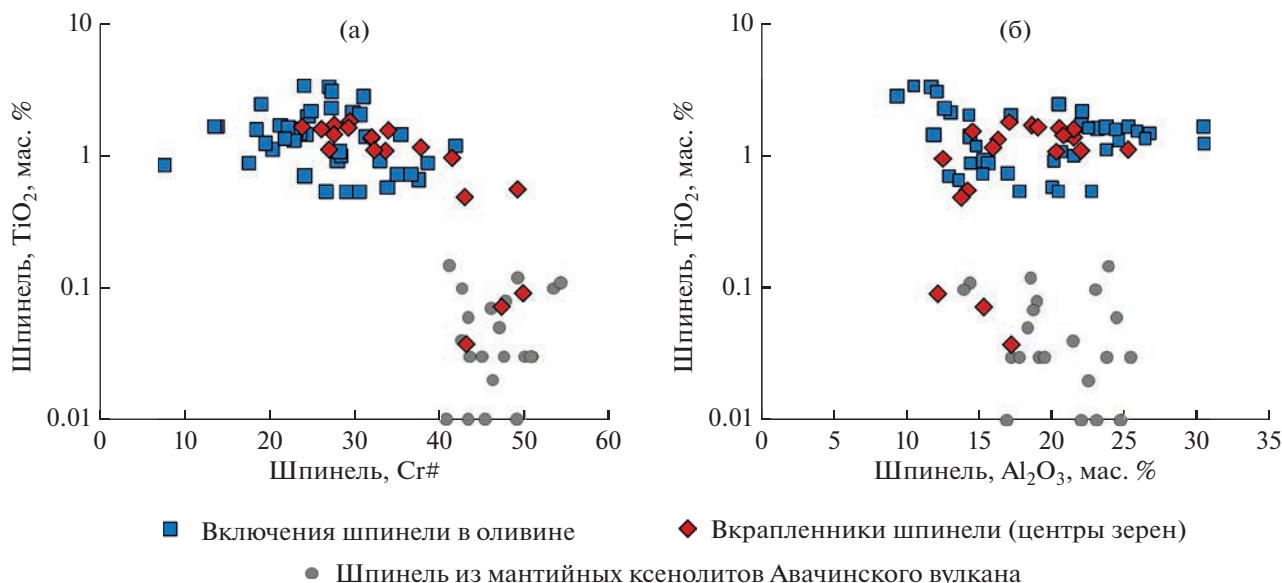


Рис. 9. Состав шпинели (с FeO < 50 мас. %) из базальтов горы Медвежья. Состав шпинели из мантийных ксенолитов вулкана Авачинский приведен по (Ionov et al., 2010; Kerezhinskas et al., 2022).

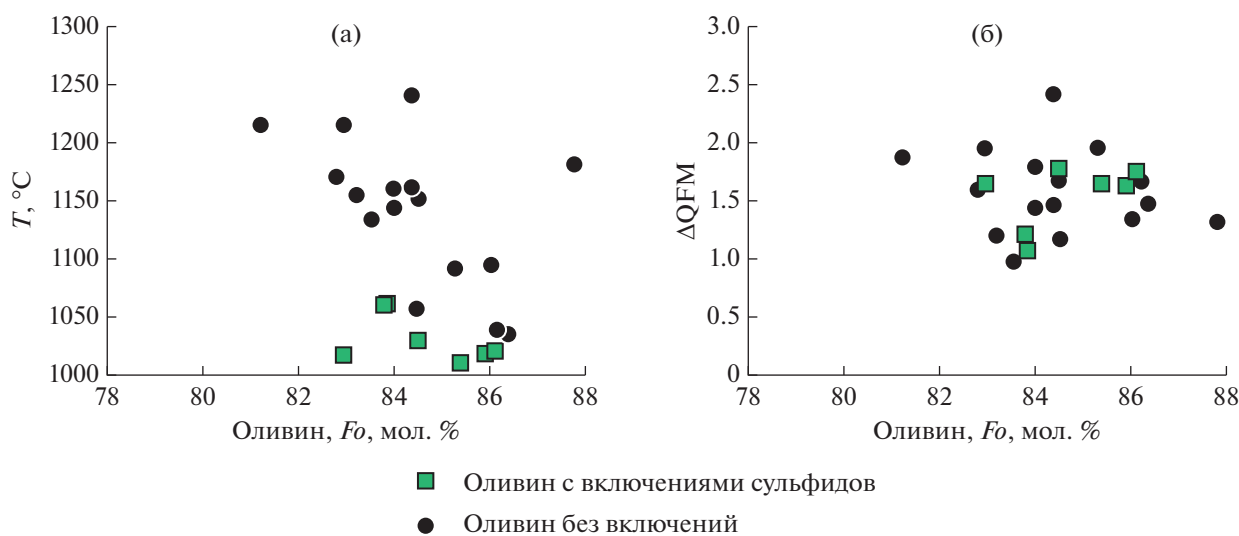


Рис. 10. Условия кристаллизации оливин–шпинелевых пар (для шпинели с FeO < 50 мас. %). Температура рассчитана по (Coogan et al., 2014), фугитивность кислорода – по (Николаев и др., 2016).

ющихся пироксенов и оливина или при плавлении мантийных перидотитов (например, Numayun et al., 2004; Herzberg, 2011). Поскольку  $Kd(Mg-Fe^{2+})$  и  $Kd(Mn-Mg)$  очень слабо зависят от температуры, давления и состава оливина (Blundy et al., 2020), наблюдаемые изменения Fe/Mn в оливине от 60 до 35 необходимо связывать с аномальным уменьшением Fe/Mn в расплаве в ходе кристаллизации магм. Это может происходить 1) при ассимиляции магмой богатого Mn материала, 2) при уменьшении Fe/Mn в расплаве в результате кристаллизации

фазы с высоким Fe/Mn либо 3) при уменьшении  $Fe^{2+}/Mn$  в результате окисления расплава.

Валовые составы базальтов горы Медвежья имеют  $FeO/MnO \approx 55$ , что типично для магнезиальных базальтов – продуктов плавления мантийных перидотитов (Herzberg, 2011). Следовательно, низкие значения Fe/Mn в оливине нельзя объяснить ассимиляцией богатого Mn материала, что должно было сказываться на составе пород. Более обоснованным выглядит сценарий, при котором происходила кристаллизация минерала с высоким значением Fe/Mn и также окисление Fe

в расплаве. Действительно, вкрапленники высоко-Са оливина в породах содержат обильные включения высокожелезистой шпинели (магнезиального магнетита) с более высокими Fe/Mn (60–140), чем в оливине и валовом составе самой магмы. Кристаллизация магнетита могла привести к понижению Fe/Mn в расплаве и равновесном оливине. Необычно раннее появление магнетита на ливидусе магм горы Медвежья можно связывать с высокой степенью окисления расплавов (например, Ariskin, Varmina, 1999), что также должно было оказывать влияние на понижение  $Fe^{2+}/Mn$  в расплаве и оливине. Хотя во многих отношениях базальты горы Медвежья близки другим магнезиальным породам Камчатки, их отличительной особенностью, вероятно, была низкобарическая кристаллизация, которая сопровождалась окислением расплава и выпадением обильного магнетита, что нашло отражение в необычном тренде уменьшения Fe/Mn в оливине при кристаллизации.

#### *Происхождение оливина с сульфидными включениями*

Наличие сульфидов, включенных в виде мельчайших капель во вкрапленниках оливина с магнезиальностью  $Fo_{79-88}$  — редкий феномен для базальтов Камчатки. Ранее подобные включения были описаны только в базальтах Толбачинского дола и также присутствуют в магнезиальном оливине Ключевского вулкана (Н.Л. Миронов, устное сообщение).

В случае базальтов Толбачинского дола в работе (Kamenetsky et al., 2017) показано, что составы вкрапленников оливина, содержащего сульфидные включения и без них, практически идентичны за исключением небольших различий в содержании микроэлементов (Sc, Co, Zn, V). Это позволило сделать вывод о том, что кристаллизация происходила из одной магмы, а присутствие сульфидов объяснялось ассимиляцией и локальным пересыщением расплава серой при относительно высоком значении фугитивности кислорода ( $\Delta QFM \sim +1.1$ ). Условия начала кристаллизации оценивались как 1220°C и не менее 300 МПа.

В отличие от базальтов Толбачинского дола, вкрапленники оливина, содержащие сульфидные включения, в базальтах горы Медвежья имеют отличный от преобладающей популяции вкрапленников состав и интерпретируются нами как ксенокристы. Условия кристаллизации этих вкрапленников оцениваются нами как 1010–1062°C и  $\Delta QFM = 1-2$ . Свидетельством магматического происхождения этих ксенокристов является широкий интервал магнезиальности и ее низкие величины ( $Fo_{78.2-87.8}$ ) по сравнению с типичным оливином из мантийных ксенолитов Авачинского вулкана

( $Fo_{90-92}$ : Ionov et al., 2010; Kepezzhinskas et al., 2022). Оцененные температуры систематически ниже, чем температуры кристаллизации преобладающей популяции вкрапленников, редокс-условия кристаллизации близки. Имеющиеся данные не позволяют оценить давление кристаллизации низко-Са оливинов с сульфидами, но, учитывая их ксеногенное происхождение и ассоциацию с минералами из дезинтегрированных мантийных пород, мы предполагаем высокое давление кристаллизации, возможно, отвечающее условиям нижней коры (>700 МПа).

Количество СаО в оливине понижается при уменьшении кальция в расплаве, понижении температуры и увеличении содержания  $H_2O$  (например, Libourel, 1999; Gavrilenko et al., 2016). Стабильность сульфидной фазы также зависит от многих физико-химических параметров и при неизменном составе расплава расширяется при уменьшении температуры, увеличении давления и, возможно, увеличении количества воды в расплаве (например, Li, Ripley, 2005; Liu et al., 2007; Ariskin et al., 2013; Matjuschkin et al., 2016). Таким образом, ассоциация низко-Са оливина и сульфидов может говорить о низких температурах кристаллизации, что подтверждается расчетными нами оценками, а также о высоком содержании  $H_2O$  в магме и высоком давлении. Мы не можем исключать того, что кристаллизация происходила из низко-Са и низко-Fe андезитовых расплавов, что также могло способствовать сульфидно-силикатной несмесимости при умеренном содержании серы в расплаве и без необходимости гипотетической ассимиляции богатого серой материала в магматическом канале.

#### *Сульфидно-силикатная несмесимость на ранних этапах эволюции островодужных магм*

Документация сульфидно-силикатной несмесимости в случае базальтов горы Медвежья является еще одним фактом в пользу гипотезы о типичности этого процесса в островных дугах и на континентальных окраинах с корой континентального типа (например, Jenner et al., 2010; Lee, Tang, 2020). Причинно-следственная связь между мощностью коры и присутствием сульфида на ливидусе магм является дискуссионным вопросом. Наши новые данные показывают, что кристаллизация магм в присутствии сульфида происходила при относительно окислительных условиях, и, следовательно, редокс-условия не являются в данном случае фактором, контролирующим стабильность сульфидов. Более вероятно, такими факторами являются низкие температуры кристаллизации, высокое давление кристаллизации магм и, возможно, высокое содержание воды в расплавах. Решение этого фундаментального вопроса остро нуждается в дополнительных данных.

Ряд исследователей предполагают, что сульфидная фаза на ранних этапах эволюции островодужных магм представлена моносльфидным твердым раствором (MSS) (например, Chen et al., 2019), кристаллизация которого способна объяснить избирательное обеднение континентальной коры рядом халькофильных элементов, в частности низкое значение Cu/Ag по сравнению с таковым мантии Земли. Сульфидно-силикатная ликвация, напротив, не способна фракционировать Cu/Ag в остаточном расплаве (например, Li, Audetad, 2012). В случае базальтов Толбачинского дола и горы Медвежья наблюдаются включения раскристаллизованной сульфидной жидкости. Эти данные не отрицают самой возможности насыщения расплавов MSS, но это должно было происходить на более поздних этапах фракционирования магм. Отметим также, что “скрытая” сульфидно-силикатная несмесимость в изверженных островодужных породах может быть ответственной за истощение их составов не только медью, но и элементами группы платины, проявляющими свойства халькофильных элементов (Nekrylov et al., 2022).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Камчатке обнаружен еще один объект с систематическим присутствием включений сульфидов в оливинах — примитивные оливиновые базальты горы Медвежья, расположенной в пределах Авачинской группы вулканов. В результате проведенного исследования установлено, что:

1) Породы имеют гибридное происхождение и наряду с преобладающими вкрапленниками высоко-Са оливина содержат редкие (около 1.5%) ксенокристаллы низко-Са оливина с включениями сульфидов и также вкрапленники шпинели типично мантийного низко-Ti состава.

2) Вкрапленники высоко-Са оливина имеют нормальную зональность и типичный для базальтов Камчатки состав за исключением необычного обогащения MnO от 0.20 до 0.55 мас. % при изменении состава оливина в интервале  $Fo_{78.2-87.8}$ . Кристаллизация происходила при 1036–1241°C и, судя по отсутствию вкрапленников высоко-Mg# клинопироксена, при низкobarических условиях (вероятно, менее 500 МПа). Необычное обогащение марганцем объясняется понижением Fe/Mn в расплаве в результате взаимосвязанных процессов окисления железа и обильной кристаллизации магнетита с высоким значением Fe/Mn.

3) Вкрапленники оливина с сульфидными включениями отличаются отсутствием зональности или слабовыраженной обратной зональностью, пониженными содержаниями Ca, Ni, Mn, Cr и Al. Оцененные температуры кристаллизации сульфидсодержащих оливинов — 1010–1062°C,

редокс-условия отвечали  $\Delta QFM = 1-2$ . Характер зональности и особенности состава сульфидсодержащих вкрапленников оливина предполагают их кристаллизацию в глубинных коровых условиях из низкотемпературных высоководных и/или низко-Са магм.

4) Полученные результаты подтверждают реалистичность процесса насыщения окисленных островодужных магм сульфидом на ранних стадиях кристаллизации, но показывают редкость этого процесса и его нетипичность для низкobarической стадии кристаллизации. Условия протекания сульфидно-силикатной несмесимости и состав сульфидных фаз в примитивных окисленных островодужных магмах остаются плохо изученными и нуждаются в продолжении разносторонних исследований.

*Благодарности.* Авторы благодарят Н.А. Некрылова за ценные советы и помощь при работе над статьей, А.А. Арискина и М.Л. Толстых — за детальные рецензии, которые помогли авторам во многом переосмыслить полученные результаты.

*Финансовые источники.* Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 22-27-00029 (Савельев Д.П.) и в рамках темы НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю. и др. Авачинский вулкан // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 246–254.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Тестирование *Ol–Orx–Sp* оксидометра Балльхауса–Берри–Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // Геохимия. 2016. № 4. С. 323–343.
- Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю. Петрология “авачитов” — высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана, Камчатка: II. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 358–388.
- Пузанков М.Ю. Геохимическая зональность в островной дуге (на примере Авачинского ряда вулканов) // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Научн. ред. А.П. Кривенко. Новосибирск, 1990. С. 114–128.
- 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. 258–281.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Хубуная В.С. К вопросу о магматических очагах под вулканом Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14–30.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure: 2. Fe-Ti oxides // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 251–263.

- Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications // *Geochem. Int.* 2004. V. 42. Suppl. 1. P. 1–157.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al.* Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: the effect of nickel // *Econom. Geol.* 2013. V. 108. P. 1983–2003.
- Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L.* Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // *Spectrochim. Acta. Part B.* 2016. V. 122. P. 62–68.
- Bai Z.-J., Zhong H., Hu R.-Z., Zhu W.-G.* Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: implications for the formation of co-magmatic porphyry–epithermal Cu–Au deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 280. P. 66–84.
- Batanova V.G., Thompson J.M., Danyushevsky L.V. et al.* New olivine reference material for in situ microanalysis // *Geostand. Geoanal. Res.* 2019. V. 43. P. 453–473.
- Blundy J., Melekhova E., Ziberna L. et al.* Effect of redox on Fe–Mg–Mn exchange between olivine and melt and an oxybarometer for basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2020. V. 175. P. 103.
- Chen K., Rudnick R.L., Wang Z. et al.* How mafic was the Archean upper continental crust? Insights from Cu and Ag in ancient glacial diamictites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. V. 278. P. 16–29.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.* Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2014. V. 368. P. 1–10.
- Fonseca R.O.C., Campbell I.H., O'Neill H.S.C., Fitzgerald J.D.* Oxygen solubility and speciation in sulphide-rich mattes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. № 11. P. 2619–2635.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al.* A Calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // *J. Petrol.* 2016. V. 57. P. 1811–1832.
- Herzberg C.* Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 113–146.
- Humayun M., Qin L., Norman M.D.* Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii // *Science.* 2000. V. 306. P. 91–94.
- Ionov D.A.* Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // *J. Petrology.* 2010. V. 51. № 1–2. P. 327–361.
- Jenner F.E., O'Neill H.S.C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A.* The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 12. P. 2445–2464.
- Kamenetsky V.S., Zelenski 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.
- Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N.* Metals in Avachinsky peridotite xenoliths with implications for redox heterogeneity and metal enrichment in the Kamchatka mantle wedge // *Lithos.* 2022. 106610.
- Krashenninnikov S.P., Bazanova L.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V.* Detailed tephrochronology and composition of major Holocene eruptions from Avachinsky, Kozelsky, and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2020. V. 408. 107088.
- Lee C.-T.A., Tang M.* How to make porphyry copper deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 529. 115868.
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J. et al.* Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation // *Science.* 2012. V. 336. 6077.
- Libourel G.* Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 136. P. 63–80.
- Li C.S., Ripley E.M.* Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits // *Mineral. Deposita.* 2005. V. 40. № 2. P. 218–230.
- Li Y., Audetat A.* Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 355. P. 327–340.
- Liu Y., Samaha N.-T., Baker D.R.* Sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in magmatic silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. P. 1783–1799.
- Matjuschkina V., Blundy J.D., Brooker R.A.* The effect of pressure on sulphur speciation in mid- to deep-crustal arc magmas and implications for porphyry the formation of copper deposits // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. P. 66.
- Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R. et al.* Quantification of the CO<sub>2</sub> budget and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H<sub>2</sub>O pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 1–11.
- Mungall J.E., Brenan J.M., Godel B. et al.* Transport of metals and sulphur in magmas by flotation of sulphide melt on vapour bubbles // *Nature Geosci.* 2015. V. 8. P. 216–219.
- 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.* 2018. V. 322. P. 212–224.
- Nekrylov N., Kamenetsky V.S., Savelyev D.P. et al.* Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // *Lithos.* 2022. V. 412–413. March 2022. 106608
- Park J.-W., Campbell I.H., Kim J., Moon J.-W.* The role of late sulfide saturation in the formation of a Cu- and Au-rich magma: insights from the platinum group element geochemistry of Niuatahi–Motutahi Lavas, Tonga Rear Arc // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 59–81.
- Richards J.P.* The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny // *Lithos.* 2015. V. 233. P. 27–45.
- Savelyev D.P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V. et al.* Immiscible sulfide melts in primitive oceanic magmas: evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia) // *Amer. Mineral.* 2018. V. 103. № 6. P. 886–898.
- Zelenski M., Kamenetsky V.S., Mavrogenes J.A. et al.* Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part I. Occurrence and compositions of sulfide melts // *Chemical. Geol.* 2018. V. 478. P. 102–111.
- Zelenski M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N., Kontonikas-Charos A.* High sulfur in primitive arc magmas, its origin and implications // *Minerals.* 2022. V. 12. № 1. P. 37.

## The origin of olivine basalts from Medvezhya Mount (Avachinsky group of volcanoes, Kamchatka): The evidence of assimilation of sulfide-bearing cumulates

D. P. Savelyev<sup>1</sup>, N. V. Gorbach<sup>1</sup>, M. V. Portnyagin<sup>3</sup>, and V. D. Shcherbakov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany*

The role and conditions of liquid immiscibility and crystallization of sulfide phase during evolution of subduction related magmas remains to be a debated topic, which bears relevance to mechanisms of porphyry copper deposit formation and evolution of the continental crust. We studied rare volcanic rocks with inclusions of magmatic sulfides in olivine – the basalts of Medvezhya Mount in the Avachinsky group of volcanoes. The rocks belong to primitive (Mg# = 66 mol. %) middle-K island arc olivine basalts. Olivine with normal zoning predominate (~98%) among phenocrysts. The olivine compositions are typical for Kamchatka basalts, except for an unusual trend of increase of MnO content from 0.20 to 0.55 wt. % and decrease of Fe/Mn from 60 to 35 with change of olivine composition from Fo<sub>87.8</sub> to Fo<sub>78.2</sub>. Olivines of this group contain numerous inclusions of minerals of the spinel group varying in composition from chromium spinel to magnesian magnetite. Olivine phenocrysts with sulfide inclusions are characterized by the absence or weak reverse zoning and reduced contents of Ca, Ni, Mn, Cr, and Al. The estimated crystallization temperatures for olivines of the prevailing type are 1036–1241°C, for sulfide-bearing olivines – 1010–1062°C. The data suggest that crystallization of the main olivine population occurred under relatively shallow conditions and was accompanied by strong oxidation of the magmas. On the contrary, the zoning and composition features of sulfide-bearing olivine suggest its xenogenic origin and probable crystallization at conditions of deep crust from low temperature water-rich and/or low-Ca magmas. The results obtained confirm the possibility of saturation of oxidized island-arc magmas with sulfide phase at lower crustal conditions, but show that this process is rare and not typical for low-pressure crystallization stage.

*Keywords:* olivine, spinel, sulfide saturation, basalt, Kamchatka

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 Меньший 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 Меньший 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 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

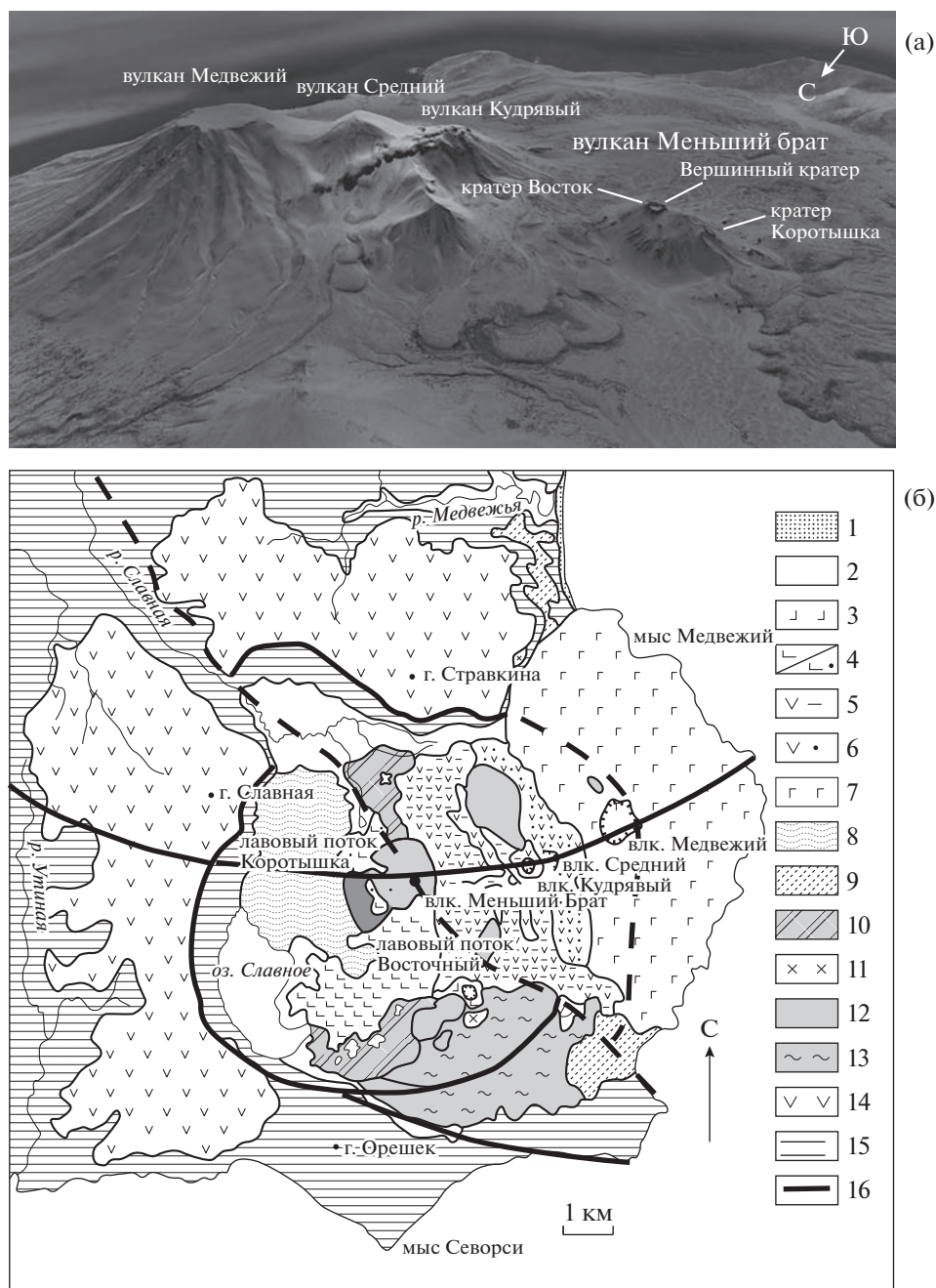
(MgO до 10 мас. %) базальтов в пределах Большой Курильской гряды (БКГ). Он возник на посткальдерном этапе развития плейстоценовой кальдеры Медвежья на севере о-ва Итуруп, одной из крупнейших в пределах Большой Курильской гряды (БКГ) (Рыбин и др., 2018; Ермаков, Штейнберг 1999; Чибисова и др., 2009).

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-

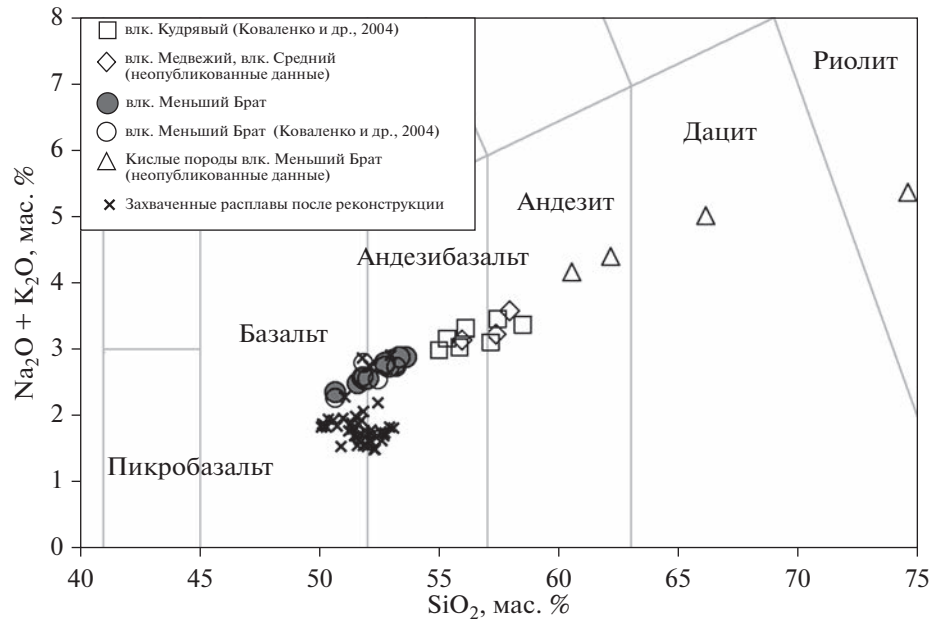


Рис. 2. Фрагмент TAS диаграммы с валовыми составами пород вулкана Меньший Брат. Захваченные расплавы после реконструкции потери воды и кремния, Fe-Mg переуравновешивания, пересчитанные на безводный состав.

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).

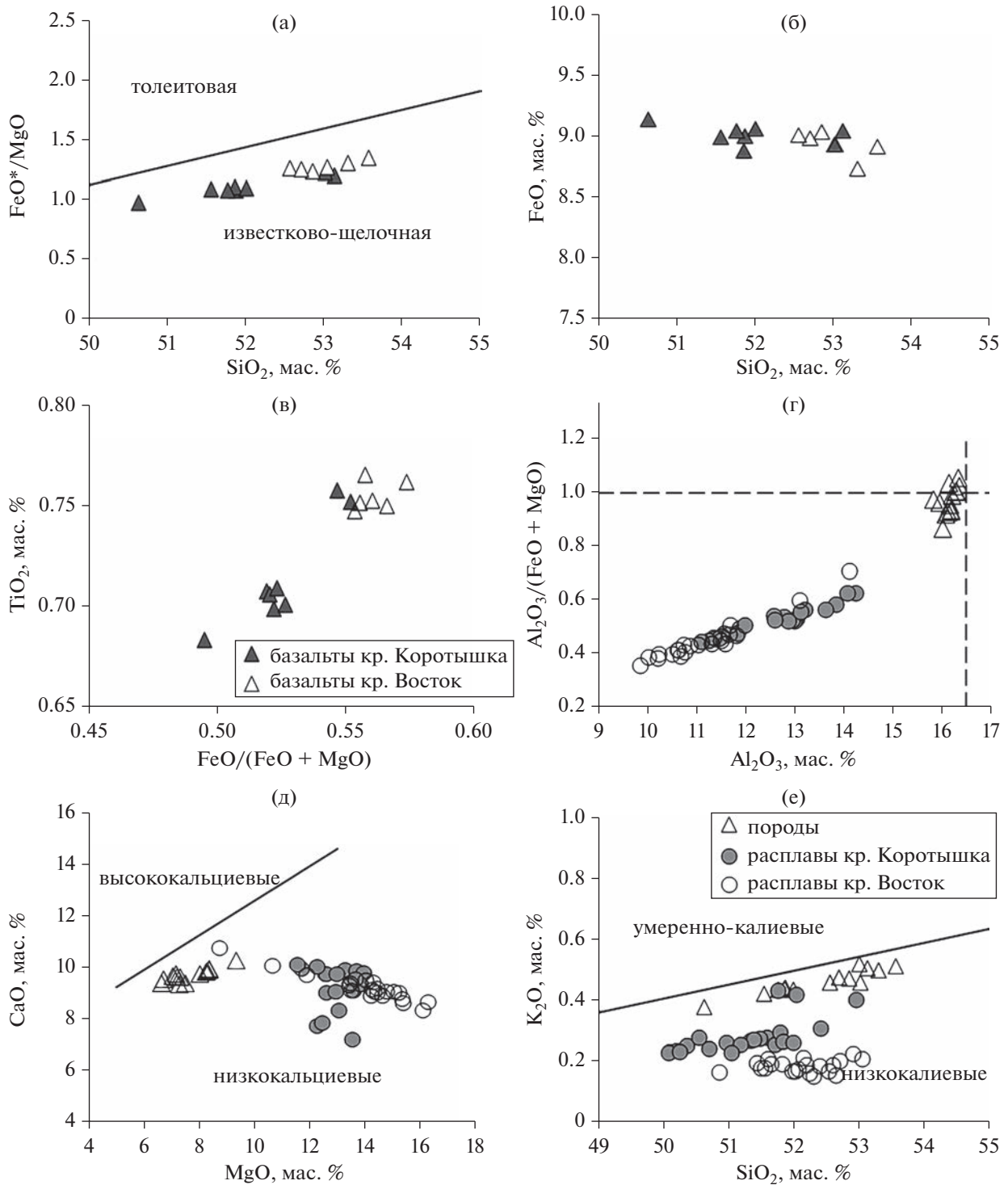
По мере увеличения содержания кремния в базальтах уменьшаются содержания магния и кальция, при этом растут содержания щелочей и титана (табл. 1, рис. 2, рис. 3). Породы конуса Коротышка в большинстве своем характеризуются наиболее основными составами с меньшим количеством  $SiO_2$ , FeO и  $TiO_2$  и 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	9.88	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	

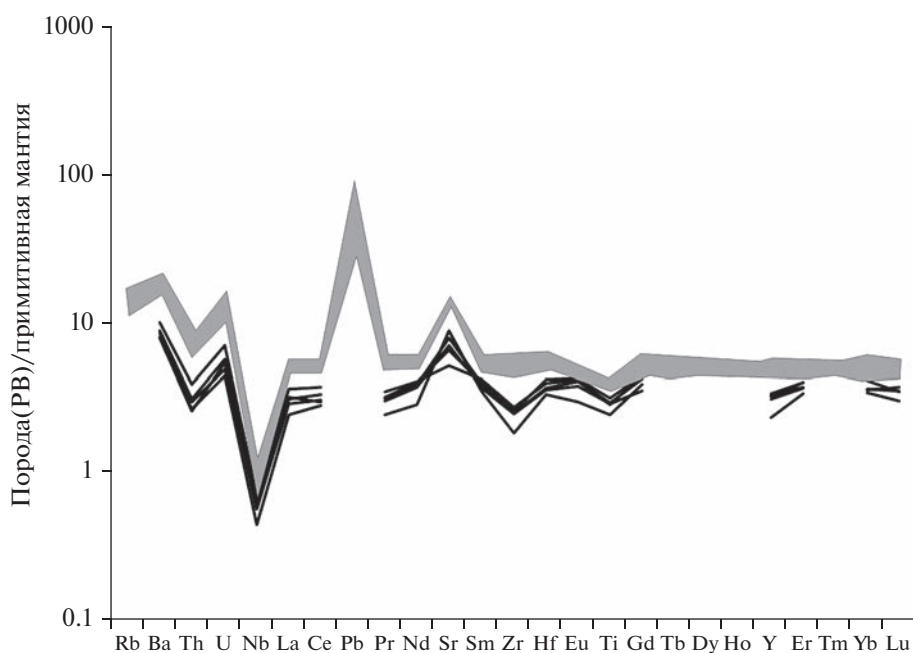
Примечание. Главные элементы определены методом РФА в мас. %. Редкие элементы определены ИСП-MS в г/т.



**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 высоkozарядных 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 порфировые 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.

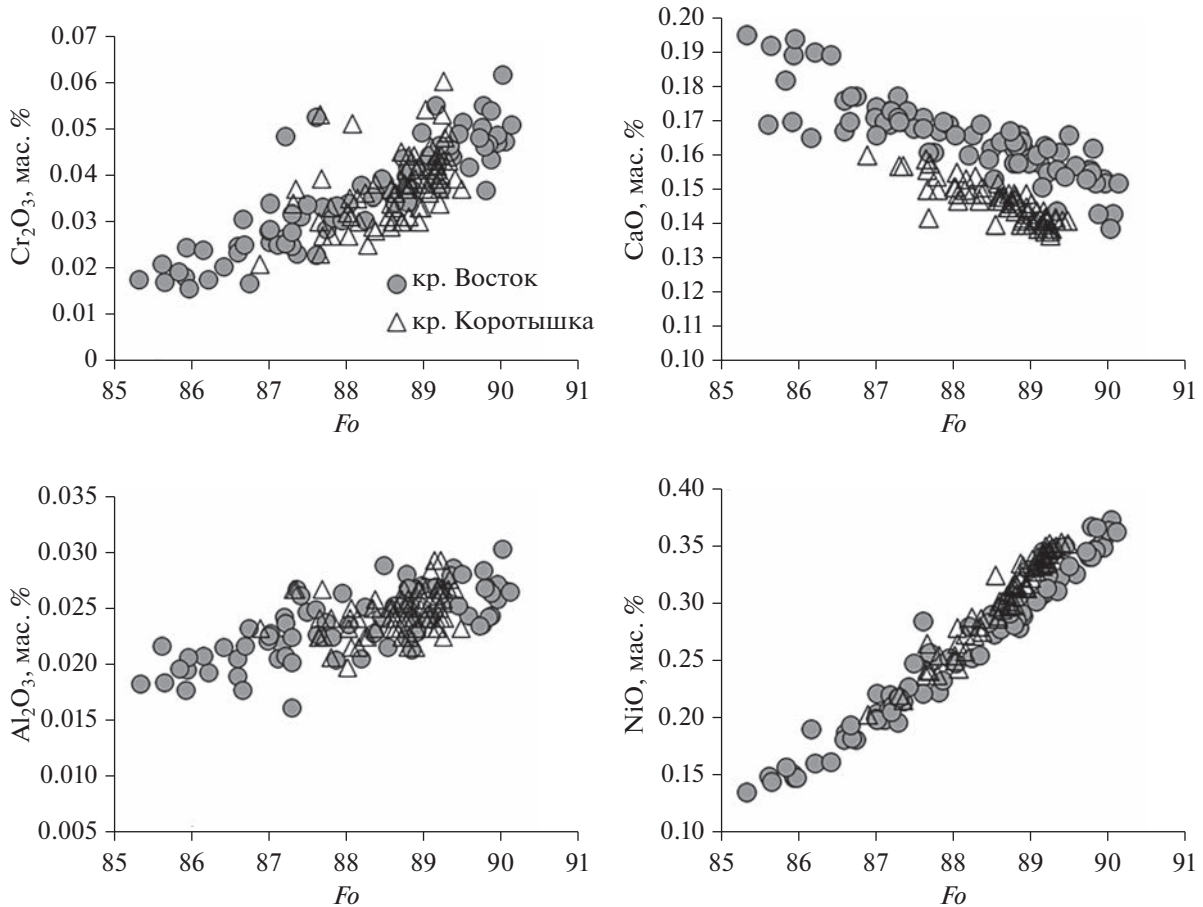


Рис. 5. Содержания CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и NiO в оливинах из тефр и базальтовых потоков конусов Восток и Коротышка.

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.

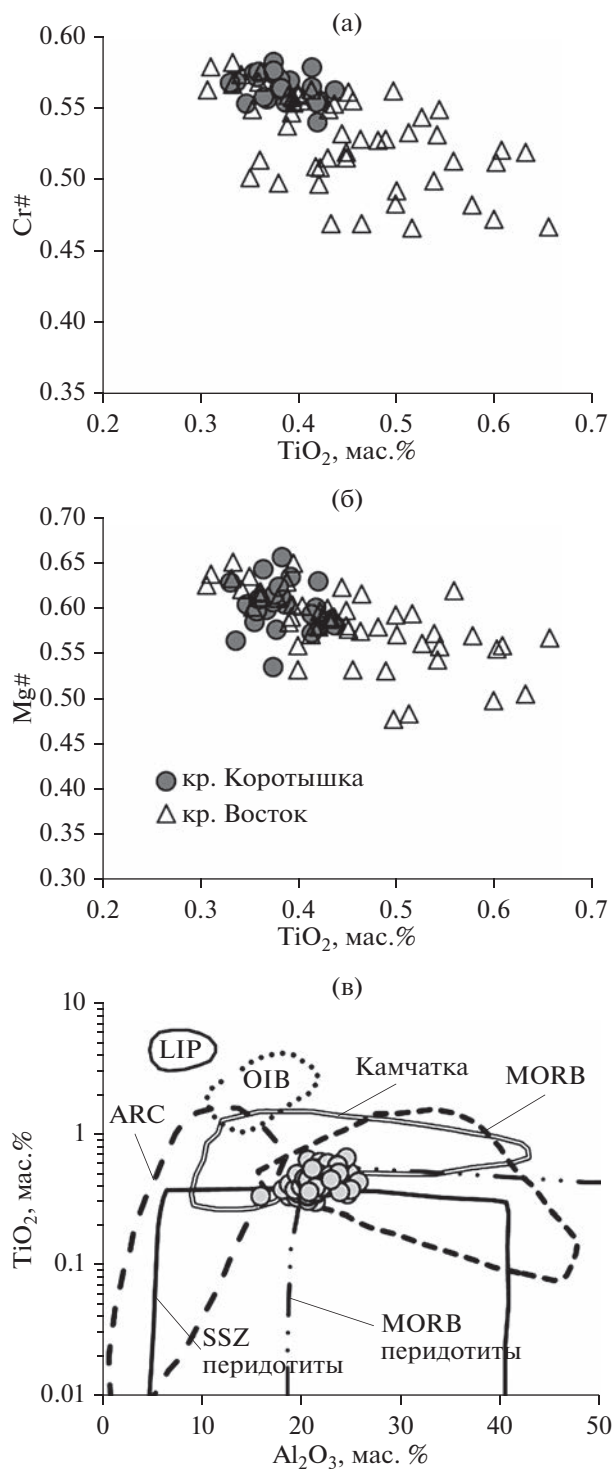
### ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

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.

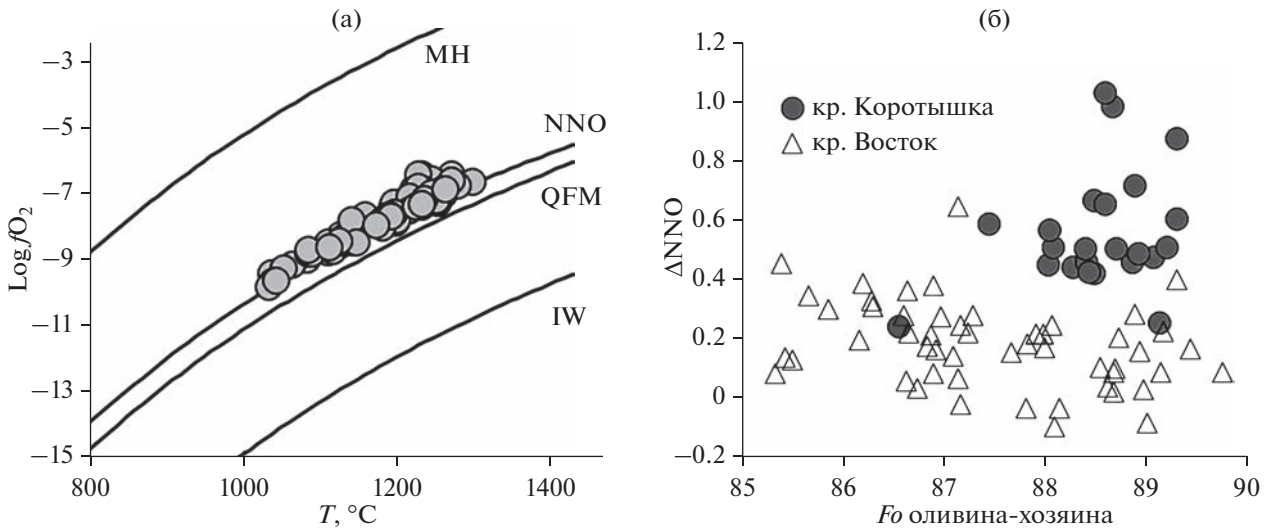
Наиболее подходящими для целей настоящей работы являются двухфазовые включения, содержащие стекло и газовый пузырек, во вкрапленниках оливина тефры конуса Восток (рис. 8а). Такие включения редки, но из-за минимального влияния постзахватного изменения они наиболее информативны для определения химического 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*

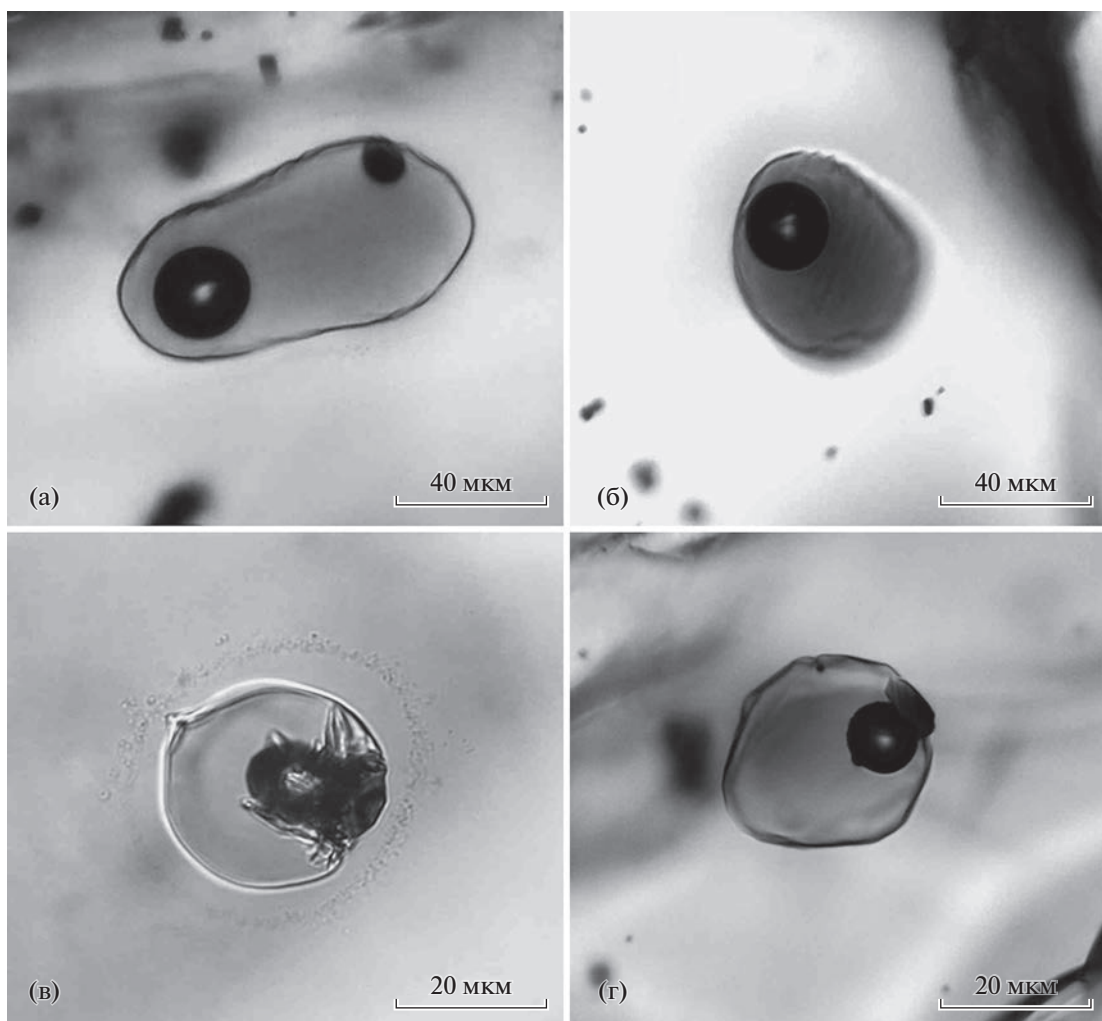
Содержания главных и примесных компонентов в стеклах расплавных включений в оливине, измеренных и оцененных с учетом коррекции (Danyushevsky et al., 2000; Danyushevsky, Plechov, 2011; Portnyagin et al., 2019), приведены в Suppl. 3,

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 тефры 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>.

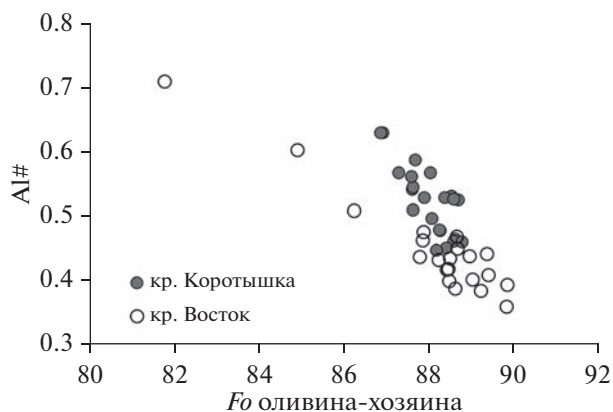


Рис. 9. Изменение глиноземистости реконструированного, расплава при кристаллизации оливина.

### 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.

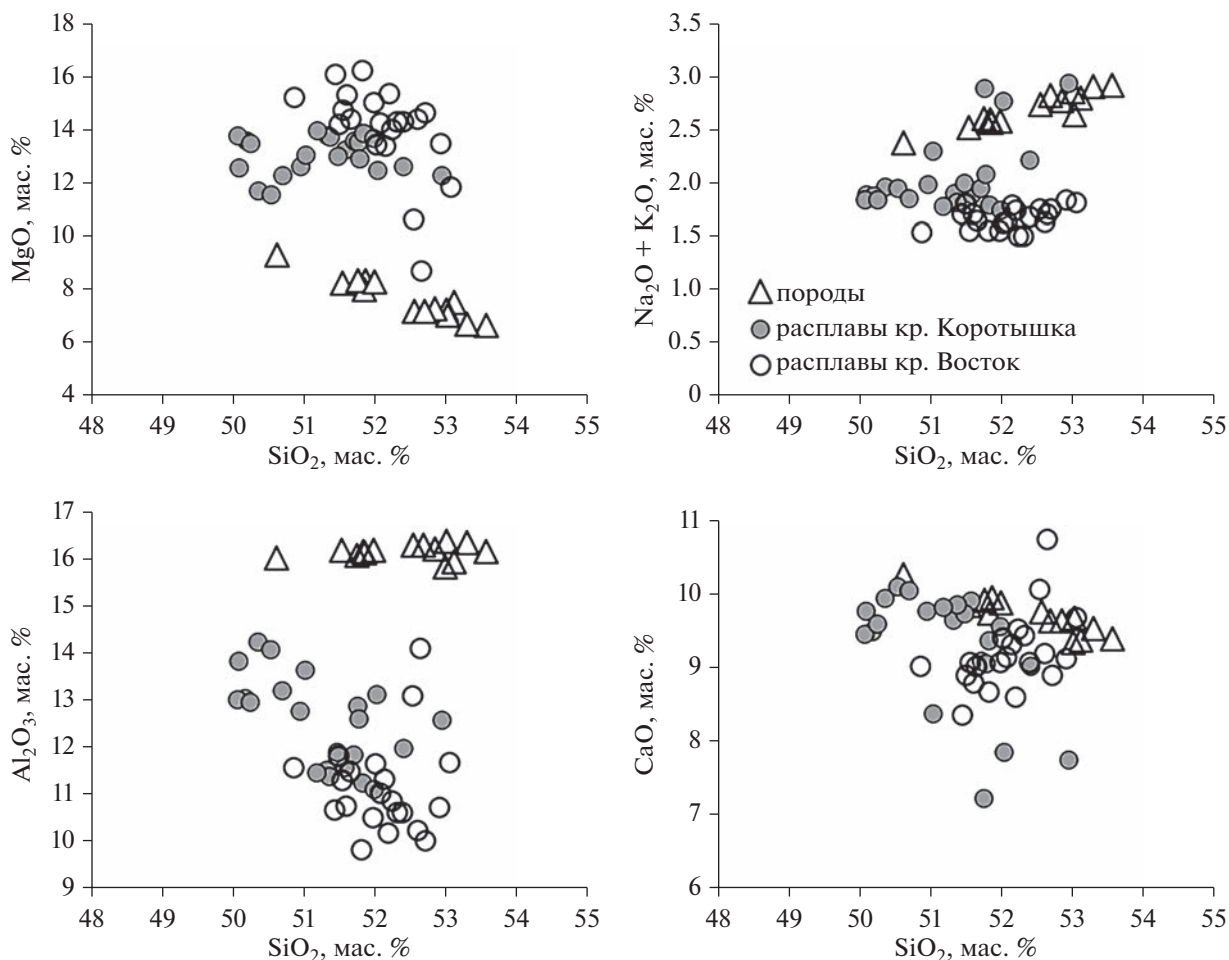
На основании данных по содержанию элементов примесей в оливине, была выполнена оценка состава источника, из которого образовывались основные расплавы. Содержания Ni и Mn в расплаве весьма чувствительны к составу источника и ликвидусный, наиболее магнезиальный оливин наследует эти характеристики (Sobolev 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).

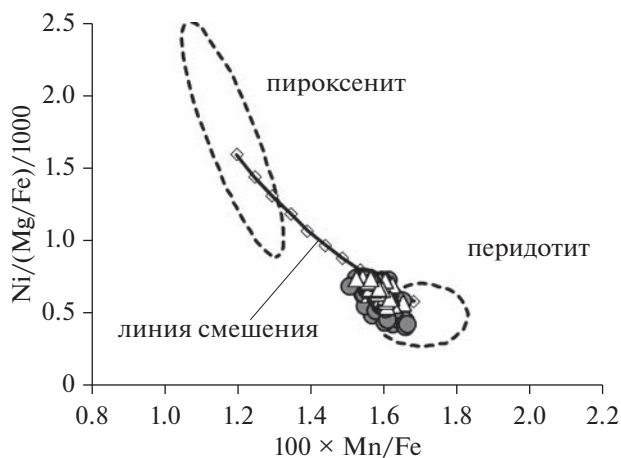


**Рис. 10.** Составы расплавных включений (кружки) и составы базальтов (треугольники) потоков Восток и Коротышка. Составы расплавных включений после реконструкции Si-H и последующей коррекции Fe-Mg обмена, пересчитанные на сухой состав.

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 низкокалелиевой 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 низкокалелиевых 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),

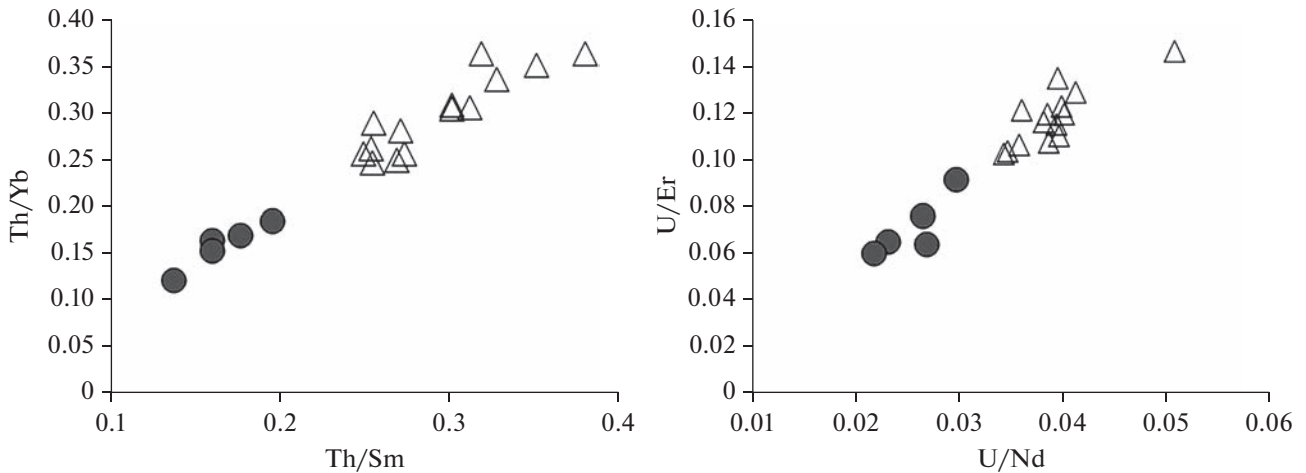


Рис. 12. Отношение мобильных компонентов (Th и U) к средним и тяжелым редким элементам. Треугольники – породы; кружки – реконструированные захваченные расплавы.

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).

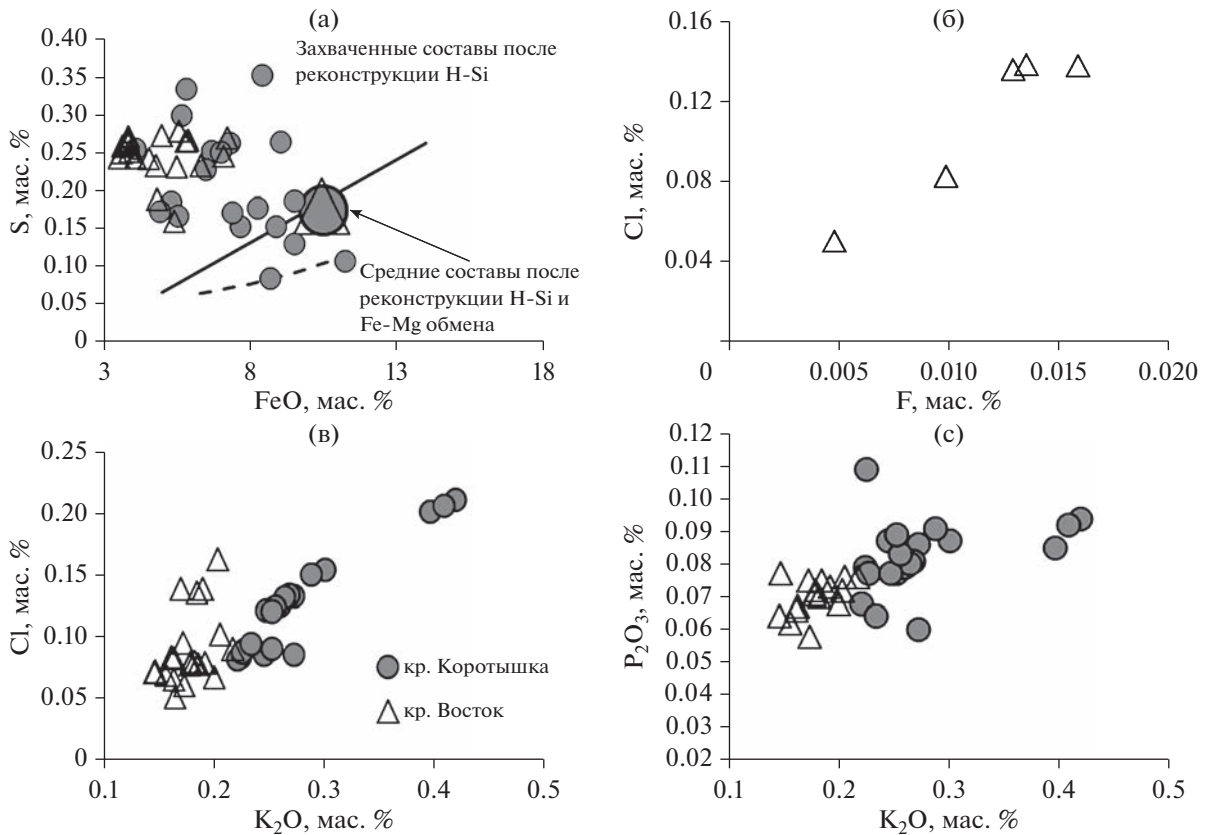
Другим гигрометром для основных пород является зависимость коэффициента распределения CaO между расплавом и оливином от содержания воды (Gavrilenko et al., 2016). При использовании данных по содержанию CaO в реконструированных захваченных расплавах без учета потенциального водосодержания (сухие расплавы)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

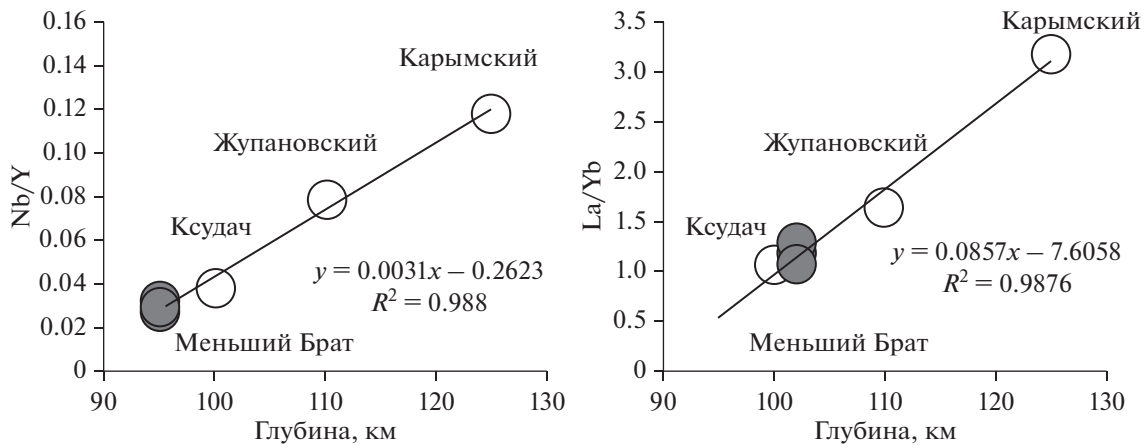
##### *Температура и глубина образования флюида*

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  $H_2O/Се$ .

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  $H_2O/Се$ , 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).

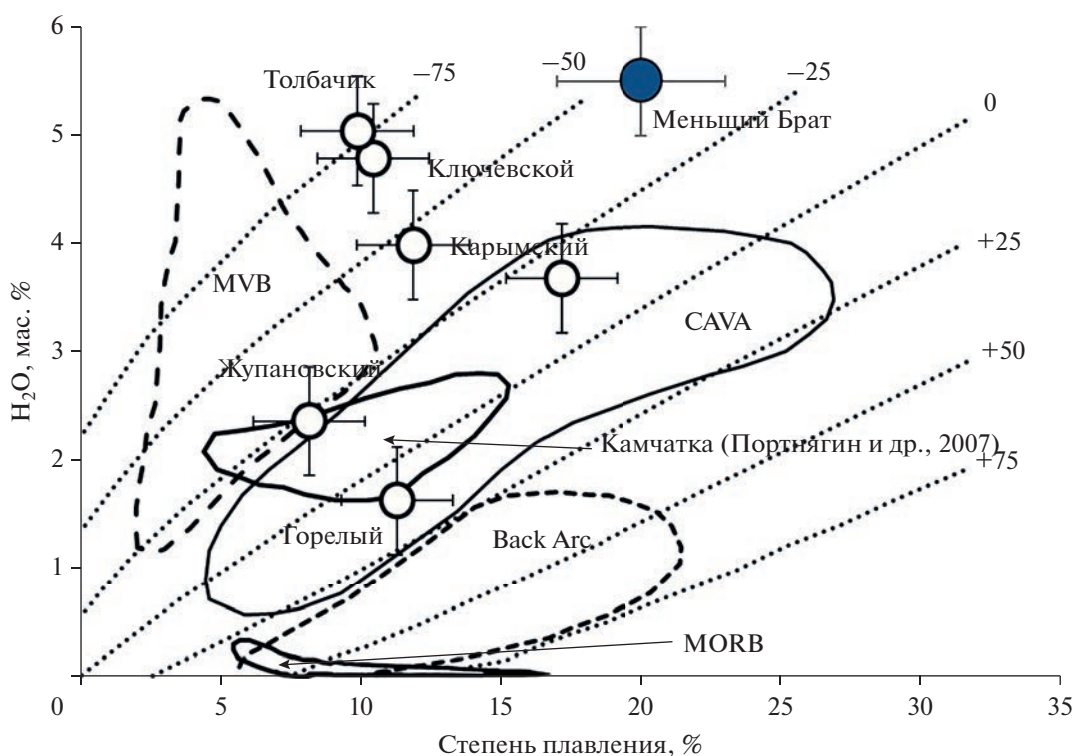
Степень плавления мантийного источника была оценена несколькими различными способами.

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 расплавленных 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 расплавленных 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 расплавленных 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 расплавленных 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 расплавленных 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) // Геохимия 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 расплавленных 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 Medvezhnia 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



УДК 551.21

## УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ И ИСТОЧНИКИ МАГМ ВЕРШИННОГО И ПОБОЧНОГО ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ В 2020–2021 гг.: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Sr-Nd-Pb-O) ДАННЫЕ<sup>1</sup>

© 2023 г. Р. И. Черкашин<sup>a, \*</sup>, О. В. Бергаль–Кувикас<sup>a, b</sup>, А. В. Чугаев<sup>b</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>b</sup>, И. Н. Биндеман<sup>c</sup>, А. Л. Хомчановский<sup>a</sup>, Е. Ю. Плутахина<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>b</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>c</sup>University of Oregon, Eugene, USA

\*e-mail: romache@kscnet.ru

Поступила в редакцию 29.04.2022 г.

После доработки 24.10.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

В 2021 г. на вулкане Ключевской (Камчатка) спустя более 30 лет доминирования вершинных извержений произошло уникальное событие: образовался побочный прорыв, названный в честь чл.-корр. АН СССР Г.С. Горшкова. Извержение началось сразу после окончания активизации вершинного кратера в 2020–2021 гг. на высоте 2850 м в северо-западной части вулкана, где ранее не наблюдалось проявлений побочного вулканизма. Представлены геохимические и изотопные Sr-Nd-Pb-O данные для лав вершинного и побочного извержений Ключевского вулкана в 2020–2021 гг., проведен сравнительный петрографический анализ и проанализированы составы фенокристаллов этих лав. Лавы обоих извержений – глиноземистые андезибазальты нормальной щелочности. Вариации составов основных оксидов в лавах вершинного извержения и в лавах прорыва им. Г.С. Горшкова (в мас. %): SiO<sub>2</sub> 53.1–53.2 и 51.6–53.2, MgO 5.6 и 5.5–6.0 соответственно. Оценки температур и давлений кристаллизации плагиоклаза показали, что для лав вершинного извержения они составляли 1210–1118°C и 12.3–3.6 кбар, для лав побочного прорыва – 1203–1119°C и 9.0–3.3 кбар. Содержание главных элементов, близость условий генерации плагиоклаза и особенности вариаций химического состава фенокристаллов *OI*, *Srx* и *Pl* в лавах обоих извержений свидетельствуют о генетической взаимосвязи магм, питавших вершинное и побочное извержения. Лавы вершинных извержений 2016 г., 2020–2021 гг., как и лавы предшествующих вершинных извержений Ключевского вулкана, характеризуются весьма выдержанными Sr-Nd-Pb изотопными характеристиками: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.703625–0.703626, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513085–0.513102, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18.3148–18.3179. Изотопные отношения <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (15.5022–15.5107) и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (37.9597–38.0143) для лав последних вершинных и побочного извержений значительно выше, чем для лав всех извержений прошлого, что говорит о более сложных процессах эволюции магм на коровых уровнях. Значения δ<sup>18</sup>O = 6.49–7.39 ‰ (SMOW) в лавах рассматриваемых извержений согласуются с ранее опубликованными данными по Ключевскому вулкану. Лавы прорыва им. Г.С. Горшкова обогащены, по сравнению с лавами последних вершинных извержений, Ba, Zr, Sr и другими несовместимыми элементами при постоянном содержании MgO, что указывает на различия путей эволюции их магм. Резко повышенные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.703673–0.703743) в лавах побочного прорыва им. Г.С. Горшкова, не наблюдавшиеся ранее в лавах Ключевского вулкана, свидетельствуют об интенсивной ассимиляции исходными расплавами корового вещества в северо-западной части вулкана.

**Ключевые слова:** вулкан Ключевской, Камчатка, извержения 2020–2021 гг., побочный прорыв, Sr-Nd-Pb-O изотопные данные, условия генерации магм

DOI: 10.31857/S0869590323030032, EDN: BZKRGC

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема формирования стратовулканов с обширными проявлениями побочного вулканизма

представляет большой интерес для понимания процессов происхождения магмы и ее эволюции на пути к земной поверхности. На таких вулканах, как Этна, Питон-де-ла-Фурнез, Гекла, Килауэа, Сакурадзима, Фуджи, так же как и на вулкане Ключевской, наблюдаются чередующиеся циклы вершинных и побочных извержений. В на-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323030032 для авторизованных пользователей.

стоящий момент не существует общепринятой модели того, как работают такие вулканы. У каждого конкретного вулкана и его питающей системы есть свои характерные черты, обусловленные геотектоническими условиями его формирования и их эволюцией, а также геологическим строением территории.

По данным (Acocella et al., 2003), на вулкане Этна боковые извержения питаются преимущественно радиальными магматическими каналами, по которым магма переносится из вершинного кратера в нижние части вулкана. Отмечены более редкие случаи, когда побочные извержения вулкана питаются не из центрального питающего канала, а из малоглубинной ( $h \sim 10$  км) магматической камеры. Согласно (Sharp et al., 1980), накопление магмы может происходить в линзовидной серии трещин на глубине 16–24 км, откуда она поднимается выше по питающим каналам.

В магнеподводящей системе вулкана Питон де ля Фурнез выделяется до трех магматических очагов на глубинах 0–15 км. За локализацию и неоднородный состав вершинных и побочных излияний отвечают процессы в малоглубинном магматическом резервуаре (Peltier et al., 2009). Изменения в режиме подпитки этого резервуара влияют на цикличность извержений. Мелкие вершинные и побочные извержения питаются из верхней части магматической камеры, а крупные побочные прорывы – из ее основания (Ludden, 1977).

Побочные паразитические извержения на андезитовом вулкане Сакурадзима происходят в результате ответвления магмы на глубине от основного питающего канала (Yokoama, 2013), и расстояние от центрального кратера до бокового прорыва коррелирует с глубиной точки ответвления. Однако механизм ответвления и глубинная структура питающих каналов еще не прояснены. Интересен также тот факт, что на вулкане Сакурадзима (Япония), а также на вулканах Гекла (Исландия), Фогу (Кабо-Верде) и Тятя (Курильские о-ва) побочные прорывы могут происходить на противоположных склонах стратовулкана одновременно (Yokoama, 2015).

Вершинные и побочные трещинные извержения вулкана Гекла питаются из общего магматического резервуара, находящегося на глубине 7–8 км, притом побочные прорывы более основного состава питаются от краевых частей камеры, а вершинные кислые и андезитовые извержения приурочены к центральной части резервуара (Gudmundsson et al., 1992).

Независимо от существующих точек зрения на проблему питания стратовулканов с ярко проявленными побочными извержениями, следует признать, что побочные конусы не являются вспомогательными по отношению к основным вулканам, а тесно

связаны с магматическими питающими системами вулканов.

В 2021 г. на вулкане Ключевской (Камчатка) спустя более 30 лет доминирования вершинных извержений произошло уникальное событие: на северо-западном склоне на высоте 2850 м образовался побочный прорыв им. Г.С. Горшкова. Извержение началось через 10 дней после активизации вершинного кратера в 2020–2021 гг. Данные события дают уникальную возможность изучения магнеподводящую систему Ключевского вулкана в 2021 г. на разных ее уровнях и выявить сходство и различия геохимических и изотопных характеристик продуктов вершинных и побочных извержений. Результаты этих исследований представляют несомненный интерес, не только для вулкана Ключевской, но и для других вулканов мира с проявлениями побочного вулканизма.

Цель настоящей работы – проследить эволюцию магматической питающей системы вулкана Ключевской со времени последней активизации побочных прорывов в конце 1980-х гг., определить условия формирования и пути миграции магм, питавших последние вершинное и побочное извержения, действовавшие практически одновременно в 2021 г.

Для этого мы рассмотрим общие петрохимические данные, составы микроэлементов и изотопные Sr-Nd-Pb системы для исследуемых лав, сравним их с данными, имеющимися для лав предшествующих извержений Ключевского вулкана, рассмотрим составы фенокристаллов в лавах двух извержений, а также оценим  $P$ - $T$  условия генерации магм по составам различных генераций плагиоклаза.

## ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ И ОСОБЕННОСТЬ АКТИВИЗАЦИИ В 2020–2021 гг.

Стратовулкан Ключевской расположен в надсубдукционной обстановке, напротив зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, в пределах Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД). Это самый высокий в Евразии и самый продуктивный островодужный вулкан в мире, он извергает в среднем 60 млн тонн базальтов в год (Федотов и др., 2008). Высота его вершины, меняющаяся в ходе извержений, составляет около 4750 м, возраст вулкана около 7 тыс. лет. Деятельность побочных прорывов на вулкане началась около 3.0–3.5 тыс. лет назад (Брайцева и др., 1994). За это время на склонах вулкана и его подножии образовалось более 90 построек моногенных конусов и лавовых потоков побочных извержений (Озеров, 2019).

В 1932–1990 гг. на Ключевском вулкане была широко проявлена активность побочных и вершинных извержений. При этом примерно 2/3 маг-

мы ( $\sim 40 \times 10^6$  тонн/год) поступило на поверхность по питающим каналам побочных извержений, и только 1/3 базальтов ( $\sim 20 \times 10^6$  тонн/год) извергалось через вершинный кратер, а основной объем пирокластики ( $\sim 81\%$ ) пришелся на вершинные извержения (Федотов, 1993).

После 1987 г. деятельность побочных прорывов на Ключевском вулкане прекратилась. В 1994 г. произошло пароксизмальное вершинное извержение, после чего в эруптивной деятельности вулкана наступил перерыв. Затем, с 2003 г. на Ключевском вулкане произошло 14 вершинных извержений с периодичностью 1–3 года. Два последних вершинных извержения пришлись на 01.11.2019–03.07.2020 гг. и 30.09.2020–08.02.2021 гг. Извержение 2019–2020 гг. было отмечено стромболианской активностью в вершинном кратере и лавовыми потоками на юго-восточном склоне вулкана, в вершинном кратере сформировался небольшой шлаковый конус (Черкашин и др., 2020). Извержение 30.09.2020–08.02.2021 гг. также сопровождалось стромболианской активностью и лавовыми потоками на юго-восточном и юго-западном склонах вулкана (Гирина и др., 2021). Также эти извержения характеризовались парогазовой деятельностью с выносом пепла, мощными фреатическими взрывами на юго-восточном склоне вулкана и обрушениями пирокластики с бортов Апахончичского желоба, пепловые облака поднимались до 9.6 км над уровнем моря (Гирина и др., 2021).

Спустя 10 дней после окончания вершинного извержения 2020–2021 гг., 18 февраля 2021 г. на вулкане Ключевской произошло уникальное событие: после долгого периода (более 30 лет) доминирования вершинных извержений на северо-западном склоне вулкана на высоте 2850 м образовался побочный прорыв, названный в честь чл.-корр. АН СССР Г.С. Горшкова (Озеров и др., 2021) (рис. 1). Излияние лавы происходило из двух параллельных трещин северо-западного простирания, длина лавовых потоков превысила 1.2 км, а в верхней части восточной трещины сформировался шлаковый конус высотой 60 м. К 20 марта 2021 г. извержение закончилось. Формирование побочного прорыва, названного им. Г.С. Горшкова, на северо-западном склоне вулкана на относительно низких высотах дало основание полагать о начале нового эруптивного цикла Ключевского вулкана (Bergal-Kuvikas et al., 2022).

Следует отметить, что в 1945 г. был последний раз, когда на Ключевском вулкане похожим образом побочное извержение следовало за вершинным с небольшим временным интервалом, однако, спустя небольшое время после пароксизмального вершинного извержения на юго-восточном склоне Ключевского вулкана произошел прорыв Юбилейный (Пийп, 1956). В настоящей работе проведено сравнение геохимических и изотопных осо-

бенностей этих двух эпизодов эруптивной деятельности вулкана.

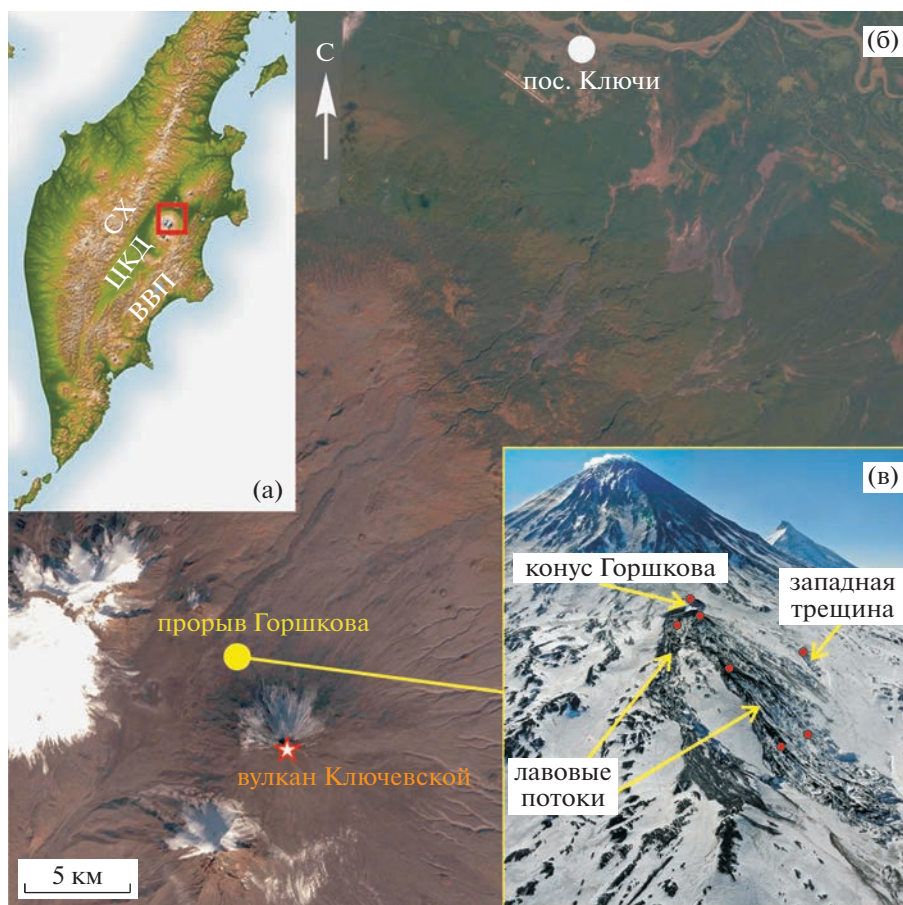
За весь период, начиная с 3.5 тыс. лет назад, подавляющее число побочных прорывов произошло на северо-восточном и юго-восточном склонах вулкана, а в северо-западной части вулкана их не зафиксировано. По этой причине прорыв им. Г.С. Горшкова представляет собой уникальное событие и является ключевым объектом для понимания всей истории развития вулкана. Очень короткий временной промежуток между последними вершинным и побочным извержениями Ключевского вулкана позволяет предполагать тесную генетическую взаимосвязь их продуктов, что дает возможность оценить состояние питающей системы вулкана в 2020–2021 гг.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве материала исследований была изучена представительная коллекция из 10 образцов лав побочного прорыва им. Г.С. Горшкова, а также были проанализированы образцы вершинных извержений Ключевского вулкана 2016 г. и 2020–2021 гг. На прорыве им. Г.С. Горшкова во время и незадолго после извержения были опробованы ранние и поздние порции лав, бомбы шлакового конуса, а также различные участки основного лавового потока и короткий лавовый поток, излившийся из западной трещины прорыва (местоположения точек отбора проб отмечены на рис. 1). Образец вершинного извержения 2020–2021 г. был отобран при восхождении на вулкан группы альпинистов в мае 2021 г. на лавовом поле у источника лавового потока, излившегося на юго-западный склон Ключевского вулкана. Образец лавы вершинного извержения 2016 г. был отобран на небольшой лавовой выжимке возле северо-западной кромки вершинного кратера. Геохимические и изотопно-геохимические результаты изучения образцов вершинных извержений Ключевского вулкана 2016 г. и 2020–2021 гг. приводятся впервые в настоящей работе. Данные о местах отбора образцов представлены в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.xls.

Все исследования по химическому анализу вещества проводились в Аналитическом центре и Лаборатории изотопной геохимии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН, г. Москва). Содержания главных элементов определялись на вакуумном рентгеновском спектрометре с волновой дисперсией Axis Max (компания PANalytical, Нидерланды). Состав мик-

<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.xls – Химический состав главных, микроэлементов и изотопный состав Sr, Nd, Pb, O продуктов извержений Ключевского вулкана 2020–2021 гг.



**Рис. 1.** (а) Положение вулкана Ключевской на карте Камчатки, ВВП – Восточный вулканический пояс, ЦКД – Центральная камчатская депрессия, СХ – Срединный хребет. (б) Спутниковый снимок области в красной рамке из врезки (а) с расположением вулкана Ключевской и прорыва им. Г.С. Горшкова. (в) Снимок прорыва им. Г.С. Горшкова 5.04.2021 г. (вид на юг, на заднем плане – вулкан Камень), красные точки – места отбора проб.

роэлементов анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с использованием NEXION 2000С (США). Правильность и точность измерений контролировались международными стандартными образцами горных пород AGV-2 и VIR-1 (USGS, США). Аналитические погрешности были оценены на основе систематического анализа международных стандартов и составили менее 10%. Высокоточный метод многоколлаторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) (Rehkamper, Halliday, 1998) использовался для анализа изотопного состава Pb в вулканических породах (Chugaev et al., 2013). Измерение распространенности изотопов Pb проводилось на масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific, Германия). Точность и достоверность результатов контролировались путем систематического анализа SRM 981 и эталонного образца андезита AGV-2. Общая погрешность ( $\pm 2SD$ ) анализа изотопных отношений Pb не превышала  $\pm 0.03\%$ . Изотопные составы Sr и Nd измерялись с

помощью масс-спектрометра Sector 54 (Micromass, Великобритания) с использованием мультидинамического режима. Эффект приборной масс-дискриминации был скорректирован с использованием экспоненциального закона путем нормализации по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  и по  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для стандарта SRM-987 в серии параллельных анализов составило  $0.710242 \pm 11$  ( $\pm 2SD$ ,  $N = 10$ ).

Изотопный состав кислорода изучался в валовых пробах вулкаников с использованием методики лазерного фторирования в Орегонском Университете (Юджин, США). В качестве реактива для фторирования использовался  $\text{BrF}_5$ . Навеска составляла 1.5 мг. Масс-спектрометрические измерения проведены на масс-спектрометре MAT 253 (ThermoScientific, Германия). Вместе с образцами параллельно измерялись стандарты UWG-2. Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  выражены в относительных единицах (SMOW). Погрешность определения не превышала  $\pm 0.15\%$  (SD).

Исследование порообразующих минералов проводилось с применением сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) VEGA 3 TESCAN, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80 mm<sup>2</sup> с программным обеспечением AZtec Oxford Instruments (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик Плутахина Е.Ю.). Точность и стабильность анализа контролировались путем систематического измерения стандарта базальтового стекла USNM 111240-52 (VG-2). Локальные определения составов проводились при ускоряющем напряжении 20 кэВ и силе тока 1 нА. Образцы, эталоны стекла и Ni напылены углеродом.

Составы фенокристаллов *Ol*, *Срх*, *Ol*, приведенные ниже, рассчитывались из соотношений молекулярных количеств соответствующих оксидов. Содержание анортита в плагиоклазе:  $An = \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$ ; состав оливина:  $Fo = \frac{100MgO}{MgO + FeO}$ ; магнезиальный номер клинопироксена:  $Mg\# = \frac{100MgO}{MgO + FeO}$ .

В соответствии с методикой применения природных термобарометров, описанной в (Putirka, 2005, 2008), в рамках настоящей работы были произведены расчеты *P-T* условий образования различных генераций плагиоклаза в исследуемых породах. Применяемый термобарометр двухфазной системы плагиоклаз–расплав основан на зависимости температуры и давления от коэффициентов распределения компонентов между жидкой и минеральной фазами, т.е. химических констант реакций обмена компонентами между кристаллом плагиоклаза и равновесным с ним расплавом (жидкая фаза). В качестве исходных данных для расчета состава жидкой фазы были использованы общий валовый состав пород (XRF), а также составы вулканического стекла в основной массе породы, полученные на сканирующем электронном микроскопе.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Петрографические наблюдения*

Андезибазальты двух рассматриваемых извержений Ключевского вулкана, с точки зрения петрографии, имеют очень схожий облик: мелкопорфировая структура, гиалопилитовая основная масса, высокая степень пористости. Вкрапленники представлены плагиоклазом в нескольких генерациях, а также в подчиненном количестве оливином и клинопироксеном. Для лав вершинного извержения степень пористости выше: объем пор до 50% в сравнении с ~20–30% для лав побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. В то же время стекло в основной массе в лавах вершинного кратера раскристаллизовано чуть лучше. Количество вкрапленников, главным образом, плагиоклаза в лавах прорыва им. Г.С. Горшкова достигает 40%, про-

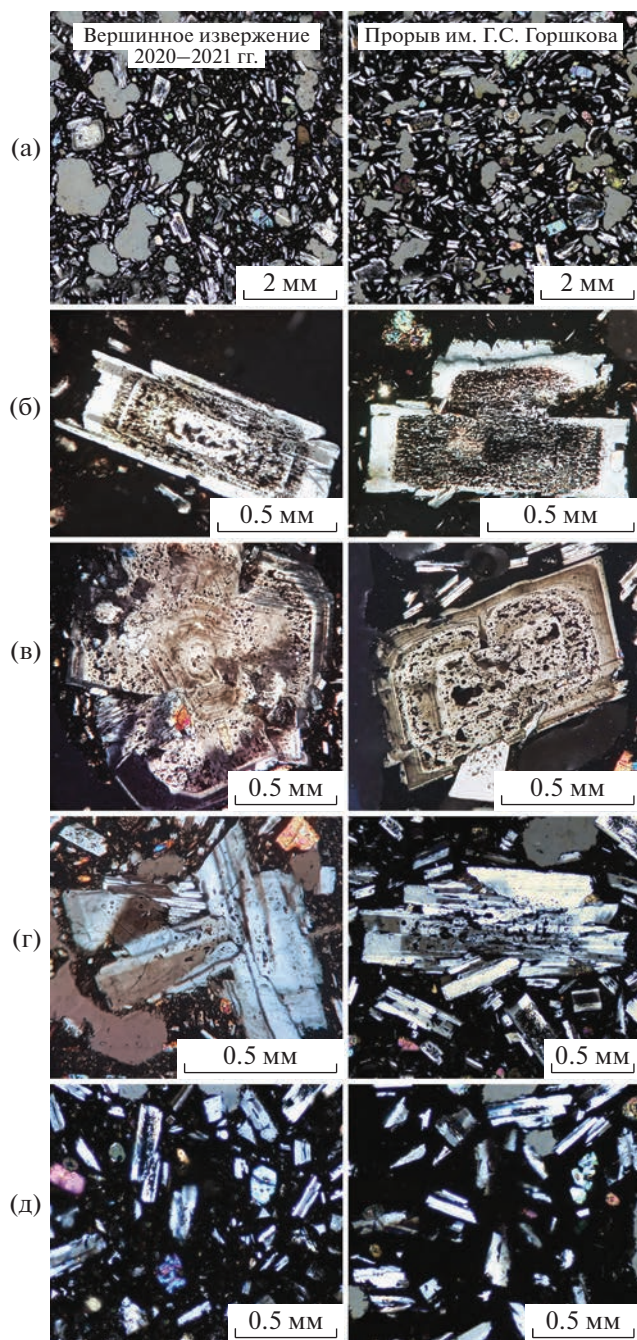
тив 25% вкрапленников в лавах вершинного извержения. Повышенная пористость лав вершинного извержения указывает на более интенсивную дегазацию магм в процессе их подъема к поверхности, а следы роста микролитов в основной массе говорят о более длительной эволюции расплава по сравнению с лавами побочного прорыва.

С точки зрения генетической взаимосвязи лав вершинного и побочного извержения наиболее интересны фенокристаллы плагиоклаза, которые в обеих лавах представлены в нескольких общих генерациях (рис. 2). Наиболее частая генерация плагиоклаза – это короткопризматические кристаллы с черными каймами внутри или ядрами, размер кристаллов 0.3–0.8 мм. Такие типы текстур плагиоклаза называются “ситовыми” (sieved), или текстуры с частично “растворенным” ядром (Viccaro et al., 2010). Эти текстуры указывают на непостоянные условия роста кристаллов плагиоклаза и возможное неоднократное внедрение новых порций расплава в уже частично закристаллизованную магму. Ячейки “ситовых” текстур состоят из недораскристаллизованного расплава, разновидности текстур обусловлены скоростью декомпрессии, насыщением магмы H<sub>2</sub>O и летучими веществами (Viccaro et al., 2010).

Другая генерация плагиоклаза – это изометричные концентрически-зональные кристаллы, с “осцилляторными” зональностями (“oscillatory-zoned”, Viccaro et al., 2010), размером до 1.5 мм, слою зональностей также иногда имеют “ситовые” текстуры. Третья генерация – это средние и длиннопризматические кристаллы *Pl* и их сростки (размер до 1 мм) с полисинтетическим двойникованием. Последняя генерация *Pl* – длиннопризматические и игольчатые микролиты размером до 0.3 мм.

### *Геохимия главных элементов*

На диаграммах Харкера (рис. 3) представлены составы лав прорыва им. Г.С. Горшкова, лав вершинного извержения Ключевского вулкана 2020–2021 гг., а также составы лав вершинных извержений 1945 г. и 2016 г. на фоне данных об исторических побочных и вершинных извержениях. Лавы рассматриваемых извержений – это типичные для Ключевского вулкана глиноземистые андезибазальты нормальной щелочности (в мас. %): SiO<sub>2</sub> от 51.6 до 53.2, MgO от 5.5 до 6.0, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 16.6 до 17.7, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) от 3.9 до 4.1. Точки вершинных извержений 2016 г. и 2020–2021 г. лежат на общем тренде вершинных исторических извержений Ключевского вулкана и очень близки друг к другу. Они относительно богаче FeO и CaO и беднее K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по сравнению с предшествующими историческими извержениями.



**Рис. 2.** Петрографические характеристики лав вершинного извержения 2020–2021 гг. (слева) и побочного прорыва им. Г.С. Горшкова (справа) на вулкане Ключевской. (а) – общая структура породы (однородные бесформенные светло-серые участки породы – поры). Разные генерации плагиоклаза: (б) – плагиоклаз с ситовой текстурой, типа “coarsely sieved” (Viccaro et al., 2010); (в) – концентрически-зональные кристаллы; (г) – кристаллические сростки; (д) – микролиты.

Лавы прорыва им. Г.С. Горшкова имеют заметный разброс в содержании  $\text{SiO}_2$  – от 51.6 до 53.2 мас. %. Петрографически более мафические разности лав прорыва отличаются от более кис-

лых меньшей пористостью и более свежим стеклом в основной массе породы, а также большим размером вкрапленников плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Крайние члены лав прорыва с наибольшим содержанием  $\text{SiO}_2$  по составу совпадают с лавами последних вершинных извержений Ключевского вулкана. Остальные точки составов лав прорыва выстраиваются в тренд, в котором с понижением  $\text{SiO}_2$  повышается содержание  $\text{FeO}$ , слегка повышается  $\text{CaO}$  и падает  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , составы остальных оксидов практически не меняются. Содержание  $\text{MgO}$  в лавах всех последних извержений весьма постоянно (5.5–6.0 мас. %).

#### Содержание микроэлементов

На спайдер-диаграмме, нормированной на состав примитивной мантии (рис. 4), нанесены составы лав последних двух вершинных извержений Ключевского вулкана и лав прорыва им. Г.С. Горшкова на фоне данных об исторических вершинных и побочных (с 3.5 тыс. лет назад) извержениях. Точки составов лав прорыва им. Г.С. Горшкова тяготеют к верхней границе поля составов лав исторических побочных извержений.

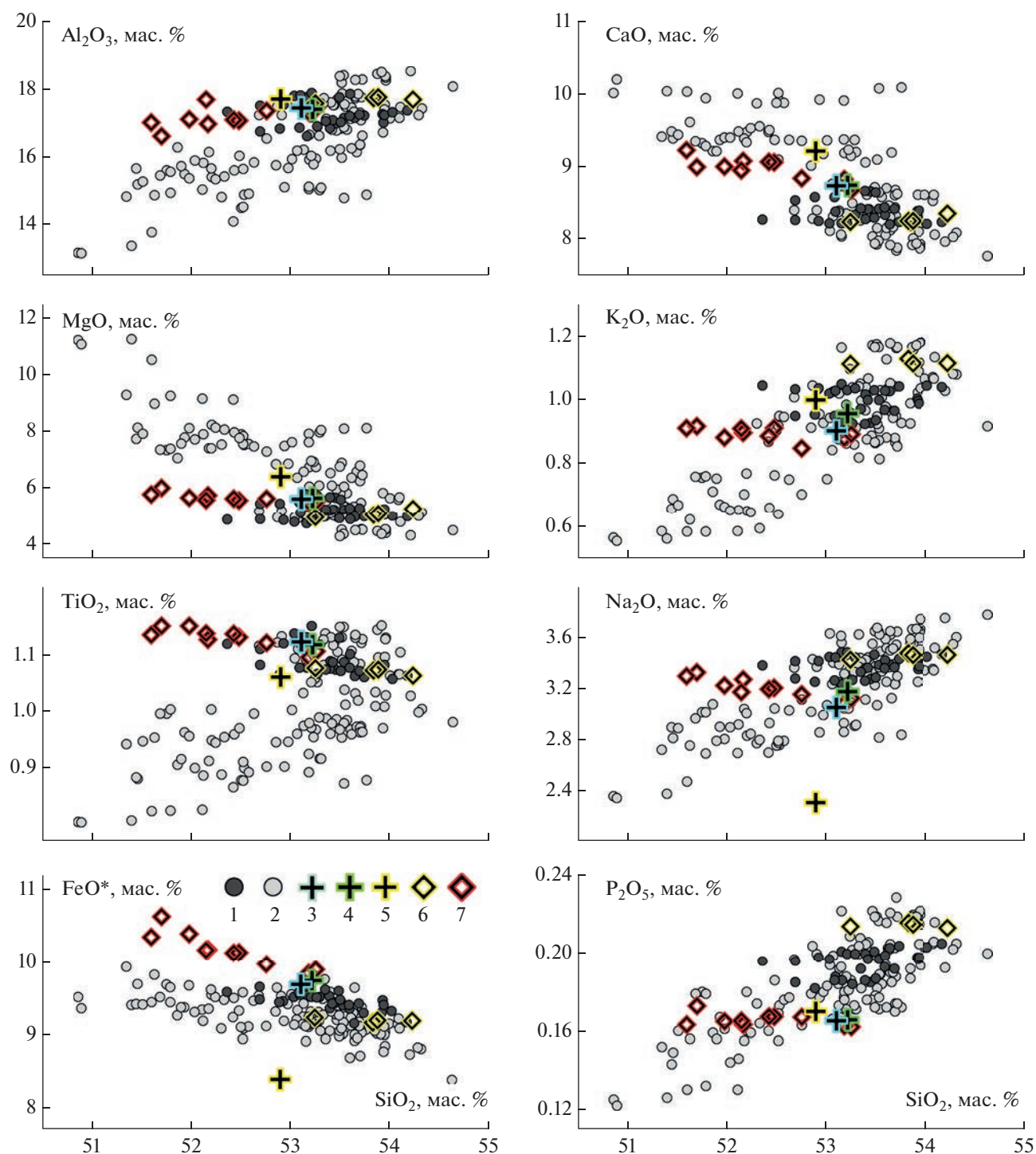
Лавы вершинных извержений 2016 г. и 2020–2021 гг. несколько отклоняются от тренда предыдущих вершинных излияний: лавы 2020–2021 г. обеднены Rb и Sr, но в целом их составы лежат в пределах полей исторических и доисторических извержений Ключевского вулкана.

Дискриминационные диаграммы некогерентных элементов в зависимости от содержания  $\text{MgO}$  изображены на рис. 5. Вариации содержания (в ppm): Ba 317–333, Zr 80.5–83.5, Sr 257–292, Rb 9.6–13.7 и Hf 2.21–2.23 показывают тенденцию к резкому обеднению лав последних вершинных извержений в сравнении с вершинными извержениями прошлого, причем по Sr, Rb и Ba от 2016 г. к 2021 г. эта тенденция усиливается. Лавы прорыва им. Г.С. Горшкова имеют небольшое обогащение по Ba (398 – 414 ppm), Zr (90 – 94 ppm) и Hf (2.5 – 2.6 ppm) и обеднение по Sr (296 – 298 ppm) и Rb (14.0 – 15.5 ppm) для  $\text{MgO} = 5.5\text{--}6.0$  мас. % по сравнению с лавами побочных извержений прошлого.

Извержения 2016 г., 2020–2021 гг. и лавы прорыва им. Г.С. Горшкова имеют повышенное содержание  $\text{TiO}_2$  на фоне составов предшествующих базальтов Ключевского вулкана с аналогичным содержанием  $\text{MgO}$  5.5–6.0 мас. %.

#### Изотопные данные

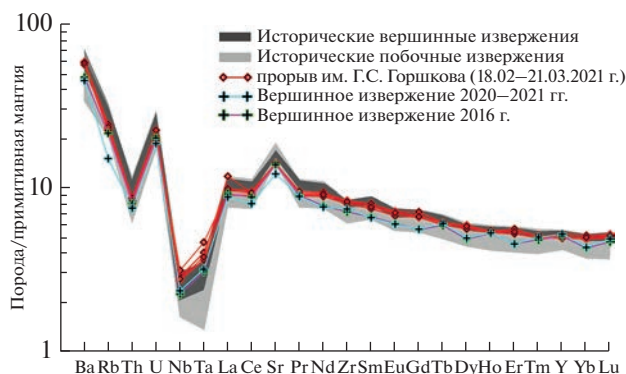
На рис. 6 представлены корреляционные диаграммы для изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ . Лавы вершинных извержений 2016 г. и 2020–2021 гг. по



**Рис. 3.** Диаграммы Харкера для лав извержений вулкана Ключевской. 1 – исторические вершинные извержения (Bergal-Kuvikas et al., 2017); 2 – побочные извержения (исторические и доисторические) (Bergal-Kuvikas et al., 2017); отдельные вершинные извержения: 3 – 2020–2021 гг.; 4 – 2016 г.; 5 – 1945 г. (Пийп, 1956); 6 – прорыв Юбилейный (Bergal-Kuvikas et al., 2017); 7 – прорыв им. Г.С. Горшкова.

изотопному составу Sr, Nd, а также по  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  соответствуют всем более ранним вершинным извержениям Ключевского вулкана. В то же время на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  лавы послед-

них вершинных и побочного извержений показывают более высокие значения, что не наблюдалось для более ранних лав Ключевского вулкана. Изотопные соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для лав прорыва



**Рис. 4.** Спайдер-диаграмма лав Ключевского вулкана, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

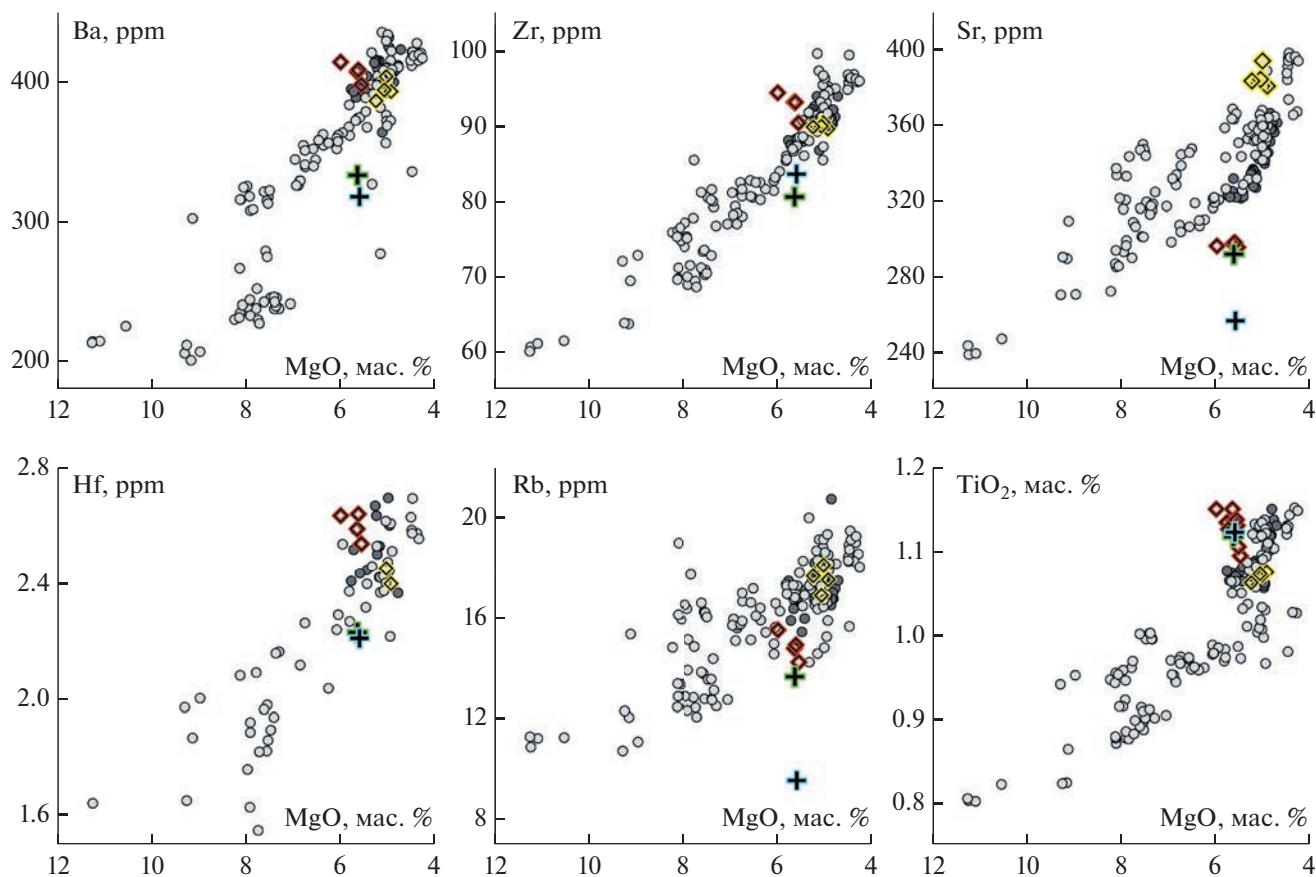
им. Г.С. Горшкова оказались систематически выше, чем для лав исторических побочных извержений. Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  для лав последних извержений Ключевского вулкана находится в пределах значений, определенных для всех предшествующих извержений, на фоне повышенных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

*Составы породообразующих минералов и особенности зональности разных генераций плагиоклаза*

На сканирующем электронном микроскопе были проанализированы составы фенокристаллов и микролитов плагиоклаза, клинопироксена и оливина, а также участки нераскристаллизованного вулканического стекла в основной массе в двух полированных шлифах из образцов вершинного извержения Ключевского вулкана 2020–2021 г. и побочного прорыва им. Г.С. Горшкова.

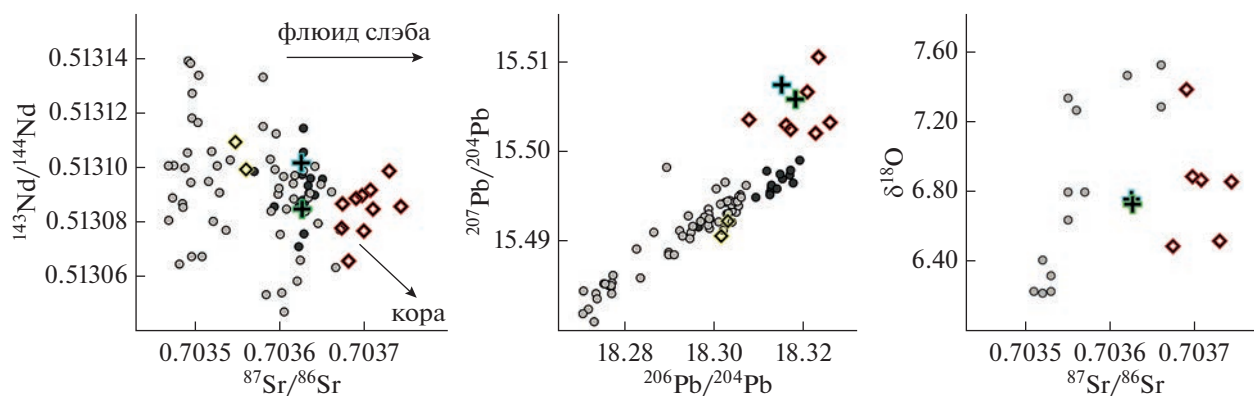
В лавах прорыва им. Г.С. Горшкова: состав оливина  $Fo_{68.4}-Fo_{81.7}$ , магнезиальный номер клинопироксена  $Mg\#_{63.7}-Mg\#_{79.7}$ , состав плагиоклаза  $An_{55}-An_{83}$ . В лаве вершинного извержения 2020–2021 гг.: состав оливина  $Fo_{67.3}-Fo_{80.5}$ , магнезиальный номер клинопироксена  $Mg\#_{60.7}-Mg\#_{83.0}$ , состав плагиоклаза  $An_{48}-An_{86}$ . Диапазоны составов фенокристаллов оливина, клинопироксена и плагиоклаза показаны на рис. 7.

В концентрически зональных кристаллах плагиоклаза, встречающихся в лавах обоих извержений, наблюдается изменение состава от битовнита ( $An_{75-83}$ ) к лабрадору ( $An_{50-65}$ ) в направлении от



**Рис. 5.** Дискриминационные диаграммы некогерентных элементов по отношению к содержанию MgO для лав Ключевского вулкана. Условные обозначения см. на рис. 3.





**Рис. 6.** Корреляционные диаграммы изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  к  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к  $\delta^{18}\text{O}$  для лав вулкана Ключевской. Условные обозначения см. на рис. 3. На диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к  $\delta^{18}\text{O}$  светло-серыми кружками показаны данные по лавам побочных извержений Ключевского вулкана из (Dorendorf et al., 2000).

ядра к границам кристалла. Составы “осцилляторных” зональностей колеблются в пределах  $An_{55}-An_{73}$ . Ядра концентрически зональных кристаллов плагиоклаза имеют неоднородную по составу текстуру (“patchy core”, Viccaro et al., 2010), в которой по неровным границам контактируют более анортитовые ( $An_{74-76}$ ) и менее анортитовые ( $An_{57-66}$ ) области.

Наиболее широкие вариации составов  $An_{53-55}-An_{83-86}$  у генерации плагиоклаза с “ситовой” текстурой, в таких кристаллах также встречаются “осцилляторные” зональности. Кристаллические сростки плагиоклаза по составу также варьируют в широких пределах  $An_{47-55}-An_{72-80}$ , преимущественный состав микролита смещен в сторону альбитовой компоненты  $An_{48}-An_{66}$ . Некоторые микролиты в лавах побочного прорыва им. Г.С. Горшкова имеют резкую зональность с изменением состава от  $An_{75-78}$  в ядре до  $An_{55}$  на краю зерна.

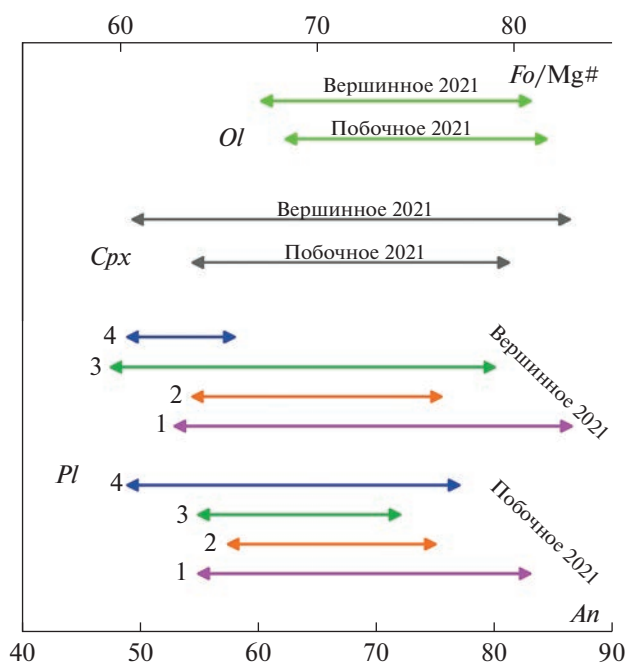
## ДИСКУССИЯ

### Обзор представлений о формировании магм вулкана Ключевской

Общие представления о геологическом строении земной коры и верхней мантии, а также об общих свойствах питающей системы Ключевского вулкана с опорой на многолетние исследования разных авторов изложены в работе (Федотов и др., 2010).

Согласно сейсмологическим данным, на глубине около 160 км под Ключевской группой вулканов (КГВ) находится верхняя часть погружающейся Тихоокеанской плиты. В результате дегидратации плиты происходит частичное плавление разогретых перidotитовых пород мантийного клина, и магма путем гравитационной конвекции поднимается в диапирах и астеносферных колоннах до глубин ~40 км.

Данные главных и микроэлементов, а также результаты системных Pb-Sr-Nd изотопных исследований разновозрастных базальтов Ключевского вулкана подразумевают, что зарождение магмы в Курило-Камчатской дуге в основном контролируется плавлением флюидонасыщенного мантийного клина, определяющим повышен-



**Рис. 7.** Диапазоны химического состава фенокристаллов оливина (*Ol*), клинопироксена (*Cpx*) и плагиоклаза (*Pl*) в лавах вершинного извержения 2020–2021 гг. и прорыва им. Г.С. Горшкова. Генерации плагиоклаза: 1 – кристаллы с “ситовой” текстурой, типа “coarsely sieved”; 2 – концентрически-зональные кристаллы; 3 – кристаллические сростки (гломеропорфиновые); 4 – микролиты.

ные величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и изотопный состав Pb, близкий к мантийному источнику MORB (Kersting, Arculus, 1995). Изотопный состав свинца в лавах КГВ является наименее радиогенным в сравнении с другими сегментами Курило-Камчатской дуги. По мнению (Kayzar et al., 2014), это может быть следствием того, что во время магнообразующих процессов на мантийных уровнях не происходило вовлечение свинца океанических осадков и, напротив, указывает на усиленную ассимиляцию магматическими расплавами вещества нижней коры под Ключевской группой вулканов. При этом выявленные закономерности в десятилетних временных вариациях изотопного состава Pb в лавах на вулкане Ключевской свидетельствуют о существенном изменении в степени такой ассимиляции (Kayzar et al., 2014). Ранее Покровский Б.Г. и Волинец О.Н. (1999) предполагали значительную ассимиляцию коры под ЦКД на основе изучения изотопов кислорода в эффузивах. Исследование  $^{210}\text{Pb}$ – $^{226}\text{Ra}$ – $^{230}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}$  системы лав Ключевского вулкана показывает, что мантийный источник находится под влиянием как добавления флюида из субдуцирующей плиты, так и декомпрессионного плавления под КГВ (Turner et al., 2007).

По геофизическим данным, на глубинах 40–25 км свойства магматической питающей системы вулкана меняются. Здесь на корово-мантийном уровне происходит накопление магм с возможным формированием глубинного магматического очага. Наличие зоны повышенной электропроводности на глубинах 40–20 км интерпретируется как область насыщения флюидами и магматическими расплавами (Мороз Ю., Мороз Г., 2006). Эта область также отмечается множеством слабых длиннопериодных землетрясений, наибольшая концентрация которых наблюдается на глубинах 27–31 км (Горельчик и др., 2001). Возможный генезис глубоких длиннопериодных землетрясений связан с дегазацией водонасыщенных расплавов (Melnik et al., 2020). Здесь происходит образование высокомагнезиальных базальтов (Федотов и др., 2008), которые, по мнению (Хренов и др., 2002), маркируют региональную зону ареального вулканизма в КГВ. На глубинах 25–5 км находится непрерывный вертикальный магматический канал, по которому магма поднимается из промежуточного очага на глубины 5 и менее км в вулканогенно-осадочные слои, подстилающие вулкан, и в его застройку (Федотов и др., 2010). Этот магматический канал маркируется узким, вертикально ориентированным кластером землетрясений (Koulakov et al., 2017). Здесь в значительной мере может происходить формирование базальтов подавляющего числа вершинных и побочных исторических извержений. Наибольший контраст сейсмических скоростей в земной коре на глубинах от 10 до 5 км совпадает с плотным скоплением землетрясений,

что может обозначать высвобождение газа в центральном питающем канале, вызванное декомпрессией летучих веществ (Koulakov et al., 2017). Выше глубины 5 км находится верхняя, сложная и очень активная часть питающей системы Ключевского вулкана. В ней имеется вертикальный питающий канал, происходит внедрение многочисленных даек, питающих побочные извержения, возможно формирование периферических магматических очагов. Зона на глубинах 4–2 км обладает повышенной электропроводностью (Мороз Ю., Мороз Г., 2006).

Гравиметрические наблюдения показывают, что Ключевской вулкан находится над разломной зоной, разделяющей поднятый (северо-западный) и опущенный (юго-восточный) блоки кристаллического фундамента (Зубин и др., 1990).

Магноподводящая система Ключевского вулкана на коровом уровне, согласно одним представлениям, имеет единый питающий канал без крупных промежуточных магматических очагов, что обеспечивает быстрый подъем магм с глубинных (мантийных) уровней к поверхности (Арискин и др., 1995; Озеров, 2019). Полный спектр магматических расплавов Ключевского вулкана (MgO 12–4 мас. %), согласно этой модели, формируется в результате декомпрессионного фракционирования (*Ol*, *Cpx*) и смешения родственных расплавов в центральном питающем канале. Присутствие темноцветных высокомагнезиальных минералов в глиноземистых лавах объясняется многократным повторением актов смешения нижних и верхних дочерних порций расплава (Озеров, 2019). Существует два принципиально различных способа выхода магмы на дневную поверхность: по генеральному, постоянно действующему каналу, – через вершинный кратер (4–5 мас. % MgO) и по одноразовым трещинам/каналам – через боковые прорывы (5–12 мас. % MgO).

Напротив, другие исследователи предполагают существование в питающей системе Ключевского вулкана одного или двух относительно крупных промежуточных магматических очагов (Хубуная и др., 2018; Федотов и др., 2010). Высокомагнезиальные и высокоглиноземистые магмы смешиваются в малоглубинном периферическом магматическом очаге (на глубинах 0–4 км). За локализацию и состав извержений отвечает, главным образом, малоглубинный магматический очаг, его вертикальная расслоенность и глубина ответвления от него даек, питающих извержения. В редких случаях более глубинные ответвления от центрального питающего канала и промежуточного магматического очага ( $h = 35$ – $25$  км) приводят к побочным извержениям высокомагнезиальных базальтов. Авторы данной модели выделяют дуализм в изменении содержаний CaO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в оливинах и клинопироксенах умеренно-калиевых

высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов во время кристаллизации, а также присутствие в высокоглиноземистых андезибазальтах всех побочных прорывов высокомагнезиальных минералов, как свидетельство о внедрении глубинной магнезиальной магмы в малоглубинную высокоглиноземистую камеру во время активизации вулкана (Хубуная и др., 2018). Согласно (Mironov et al., 2001), высокоглиноземистые базальты Ключевского вулкана формируются при быстром декомпрессионном подъеме магм к поверхности, сопровождающемся активной дегазацией расплава.

#### Условия генерации магм

Данные  $P$ - $T$  условий кристаллизации плагиоклаза в лавах вершинного и побочного извержений 2020–2021 г. (рис. 8) были рассчитаны для сухих магм ( $H_2O = 0$  мас. % в исходной магме). Температурный диапазон кристаллизации плагиоклазов составил 1210–1118°C для лавы вершинного извержения и 1203–1119°C для лав побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. Диапазон давлений кристаллизации плагиоклазов в лавах вершинного извержения 12.3–3.6 кбар, в лавах побочного прорыва 9.0–3.3 кбар. Эти значения находятся в согласии с существующими оценками давления 19.0–1.5 кбар кристаллизации магм Ключевского вулкана (Gavrilenko et al., 2016; Хубуная, Соболев, 1998; Ozerov, 2000). Плагиоклазы с “ситовой” текстурой в лавах обоих извержений начали кристаллизоваться при максимальных давлениях 12.3–9.0 кбар и продолжали далее формироваться во всем диапазоне давлений вплоть до минимальных значений 3.7–3.5 кбар. Концентрически-зональные кристаллы плагиоклаза и гломеропорфировые сростки формировались при 8.5–3.7 кбар в лавах вершинного извержения и при 7.2–3.3 кбар в лавах побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. Генерация микролитов в лавах обоих извержений так же, как и 2/3 массы всего плагиоклаза, кристаллизовалась преимущественно в нижнем диапазоне давлений 6.7–3.4 кбар.

Разница в верхней границе давления кристаллизации плагиоклаза между лавами вершинного и побочного извержений говорит о более глубинном зарождении магм вершинного извержения. В свою очередь, широкие вариации давления кристаллизации для некоторых микролитов в лавах побочного прорыва свидетельствуют о высокой скорости подъема магмы в канале на этапе подготовки к извержению.

Вариации химического состава фенокристаллов оливина, клинопироксена и плагиоклаза в лавах вершинного и побочного извержений 2020–2021 г. (рис. 7) во многом имеют схожий характер, что подтверждает генетическую взаимосвязь магм, питавших вершинное и побочное изверже-

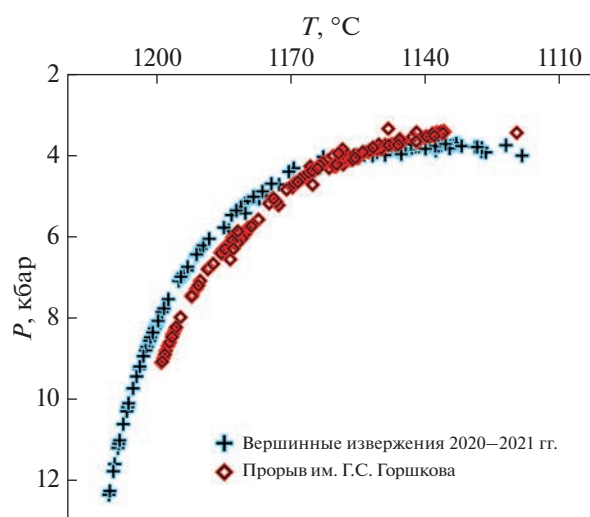


Рис. 8.  $P$ - $T$  условия кристаллизации плагиоклаза в лавах вершинного и побочного извержений Ключевского вулкана 2020–2021 гг.

ния. Отметим, что для лав побочного прорыва им. Г.С. Горшкова масштаб вариаций химического состава этих минералов несколько ниже. Более высокое давление начала кристаллизации магм вершинного извержения и более широкие вариации химического состава фенокристаллов в них указывают на их первичный (более глубинный) генезис по сравнению с магмами побочного прорыва.

#### Источники магм

Наблюдаемый линейный тренд на диаграммах Харкера (рис. 3), на который ложатся точки составов лав последних вершинных извержений Ключевского вулкана и лав прорыва им. Г.С. Горшкова, отражает закономерную эволюцию магм в магмоподводящей системе вулкана. Важно заметить, что правая часть тренда с наибольшим содержанием  $SiO_2$  образована точками лав вершинных извержений. Из этого можно заключить, что магматические расплавы вершинных извержений претерпели более длительную эволюцию, которая сопровождалась кристаллизационной дифференциацией в процессе их подъема к поверхности. Это же подтверждают и различия в степени раскристаллизованности вулканического стекла в основной массе и объеме пор в лавах вершинного извержения 2020–2021 г. и прорыва им. Г.С. Горшкова. Схожие генерации плагиоклаза в лавах вершинного и побочного извержений, сформированные на широком диапазоне глубин, свидетельствуют о генетической взаимосвязи магм вершинного и побочного извержений 2020–2021 гг.

По химическому составу лавы вершинных извержений 2020–2021 г. и 1945 г. в целом близки друг к другу (рис. 3). Однако лавы прорыва

им. Г.С. Горшкова представлены более мафическими разностями по сравнению с лавами вершинного извержения. Напротив, лавы прорыва Юбилейный имеют более кислый состав в сравнении с лавами предвавшего его вершинного извержения. Эти различия могут быть следствием разной степени эволюции магм, питавших эти побочные прорывы.

Геохимические характеристики лав последних извержений на спайдер-диаграммах типичны для надсубдукционных базальтов: Ta-Nb минимум, высокие концентрации крупно-ионных элементов и нисходящий тренд высокозарядных элементов (рис. 4). Содержания некогерентных элементов в лавах прорыва им. Г.С. Горшкова значительно выше, чем в лавах последнего вершинного извержения, при постоянном содержании MgO (5.5–6.0 мас. %, рис. 5). Такие глиноземистые магмы прошли достаточно долгий эволюционный путь, и столь явные отличия по ряду несовместимых элементов говорят о возможных процессах коровой контаминации в магмоподводящей системе последнего побочного прорыва.

Распределение некогерентных элементов в лавах всех последних извержений Ключевского вулкана (включая прорыв им. Г.С. Горшкова) имеет отличия от трендов всех предшествующих извержений и указывает на изменения условий в питающей системе вулкана после 2013 г.

На диаграммах отношений некоторых некогерентных элементов друг к другу (рис. 9) прямолинейные тренды лав Ключевского вулкана отражают процессы фракционной кристаллизации в магматической питающей системе. Выпадение из этих трендов лав последних вершинного и побочного извержений, так же как, например, и лав некоторых побочных извержений прошлого (на диаграмме TiO<sub>2</sub>–Zr), говорит о возможной ассимиляции коровых пород.

Лавы вершинных извержений 2016 г. и 2020–2021 гг., так же как и лавы предшествующих вершинных извержений, однородны по своим Sr-Nd-Pb изотопно-геохимическим характеристикам. Изотопные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.703625–0.703626), <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.513085–0.513102), <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (18.3148–18.3179) последних вершинных извержений наследуют изотопные характеристики вершинных извержений прошлого. Изотопные отношения <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (15.5022–15.5107) и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (37.9597–38.0143) для лав последних вершинных и побочного извержений значительно выше, чем для лав всех извержений прошлого. Это также говорит об изменениях в питающей системе Ключевского вулкана в последние годы его активности, возможно, о процессах коровой ассимиляции.

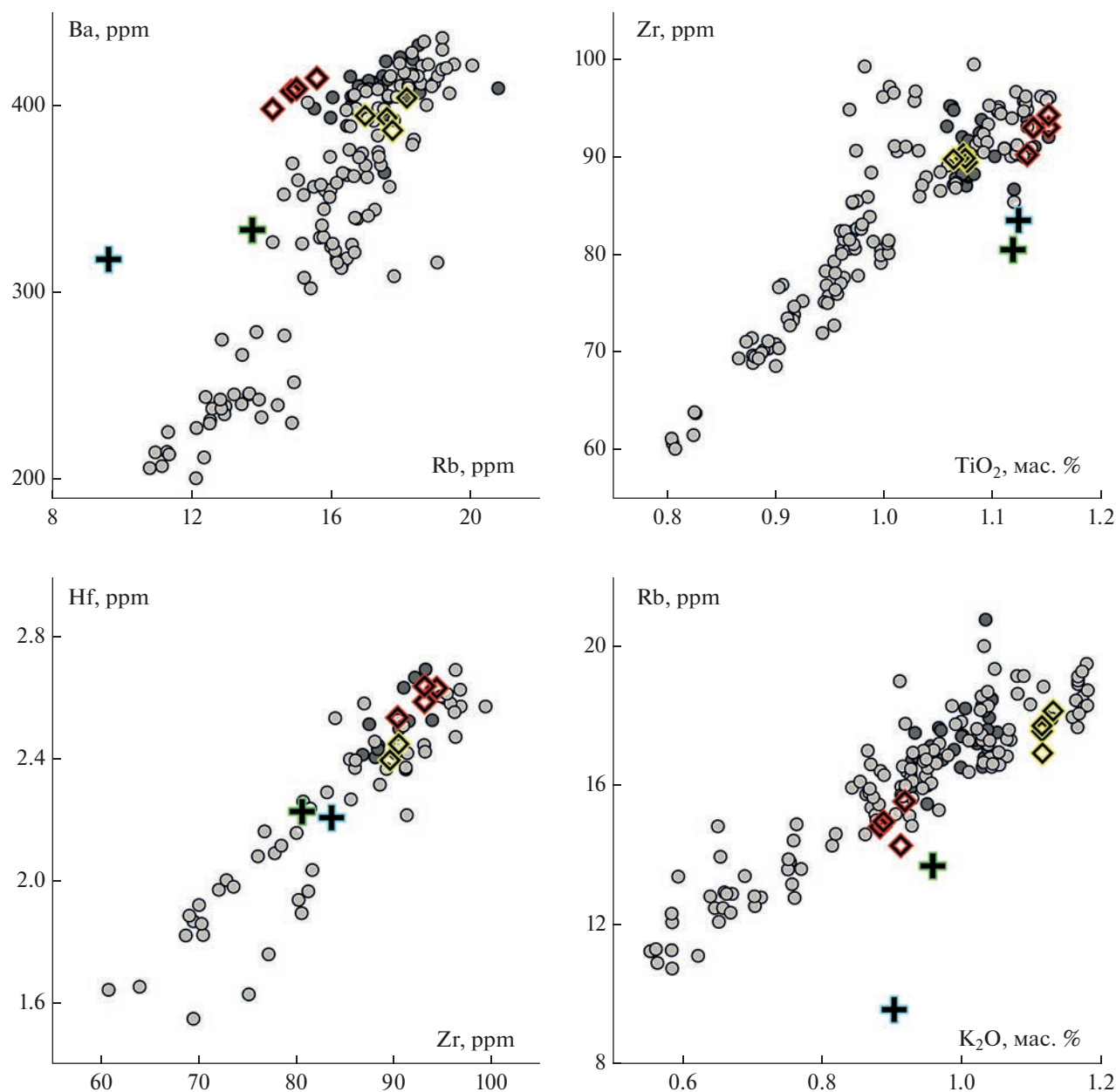
Изотопный состав свинца и распределение некогерентных элементов в целом свидетельствует об участии коровых процессов в формировании магм, питавших вершинные извержения 2016 г., 2020–2021 гг. и прорыв им. Г.С. Горшкова. Наи-

более отчетливо это демонстрируют данные о вариациях <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, которые указывают на большую интенсивность этого процесса для лав побочного прорыва. На корреляционной диаграмме <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr–<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (рис. 6) точки составов лав прорыва им. Г.С. Горшкова вследствие более высоких значений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr лежат выше составов других извержений, что интерпретируется как влияние процессов коровой ассимиляции первичных расплавов. На диаграмме MgO–<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (рис. 10) точки составов лав вершинных извержений попадают в область значений предыдущих вершинных извержений, а точки составов лав прорыва им. Г.С. Горшкова образуют субвертикальный тренд выше поля, объединяющего данные для более ранних лав побочных прорывов.

Диаграмма <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr–SiO<sub>2</sub> демонстрирует разнонаправленные тренды лав прорыва им. Г.С. Горшкова и всех предыдущих побочных извержений на Ключевском вулкане. Примечательно, что на этой диаграмме горизонтальный тренд вершинных извержений указывает на процесс фракционной кристаллизации, а восходящий тренд для лав прошлых побочных извержений отражает процесс коровой ассимиляции, характерный ранее для лав Ключевского вулкана. Столь отличающийся тренд для лав прорыва им. Г.С. Горшкова, возможно, говорит о больших глубинах, на которых происходила ассимиляция, поскольку мафические разности лав прорыва уже отличались высокими величинами <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr.

Согласно диаграмме <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr к δ<sup>18</sup>O, изотопный состав кислорода в лавах последних извержений Ключевского вулкана отражает общее обогащение изотопом <sup>18</sup>O лав и тефры, извергающихся в пределах ЦКД. Наиболее мафические разности лав прорыва им. Г.С. Горшкова (SiO<sub>2</sub> = 51.6 мас. %) заметно отличаются от наиболее кислых (SiO<sub>2</sub> = 53.2 мас. %) по значению δ<sup>18</sup>O (7.39 и 6.49 ‰ соответственно). Согласно предшествующим исследованиям, существенный масштаб вариаций δ<sup>18</sup>O и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в лавах Ключевского вулкана объясняется переплавлением вещества нижней части земной коры, для которой характерны высокие значения δ<sup>18</sup>O и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (Bindeman et al., 2004). Повышенные значения δ<sup>18</sup>O в лавах Ключевского вулкана объясняются взаимодействием примитивных расплавов с литосферной мантией, обогащенной изотопом <sup>18</sup>O в период, когда она была преддуговой частью зоны субдукции (Auer et al., 2009).

Таким образом, учитывая малое расстояние между вершинным кратером Ключевского вулкана и местом прорыва им. Г.С. Горшкова (~3.5 км), гипотеза о разных путях эволюции магм вершинного и побочного извержений (начиная от уровня нижней земной коры) представляется маловероятной. Повышенные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr относительно типичных для Ключевского вулкана зна-

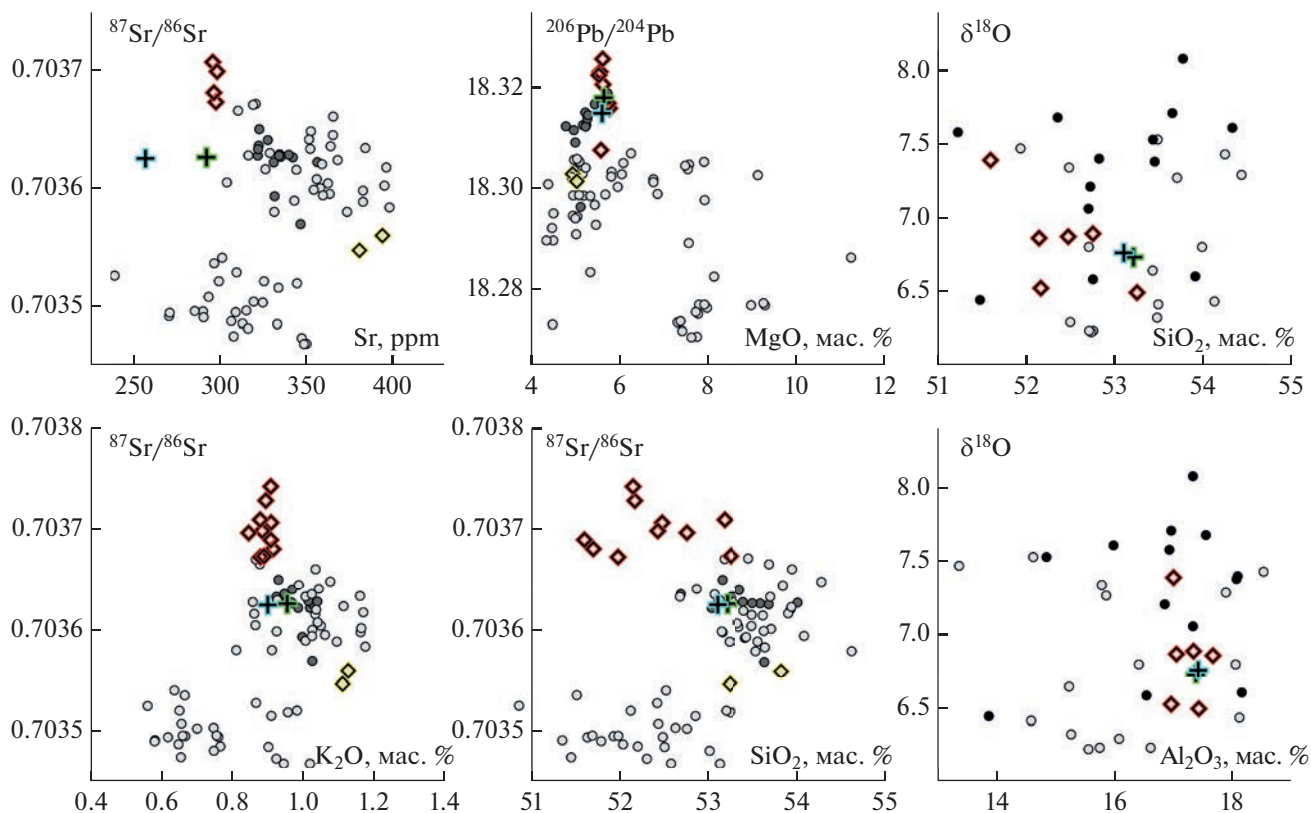


**Рис. 9.** Дискриминационные диаграммы отношений некоторых некогерентных элементов. Условные обозначения см. на рис. 3.

чений  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 6) указывают на иной источник радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  в лавах прорыва им. Г.С. Горшкова, отличающийся по величине  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от литосферной мантии. Приведенные в настоящей работе особенности лав и оценки  $P$ - $T$  параметров указывают сходство условий формирования магм обоих извержений, что также не поддерживает гипотезу об их разном происхождении.

Другое возможное объяснение отличия лав прорыва им. Г.С. Горшкова по изотопному составу Sr заключается в более интенсивных процессах коровой ассимиляции магм в северо-западной

части постройки Ключевского вулкана. За время активизации побочных извержений (начиная с 3.5 тыс. лет назад) можно предположить, что сформировались хорошо проработанные пути поступления магматических расплавов к поверхности на юго-восточном и северо-восточном склонах вулкана. В результате «бронирования» стенок этих каналов предыдущими расплавами степень ассимиляции новых порций расплава должна уменьшаться со временем. На северо-западном же склоне вулкана проработка таких магмоподводящих каналов не происходила. Как



**Рис. 10.** Диаграммы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к Sr,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  к MgO;  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к  $\delta^{18}\text{O}$ .

Условные обозначения см. на рис. 3. На диаграммах  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к  $\delta^{18}\text{O}$  светло-серыми кружками показаны данные по лавам побочных извержений Ключевского вулкана из (Dorendorf et al., 2000), залитые кружки – данные анализов вулканических стекол лав вулкана Ключевской из (Auger, 2009).

следствие, отличие изотопных и геохимических характеристик лав прорыва им. Г.С. Горшкова от всех других побочных извержений (в том числе прорыва Юбилейный) (рис. 5, 6, 8, 9) отражает большую степень взаимодействия расплавов с фундаментом северо-западного сектора постройки вулкана. Аргументом в пользу ассимиляции Sr с более радиогенным составом из пород фундамента в северо-западном секторе вулкана может служить тот факт, что Ключевской вулкан расположен на восточной границе Хавывенского погребенного поднятия, которое включает метаморфизованные осадочные отложения Хавывенской серии (Апрелков, Ольшанская, 1989). Стронций пород этой серии отличается повышенным содержанием  $^{87}\text{Sr}$ , а величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  варьирует от 0.70421 до 0.70862 (Тарарин и др., 2007, 2010).

В работе (Koullakov et al., 2017) интерпретируются аномалии сейсмических скоростей  $V_p/V_s$  до глубин 2–4 км под вулканом Ключевской как неглубокие резервуары магмы или области насыщения флюидами и расплавами. К этому моменту в северо-западном секторе постройки уже могло существовать такое не крупное магматическое тело (линза). Если оно продолжительное время взаимодействовало с осадочными породами фундамента,

то магматические расплавы могли ассимилировать из них часть Sr и некоторых некогерентных элементов.

Ниже предложен возможный сценарий, описывающий эволюцию расплава в магмоподводящей системе Ключевского вулкана на время вершинного и побочного извержений в 2020–2021 гг. Он учитывает схожесть петрографического облика лав и вариаций химического состава фенокристаллов в них, и вместе с тем объясняет наблюдаемые изотопные и геохимические различия в лавах двух извержений.

На заключительной стадии вершинного извержения произошло резкое снижение уровня магмы в центральном магмоподводящем канале. Возможные механизмы питания вершинных извержений, изменения циклов активности, вызванные динамикой поступления расплавов и газов, смоделированы в работе (Озеров, 2010). Началось внедрение магмы из центрального магмоподводящего канала в толщу пород в северо-западном секторе вулкана. Миграция магмы в северо-западном направлении в конце вершинного извержения и в начале извержения прорыва им. Г.С. Горшкова подтверждается отчетливым смещением в плане источника вулканического дрожания от вершины

Ключевского вулкана в сторону побочного прорыва (Сенюков и др., 2021). Затем магма, поступившая из центрального питающего канала, смешалась с существующими порциями расплава в северо-западном секторе. В результате смешения образовался источник магмы с высоким значением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и повышенными содержаниями некоторых редких элементов. На завершающем этапе произошел прорыв магмы на поверхность на северо-западном склоне с образованием шлакового конуса и лавовых потоков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вершинное и побочное извержения на Ключевском вулкане в 2020–2021 гг. представляют собой уникальный объект для изучения свойств магматической питающей системы вулкана. На основании данных петрографии, геохимии главных и микроэлементов, а также изотопных Sr-Nd-Pb-O данных мы показали взаимосвязь источников магм этих двух извержений и оценили условия их генерации.

Лавы вершинного извержения обладают большей пористостью и лучшей степенью раскристаллизованности стекла в основной массе по сравнению с лавами побочного прорыва. Вариации химического состава фенокристаллов *OI*, *Spx*, *Pl* также шире в лавках вершинного извержения. Давление начала кристаллизации плаггиоклаза оценено по гео-термобарометрам в ~12 кбар для лавы вершинного извержения 2020–2021 г. и в ~9 кбар для лавы побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. Эти наблюдения дают основание говорить о более глубинном происхождении магм, питавших вершинное извержение 2020–2021 гг.

Весьма выдержанные отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для лав всех вершинных извержений (включая 2016 г. и 2020–2021 гг.), говорят о хорошей проработке центрального магмоподводящего канала Ключевского вулкана. Повышенные значения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для лав последних вершинных и побочного извержений свидетельствуют об изменениях в питающей системе в течение последних лет активности вулкана. Изотопный состав кислорода в лавках двух извержений согласуется с ранее опубликованными данными по Ключевскому вулкану и отражает общее обогащение изотопом  $^{18}\text{O}$  лав и тефры, извергающихся в пределах ЦКД.

Высокие изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавках прорыва им. Г.С. Горшкова, ранее не наблюдавшиеся в лавках Ключевского вулкана, а также различие в содержании некогерентных элементов Ba, Zr, Sr, Hf, Rb (при постоянных значениях MgO) в лавках вершинного и побочного извержений можно объяснить возросшей интенсивностью процессов коровой ассимиляции вследствие взаимодействия магм с породами фундамента в северо-западном секторе вулкана. За все время

деятельности побочного вулканизма на Ключевском вулкане (~3.5 тыс. лет назад) до 2021 г. побочных прорывов в северо-западном секторе вулкана зафиксировано не было. В результате этого изотопные и геохимические особенности лав прорыва им. Г.С. Горшкова могут быть связаны с наличием в северо-западном секторе до глубин 2–4 км небольших порций магматических расплавов, долгое время существовавших и взаимодействовавших с осадочными отложениями фундамента. Эти магматические расплавы могли ассимилировать из осадочных отложений часть Sr и некоторых некогерентных элементов. Лавы побочного прорыва им. Г.С. Горшкова могут представлять собой смесь таких более обогащенных изотопом  $^{87}\text{Sr}$  порций расплава с магмами, поступившими из центрального питающего канала.

Полученные данные свидетельствуют о наличии в магматической питающей системе Ключевского вулкана и ее промежуточных очагах процессов коровой контаминации и ассимиляции, в особенности это касается побочного прорыва им. Г.С. Горшкова и побочного вулканизма в целом. Фактический материал настоящего исследования оставляет большой потенциал для дальнейшего изучения питающей системы Ключевского вулкана, более точного установления *P-T* условий генерации магм и понимания механизма образования вершинных и побочных извержений, как на Ключевском, так и на других похожих стратовулканах мира.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность участникам полевых экспедиций на Ключевской вулкан в марте и апреле 2021 г. Нуждаеву И.А., Мельникову Д.В., Соколенко А.В., Овсянникову А.А., Цветкову В.А., участвовавшим в отборе коллекции проб побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. Выражаем отдельную благодарность Муравьеву Я.Д. за предоставление образца вершинного извержения Ключевского вулкана 2016 г.

*Источники финансирования.* Данное исследование было финансово поддержано проектом Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (грант № 13.1902.21.008, соглашение 075-15-2020-802).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 53–66.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высоко-глиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3 № 5. С. 42–67.
- Брайцева О.К., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
- Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в

- 2020–2021 гг. и их опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2021 г., Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 25–28.
- Горельчик В.И., Сторчеус А.В.* Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 373–379.
- Зубин М.И., Козырев А.И., Луцкицкий А.И.* Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканонология и сейсмология. 1990 № 5. С. 76–93.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Г.А.* Глубинные проводящие зоны в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2006. № 6. С. 60–68.
- Озеров А. Ю.* Механизм базальтовых взрывов (экспериментальное моделирование) // Вулканонология и сейсмология. 2010. № 5. С. 3–19.
- Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
- Озеров А.Ю., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др.* Вулкан Ключевской: новый побочный прорыв им. Г.С. Горшкова, 2021 г. (п-ов Камчатка) // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 1. Вып. 49. С. 5–9.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 11. 308 с.
- Покровский Б.Г., Волинец О.Н.* Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 227–251.
- Сенюков С.Л., Нурждина И.Н., Дроздин Д.В. и др.* Сейсмичность вулкана Ключевской в 2021 г. в связи с побочным прорывом имени Г.С. Горшкова // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. 2021. С. 228–235.
- Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Дриль С.И.* Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
- Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. и др.* Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
- Федотов С.А.* Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканонология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И., Собисевич А.Л.* Вулкан Ключевской (Камчатка): деятельность, магматическая питающая система, сейсмотомография // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 2. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 273–294.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканонология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
- Хренов А.П., Маханова Т.М., Богатииков О.А., Платэ А.Н.* Результаты аэрокосмических исследований вулканов Камчатки (Ключевская группа вулканов) // Вулканонология и сейсмология. 2002. № 2. С. 3–20.
- Хубуная С.А., Соболев А.В.* Первичные расплавы известково-шелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 1. С. 100–102.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Хубуная В.С.* К вопросу о магматических очагах под вулканом Ключевской // Вулканонология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14–30.
- Черкашин Р.И., Иванов В.В., Озеров А.Ю. и др.* Активность вулкана Ключевской в ноябре 2019–июне 2020 гг. // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2(46). С. 5–9.
- Acocella V. Neri M.* What makes flank eruptions? The 2001 Etna eruption and its possible triggering mechanisms // Bull. Volcanol. 2003. V. 65. № 7. С. 517–529.
- Auer S., Bindeman I., Wallace P. et al.* The origin of hydrous, high- $\delta^{18}\text{O}$  voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 157. № 2. P. 209–230.
- Bergal-Kuvikas O., Nakagawa M., Kuritani T. et al.* A petrological and geochemical study on time-series samples from Klyuchevskoy volcano, Kamchatka arc // Contrib. Mineral. Petrol. 2017. V. 172. № 5. P. 1–16.
- Bergal-Kuvikas O., Chugaev A., Larionova Yu. et al.* Major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Gorskov vent (18.02–21.03.2021), Klyuchevskoy volcano (Kamchatka, Russia): restart a new cycle of volcanic activity? // Geochem. Int. 2023. № 3. in the press.
- Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W.* Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$  magma sources and large-scale  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  depletion of the upper crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 4. P. 841–865.
- Chugaev A., Chernyshev I., Lebedev V., Eremina A.* Lead Isotope composition and origin of the quaternary lavas of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: High-precision MC-ICP-MS data // Petrology. 2013. V. 21. № 1. P. 16–27.
- Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G.* Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. № 1–2. P. 69–86.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al.* A calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // J. Petrol. 2016. T. 57. № 9. P. 1811–1832.
- Gudmunsson A., Oskarsson N., Gronvold K. et al.* The 1991 eruption of Hekla, Iceland // Bull. Volcanol. 1992. V. 54. № 3. P. 238–246.
- Kayzar T.M., Nelson B.K., Bachmann O. et al.* Deciphering petrogenetic processes using Pb isotope ratios from time-series samples at Bezymianny and Klyuchevskoy volcanoes, Central Kamchatka Depression // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. № 4. P. 1–28.
- Kersting A., Arculus R.* Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. № 3–4. P. 133–148.
- Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N. et al.* Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. № 5. P. 3852–3874.
- Ludden J.N.* Eruptive patterns for the volcano Piton de la Fournaise, Reunion Island // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1977. V. 2. № 4. P. 385–395.
- Melnik O., Lyukhovskiy V., Shapiro N. et al.* Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas // Nature Communicat. 2020. V. 11. № 1. P. 1–7.
- Mironov N.L., Pletchov P.Y., Portnyagin M.V., Khubunaya S.A.* Final stages of magma evolution in Klyuchevskoy volcano,



- Kamchatka: evidence from melt inclusions in minerals of high-alumina basalts // *Petrology*. 2001. V. 9. № 1. P. 51–69.
- Ozerov A.Y. The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. T. 95. № 1–4. С. 65–79.
- Peltier A., Bachelery P., Staudacher T. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2009. V. 184. № 1–2. P. 93–108.
- Putirka K.D. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90. №. 2–3. P. 336–346.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. № 1. С. 61–120.
- Rehkämper M., Halliday A.M. Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spectrom.* 1998. V. 181. № 1–3. P. 123–133.
- Sharp A.D.L., Davis P.M., Gray F. A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage // *Nature*. 1980. V. 287. № 5783. P. 587–591.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.
- Turner S., Sims K., Reagan M. A  $^{210}\text{Pb}$ – $^{226}\text{Ra}$ – $^{230}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}$  study of Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes, Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. № 19. P. 4771–4785.
- Viccaro M., Giacomoni P., Ferlito C., Cristofolini R. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts // *Lithos*. 2010. V. 116. № 1–2. P. 77–91.
- Yokoyama I. Parasitic eruptions on Sakurajima Volcano // *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 2013. V. 58 № 1. P. 91–102.
- Yokoyama I. Eruption patterns of parasitic volcanoes // *Ann. Geoph.* 2015. V. 58. № 3. P. 1–17.

## Conditions and Magmas Sources of Summit and Flank Eruptions of the Klyuchevskoy Volcano in 2020–2021: Isotope (Sr-Nd-Pb-O)-Geochemical Data

R. I. Cherkashin<sup>1</sup>, O. V. Bergal-Kuvikas<sup>1, 2</sup>, A. V. Chugaev<sup>2</sup>, Yu. O. Larionova<sup>2</sup>,  
I. N. Bindeman<sup>3</sup>, A. L. Khomchanovsky<sup>1</sup>, and E. Y. Plutakhina<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>2</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>3</sup> *University of Oregon, Eugene, USA*

In 2021 a unique event occurred on Klyuchevskoy volcano (Kamchatka). After more than 30 years dominance of terminal eruptions a flank vent was formed. It was named after corresponding member of the Academy of Sciences USSR G.S. Gorshkov. The eruption began immediately after the end of the summit crater activation in 2020–2021 at an altitude of 2850 m in the northwestern part of the volcano, where no manifestations of flank volcanism were observed earlier. This paper presents geochemical and isotopic Sr-Nd-Pb-O data for lavas of the summit and flank eruptions of the Klyuchevskoy volcano in 2020–2021. A comparative petrographic analysis was carried out and the chemical composition of the *Ol*, *Cpx*, *Pl* phenocrysts of these lavas was analyzed. The lavas of both eruptions are alumina andesitic basalts of normal alkalinity. Variations of basic oxides in the lavas of the summit eruption and in the lavas of the G.S. Gorshkov vent are SiO<sub>2</sub> 53.1–53.2 wt. % and 51.6–53.2 wt. %, MgO 5.6 wt. % and 5.5–6.0 wt. %; respectively. Estimates of temperatures and pressures of plagioclase crystallization showed that for lavas of the summit eruption they were 1210–1118°C and 12.3–3.6 kbar, for lavas of the flank vent 1203–1119°C and 9.0–3.3 kbar. The content of the main elements, the proximity of the conditions of plagioclase generations, and the features of variations in the chemical composition of *Ol*, *Cpx*, and *Pl* phenocrysts in the lavas of both eruptions indicate the genetic relationship of the magmas that fed the summit and flank eruptions. The lavas of the summit eruptions of 2016, 2020–2021, as well as the lavas of the previous summit eruptions of the Klyuchevskoy volcano, are characterized by highly sustained Sr-Nd-Pb isotopic characteristics:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703625\text{--}0.703626$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513085\text{--}0.513102$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3148\text{--}18.3179$ . Isotopic ratios  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.5022–15.5107) and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (37.9597–38.0143) are significantly higher for the lavas of the last summit and flank eruptions than for all Klyuchevskoy's lavas of the past, which indicates more complex processes of magma evolution at crustal levels. The values of  $\delta^{18}\text{O} = 6.49\text{--}7.39$  rel. units (SMOW) in the lavas of the considered eruptions are consistent with previously published data on the Klyuchevskoy volcano. The lavas of the Gorshkov vent are enriched with Ba, Zr, Sr and other incompatible elements at constant values of MgO in comparison with the lavas of the last summit eruptions, which indicates differences in the ways of evolution of their magmas. Sharply increased values of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio (0.703673–0.703743) in the lavas of the G.S. Gorshkov vent, not previously observed in the lavas of the Klyuchevskoy volcano, testifies to intensive assimilation of crustal matter by the initial melts in the northwestern part of the volcano.

**Keywords:** Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, 2020–2021 eruptions, flank vent, Sr-Nd-Pb-O isotopic data, conditions of magma genesis

УДК 552.11

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНОВ ХАРЧИНСКИЙ И ЗАРЕЧНЫЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ): ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМ В КОРОВЫХ УСЛОВИЯХ<sup>1</sup>

© 2023 г. Н. В. Горбач<sup>a</sup>, Н. А. Некрылов<sup>a, b</sup>, М. В. Портнягин<sup>c</sup>, К. Хернле<sup>c, d</sup>

<sup>a</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>b</sup>Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана, Москва, Россия

<sup>c</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

<sup>d</sup>Institute of Geosciences, Kiel University, Kiel, Germany

\*e-mail: n\_gorbach@mail.ru

Поступила в редакцию 11.10.2022 г.

После доработки 11.11.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

Вулканы Харчинский, Заречный и зона моногенных конусов Харчинского озера – уникальные центры излияния магнезиальных лав в области субдукции северного края Тихоокеанской плиты под Камчатку. В статье приведены новые геохимические данные по составу пород (55 образцов) и минералов (более 900 анализов оливина, пироксенов, амфибола и плагиоклаза) этих центров, проанализированных методами РФА и LA-ICP-MS (породы) и электронного микрозонда (минералы). Большая часть изученных пород представлена магнезиальными (Mg# = 60–75 мол. %) умеренно-калиевыми базальтами и андезибазальтами. Умеренно-магнезиальные (Mg# = 52–59 мол. %) андезибазальты присутствуют среди моногенных конусов Харчинского озера. К редким разностям пород относятся высококалиевые базальты-андезибазальты даек в центре постройки влк. Харчинский и магнезиальные андезиты (Mg# = 58–61 мол. %) экзструзий влк. Заречный. Большинство изученных пород демонстрирует типичное для островодужных пород обогащение крупноионными литофильными, легкими РЗЭ и обеднение высокозарядными элементами и тяжелыми РЗЭ. Высоко-К базальты и андезибазальты обнаруживают аномальное обогащение Ba > 1000 г/т, Th > 3.8 г/т, U > 1.8 г/т, Sr > 800 г/т, Sr/Y > 50 и легкими РЗЭ (La > 20 г/т) и близки к низкокремнистым адакитам. Базальты и андезибазальты всех изученных объектов содержат высоко-Mg фенокристаллы оливина (до  $F_{0.92,6}$ ) и клинопироксена (Mg# до 91 мол. %). Породы демонстрируют петрографические и геохимические признаки фракционной кристаллизации, наряду с процессами кумуляции минералов и смешения магм. Часть вкрапленников оливина демонстрирует обогащение содержанием NiO (до 5000 г/т) и повышенное значение Fe/Mn (до 80), что интерпретировано как свидетельство участия в процессах магмообразования пироксенитового источника. Использование соотношений Ca/Fe и Ni/Mg позволило нам разграничить поля составов и тренды эволюции оливинов, связанных с различными источниками – перидотитовым и пироксенитовым, сформированными в результате реакции перидотитов мантийного клина и высоко-Si расплавов субдуцируемой океанической коры. Полученные данные согласуются с другими свидетельствами плавления краевой части субдуцирующей Тихоокеанской плиты под северным участком Центральной Камчатской депрессии в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и свидетельствуют о значительной гетерогенности мантии в этом районе.

**Ключевые слова:** островодужные магмы, оливин, клинопироксен, пироксенитовый источник, Харчинский, Заречный, Камчатка

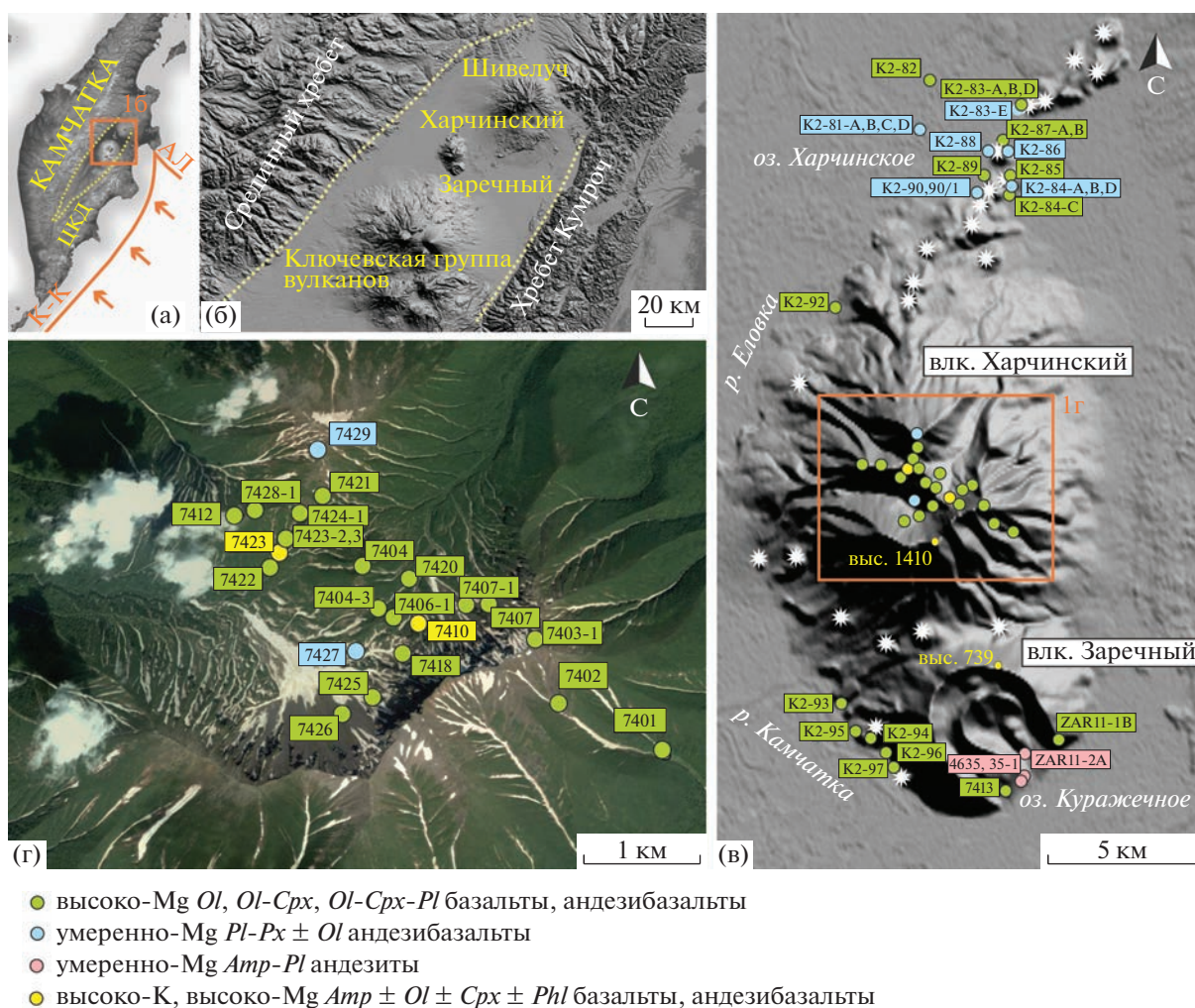
DOI: 10.31857/S0869590323030056, EDN: CDEEOS

### ВВЕДЕНИЕ

Вулканы Харчинский и Заречный занимают уникальную геодинамическую позицию в зоне со-

членения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг над краевой частью субдуцирующей Тихоокеанской плиты (рис. 1). В отличие от многих других вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки (ВВП), где магнезиальные (Mg# =  $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) > 60$  мол. %) базальты слагают отдельные шлаковые и лавовые конусы ареальных

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323030056 для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Региональная позиция объектов исследования и схема отбора образцов. (а) – упрощенная схема полуострова Камчатка; обозначены Курило-Камчатский (К-К) и Алеутский (АЛ) глубоководные желоба; стрелками показано направление движения субдуцирующей Тихоокеанской плиты; (б) – местоположение вулканов Харчинский и Заречный относительно других объектов Центральной Камчатской депрессии (ЦКД); (в) – карта рельефа вулканов Харчинский и Заречный с местами отбора образцов; белыми звездами обозначены моногенные конусы, отдешифрованные нами на космических снимках (г) – спутниковый снимок кратера влк. Харчинский с местами отбора образцов.

зон или же единичные потоки в разрезах стратовулканов, в постройках вулканов Харчинский и Заречный подобные породы составляют большинство (Вольнец и др., 1998, 1999). Уникальная геодинамическая позиция, преобладание высоко-Mg# лав среди изверженных продуктов и обилие коровых и мантийных ксенолитов в породах определяют повышенный интерес исследователей к данным объектам.

Первые описания вулканов и общие сведения по составу пород приведены в работах (Меняйлов, 1949; Огородов, Белоусов, 1961; Кутыева, Эрлиха, 1973). Подробное морфология, возраст, геологическое строение и вещественный состав пород описаны в (Вольнец и др., 1998, 1999). В этих работах впервые представлена геохимическая характеристика пород и приведены первые данные

по составу минералов и условиям их кристаллизации. Предполагается, что базальтовые и андезитовые расплавы отличались высоким содержанием воды (>3–4 и >6–7 мас. %, соответственно) и кристаллизовались при высокой футигитивности кислорода (на 2.0–2.5 порядка выше буфера NNO). В качестве магматического источника вулканов О.Н. Вольнец с соавторами (1999) рассматривали сильно деплетированный мантийный источник (гарцбургит), обогащенный несовместимыми элементами в результате метасоматического воздействия глубинного флюида или частичных выплавов из субдуцированной плиты. В последующих работах (Portnyagin et al., 2007, 2009; Nikulin et al., 2012) было высказано предположение, что в происхождение магм вулканов Харчинский и Заречный возможен вклад пироксенитового (безоливиново-

го) источника, который образуется в результате реакции перидотитов мантийного клина и высоко-Si расплавов, возникающих при плавлении субдуцируемой океанической коры (например, Straub et al., 2008).

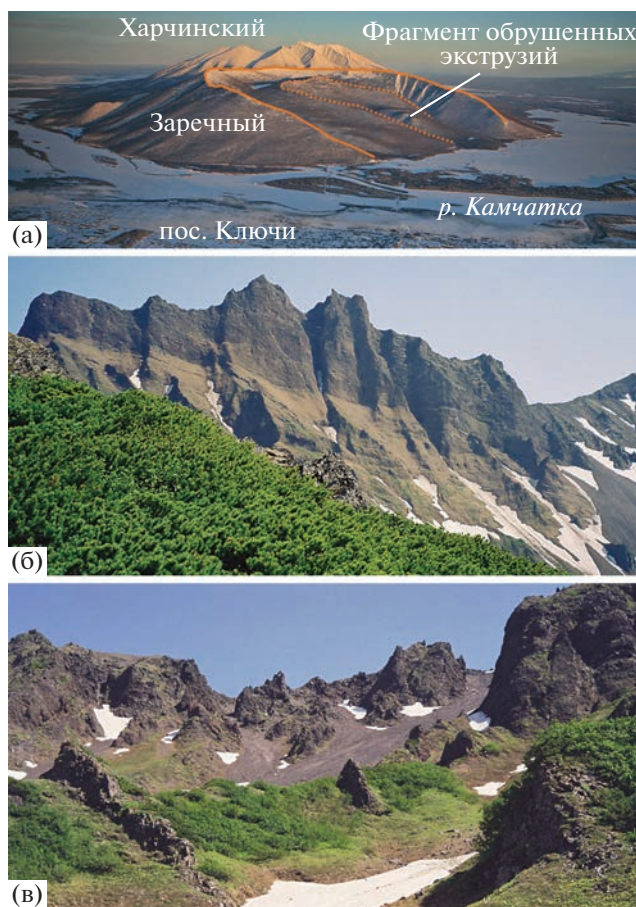
В настоящей работе мы приводим новые данные по геохимии и составу минералов для представительной коллекции образцов пород вулканов Харчинский и Заречный, а также зоны моногенных конусов Харчинского озера. Мы показываем, что несмотря на близкие к другим породам Центральной Камчатской депрессии вариации концентраций главных и рассеянных элементов в большинстве пород вулканов Харчинский и Заречный, их минералогические особенности, прежде всего состав фенокристаллов оливина, отражают существенную гетерогенность мантийного источника. Особенности эволюционных трендов составов пород, а также составов вкрапленников оливина и пироксенов указывают на значимую роль процессов смешения магм и кумуляции кристаллов при подъеме и дифференциации высоко-Mg# лав в коровых условиях.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вулканы расположены в северной части Центральной Камчатской депрессии на левом берегу р. Камчатка, на приблизительно одинаковом расстоянии (около 40 км) от Ключевской группы вулканов на юге и влк. Шивелуч на севере (рис. 1а, 1б). Сближенные постройки вулканов формируют субмеридионально вытянутый хребет, который окружен озерами, болотами и протоками рек Камчатка и Еловка (рис. 2а).

Вулкан Харчинский (абс. выс. 1410 м) – существенно лавовый стратовулкан, площадь которого составляет 150 км<sup>2</sup>, а объем выраженной в рельефе постройки около 60 км<sup>3</sup> (Вольнец и др., 1998). Центральная часть вулкана разрушена в результате воздействия позднеплейстоценовых ледников, а также вулcano-тектонических и обвальных процессов. В настоящее время в вершинной части постройки сформирован цирк диаметром около 4 км. Восточные стенки цирка практически вертикальны и демонстрируют верхнюю часть лаво-пирокластического разреза мощностью около 600 м (рис. 2б).

В центральной части стратовулкана находится конусовидная возвышенность размером 2 × 2.5 км и высотой около 300 м. В ранних работах это образование было интерпретировано как лавовая пробка (Меняйлов, 1949) или некк (Кутыев, Эрлих, 1973), а в (Вольнец и др., 1998) было сделано предположение о его подледном происхождении. Наши наблюдения больше согласуются с интерпретацией, изложенной в работе (Кутыев, Эрлих, 1973). Разрозненные останцы базальтов, которые



**Рис. 2.** Вид на вулканы Харчинский и Заречный с юго-востока (а) и особенности внутреннего строения центральной части влк. Харчинский (б, в). На рисунке (а) сплошная линия показывает контур внешнего конуса влк. Заречный, а пунктирная очерчивает кратер внутреннего конуса. Рисунок (б) иллюстрирует облик верхней части лаво-пирокластического разреза влк. Харчинский, вскрытого в юго-восточной стенке цирка; (в) – радиальные дайки внутри цирка.

наблюдаются в вершинной части конусовидной возвышенности, могут представлять собой фрагменты эродированного некка. Коренные выходы полнокристаллических пород, задокументированные нами в ~200 м гипсометрически ниже вершины некка (обр. 7420, рис. 1г), вероятно свидетельствуют о том, что с глубиной некк переходит в субвулканическое образование. По периферии вершинного некка/субвулканического тела фиксируются поля радиально ориентированных даек (рис. 2в).

Вулкан Заречный (абс. выс. 739 м) расположен на южном склоне влк. Харчинский (см. рис. 2а). Его постройка состоит из внешнего конуса, разрушенного подковообразным кратером диаметром около 3.5 км. В центре кратера находится внутренний конус, который, согласно (Вольнец и др., 1998), разрушен кратером обвального или

обвальнo-взрывного происхождения и вмещает фрагменты экструзий. Немногочисленные обнажения вдоль берега р. Камчатка и вершинного гребня, а также на восточном подножии вулкана вскрывают потоки базальтовых лав и прослойки шлаков, которые слагают внешний конус влк. Заречный.

На северных склонах влк. Харчинский, а также в пределах Харчинского озера расположены многочисленные моногенные конусы. На космических и аэрофотоснимках снимках дешифрируется не менее 15 таких образований, формирующих зону северо-восточного простираия протяженностью около 12 км (рис. 1в). Как правило, конусы имеют относительную высоту до 100 м и диаметр основания до 500 м и обнажены преимущественно вдоль береговой линии. Несколько конусов расположено на седловине между вулканами Харчинский и Заречный, а также на западных склонах обоих вулканов (рис. 1в).

Согласно (Волынец и др., 1998), постройка влк. Харчинский и внешний конус влк. Заречный были сформированы до начала второй стадии позднеплейстоценового оледенения. Предполагалось, что формирование моногенных шлаковых и лавовых конусов, а также внутрикратерных экструзий влк. Заречный происходило во время оледенения – от 23–24 до 11 тыс. лет назад (Волынец и др., 1998). Недавняя работа по реконструкции позднеплейстоценовых вулканических событий в районе Центральной Камчатской депрессии подтвердила данное предположение. В районе пос. Ключи в составе пирокластических разрезов были найдены тефры, по минеральному составу, а также по составу вулканического стекла пепловых частиц отвечающие породам внутрикратерных экструзий влк. Заречный. Возраст этих тефр и, соответственно, время формирования экструзий составляет 17–21 тыс. лет (Ponomareva et al., 2021).

## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Схема опробования лав вулканов Харчинский и Заречный и зоны моногенных конусов Харчинского озера приведены на рис. 1в и 1г. Образцы пород зоны шлаковых конусов были отобраны авторами в ходе полевых работ в рамках российско-германского проекта КОМЕХ в 2002 г., лавы и дайки в центральной части влк. Харчинский опробованы в 2003–2004 гг. Дополнительные образцы экструзивных лав влк. Заречный отобраны в 2011 и 2013 гг. Список изученных образцов и их краткая характеристика приведены в табл. 1.

Определение главных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и P) и некоторых элементов-примесей (V, Cr, Co, Ni, Ga, Sr, Rb, Ba, Zr, Nb, Y и Zn) в 51 образце выполнено рентгенофлуоресцентным методом (спектрометр PhillipsX 'Unique

PW1480) в Центре исследований океана им. Гельмгольца (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, г. Киль, ФРГ). Вместе с образцами анализировались международные стандарты пород JB-2, JB-3 и JA-2 (Govindaraju, 1994; Jochum et al., 2016). Еще четыре анализа было дополнительно получено в лаборатории AcmeLab (г. Ванкувер, Канада). Анализы стандартных образцов приведены в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.xlsx.

Содержания редких элементов в породах определялись методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). При подготовке образцов для анализа была использована методика высокотемпературного экстремального плавления порошков пород. Сплавление порошков производилось в настольной цилиндрической лабораторной электропечи с нагревателем направленного действия и ручным регулятором температуры. Плавление 30–40 мг порошка, предварительно измельченного в агатовой мельнице, производилось на вольфрамовой подложке в потоке аргона. Подъем температуры происходил в два этапа: сначала осуществлялось высушивание образца при 900°C в течение 15 с, а затем – сплавление его при 1600°C в течение 10 с. Далее образцы закаливались в стекло при выключении источника питания. Вместе с порошками образцов лав вулканов Харчинский и Заречный были сплавлены также порошки стандартных образцов базальтов и андезибазальтов (BHVO-2, AGV-2, BCR-2). Полученные стекла монтировались в шашки с эпоксидной смолой и анализировались методом LA-ICP-MS с помощью спектрометра Agilent 7500cs, оснащенного системой лазерной абляции Excimer GeoLas Pro (Coherent) с длиной волны 193 nm (University of Kiel). Для каждого образца было выполнено по два анализа, для стандартных образцов – по четыре анализа. Анализы стандартных образцов приведены в Suppl. 1, ESM\_2.xlsx, усредненные результаты измерений образцов – в Suppl. 1, ESM\_4.xlsx. Из публикуемых данных были ис-

<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 – Результаты измерений вторичных стандартов при выполнении рентгенофлуоресцентного анализа;  
ESM\_2.xlsx – Результаты измерений вторичных стандартов при выполнении ICP-MS анализа;  
ESM\_3.xlsx – Результаты измерений вторичных стандартов при выполнении электронно-зондового анализа;  
ESM\_4.xlsx – Валовый состав изученных образцов;  
ESM\_5.xlsx – Состав фенокристаллов оливина изученных образцов;  
ESM\_6.xlsx – Состав фенокристаллов пироксенов изученных образцов;  
ESM\_7.xlsx – Состав фенокристаллов амфибола изученных образцов;  
ESM\_8.xlsx – Состав фенокристаллов плагиоклаза изученных образцов.

**Таблица 1.** Каталог коллекции образцов вулканов Харчинский, Заречный и зоны моногенных конусов Харчинского озера

№ п/п	Номер образца	Географические координаты	Материал отбора	Петрографический тип
<i>Вулкан Харчинский</i>				
1	7401	N 56.421697 E 160.859557	Лавовый поток	<i>OI-Cpx</i> базальт
2	7402	N 56.425866 E 160.844607	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
3	7403-1	N 56.431280 E 160.841477	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
4	7404	N 56.438089 E 160.814640	Некк	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
5	7404-3	N 56.434157 E 160.817678	Некк	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
6	7406-1	N 56.433502 E 160.820078	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
7	7407	N 56.434475 E 160.834198	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
8	7407-1	N 56.434475 E 160.834198	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
9	7410	N 56.432747 E 160.823741	Дайка	<i>Amp ± OI ± Cpx ± Phl</i> андезибазальт
10	7412	N 56.443057 E 160.794491	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
11	7418	N 56.430212 E 160.821933	Дайка	<i>OI-Cpx</i> базальт
12	7420	N 56.436873 E 160.822436	Субвулканическое тело	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
13	7421	N 56.444815 E 160.808141	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
14	7422	N 56.438241 E 160.800451	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
15	7423	N 56.439364 E 160.801539	Дайка	<i>Amp ± OI ± Cpx ± Phl</i> андезибазальт
16	7423-1	N 56.439364 E 160.801539	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
17	7423-2	N 56.440272 E 160.802095	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl ± Amp</i> андезибазальт
18	7423-3	N 56.440272 E 160.802095	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
19	7424-1	N 56.443159 E 160.804216	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
20	7427	N 56.430279 E 160.814266	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
21	7428-1	N 56.443576 E 160.769871	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
22	7429	N 56.449730 E 160.806914	Дайка	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
23	K2-92	N 56.489710 E 160.763649	Лавовый поток	<i>OI</i> -базальт
<i>Вулкан Заречный</i>				
24	K2-93	N 56.372163 E 160.763055	Блоки лавы	<i>OI</i> -базальт
25	K2-94	N 56.358143 E 160.777250	Блоки лавы	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
26	K2-95	N 56.361317 E 160.771447	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± OI</i> андезибазальт
27	K2-96	N 56.354335 E 160.789526	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
28	K2-96B	N 56.354335 E 160.789526	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> андезибазальт
29	K2-97	N 56.351693 E 160.791163	Блоки лавы	<i>афировый</i> андезибазальт
30	7413	N 56.363718 E 160.893481	Лавовый поток	<i>OI-Cpx-Pl</i> базальт
31	ZAR-11-1B	N 56.361150 E 160.889480	Лавовый поток	<i>OI-Cpx</i> андезибазальт
32	ZAR-11-2A	N 56.354934 E 160.863125	Экструзия	<i>Amp</i> -андезит
33	7635	N 56.355446 E 160.869022	Экструзия	<i>Amp</i> -андезит
34	7635-1	N 56.355446 E 160.869022	Экструзия	<i>Amp</i> -андезит
<i>Моногенные конусы</i>				
35	K2-81A	N 56.539723 E 160.829966	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± OI</i> андезибазальт
36	K2-81B	N 56.539723 E 160.829966	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± OI</i> андезибазальт
37	K2-81C	N 56.539723 E 160.829966	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± OI</i> андезибазальт
38	K2-81D	N 56.539723 E 160.829966	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± OI</i> андезибазальт
39	K2-82	N 56.559460 E 160.832021	Блоки лавы	<i>OI</i> -базальт
40	K2-83A	N 56.548607 E 160.872601	Блоки лавы	<i>OI-Cpx</i> базальт

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер образца	Географические координаты	Материал отбора	Петрографический тип
41	K2-83B	N 56.548607 E 160.872601	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx</i> базальт
42	K2-83D	N 56.548607 E 160.872601	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx-Pl</i> базальт
43	K2-83E	N 56.548607 E 160.872601	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Amp</i> андезибазальт
44	K2-84A	N 56.525857 E 160.860162	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Ol</i> андезибазальт
45	K2-84B	N 56.525857 E 160.860162	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx-Pl</i> андезибазальт
46	K2-84C	N 56.525857 E 160.860162	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx</i> базальт
47	K2-84D	N 56.525857 E 160.860162	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Ol</i> андезибазальт
48	K2-85	N 56.528581 E 160.868343	Лавовый поток	<i>Ol-Cpx</i> базальт
49	K2-86	N 56.536477 E 160.861917	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Ol</i> андезибазальт
50	K2-87A	N 56.538908 E 160.857641	Лавовый поток	<i>Ol-Cpx</i> базальт
51	K2-87B	N 56.538908 E 160.857641	Лавовый поток	<i>Ol-Cpx</i> базальт
52	K2-88	N 56.536151 E 160.851797	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx</i> андезибазальт
53	K2-89	N 56.527335 E 160.848733	Блоки лавы	<i>Ol-Cpx</i> андезибазальт
54	K2-90	N 56.522584 E 160.841747	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Ol</i> андезибазальт
55	K2-90/1	N 56.522057 E 160.839662	Блоки лавы	<i>Px-Pl ± Ol</i> андезибазальт

ключены результаты, полученные для вольфрама, как элемента с завышенными концентрациями вследствие контаминации от нагревателя, и для элементов с систематически заниженными концентрациями, вследствие их летучести либо диффузии в нагреватель (Cu, Zn, As, Sb, Mo, Pb).

Состав порообразующих минералов изучен в мономинеральных прозрачно-полированных препаратах на электронном зонде JEOL JXA-8200 в GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (г. Киль, ФРГ), оборудованном пятью спектрометрами с дисперсией по длинам волн. Анализ проводился фокусированным пучком при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 100 нА для оливина и 20 нА для плагиоклаза, амфибола и пироксена. Для контроля качества анализов использовались природные минералы, международные стандарты для электронно-зондового микроанализа (Jarosewich et al., 1980). Результаты измерений вторичных стандартов приведены в Suppl. 1, ESM\_3.xlsx. Результаты анализов минералов приведены в ESM\_5.xlsx–ESM\_8.xlsx (Suppl. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

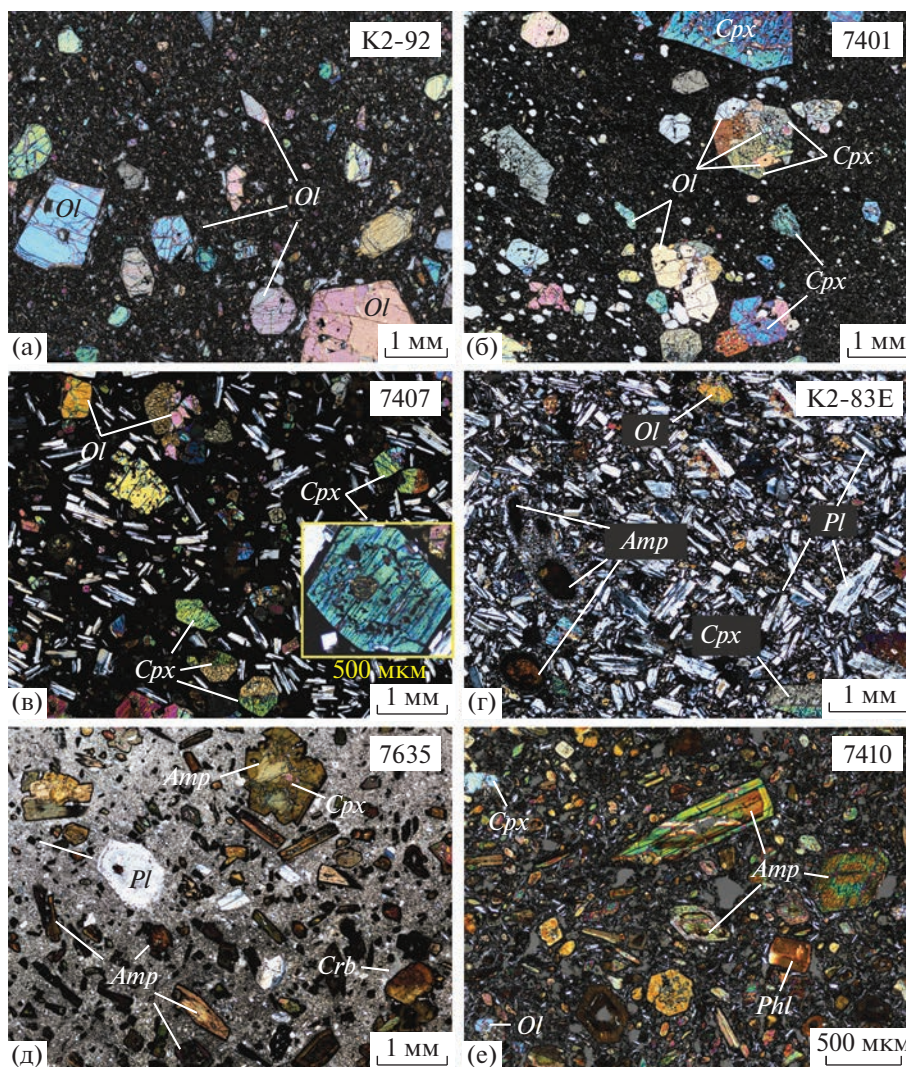
### *Петрография пород*

Среди пород нашей коллекции мы выделили пять основных петрографических типов — оливинные (*Ol*<sup>3</sup>) и оливин-клинопироксеновые (*Ol-Cpx*) базальты, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (*Ol-Cpx-Pl*) базальты и андезибазальты, пи-

роксен-плагиопорфиновые (*Px-Pl ± Ol*) андезибазальты и амфиболовые (*Amp*) андезиты. Редким петрографическим типом не только в числе пород вулканов Харчинский и Заречный, но и в целом среди четвертичных лав Камчатки являются *Amp ± Ol ± Cpx ± Pl* базальты-андезибазальты. По минеральному составу и структурным особенностям, а именно по присутствию в числе фенокристаллов исключительно Fe-Mg минералов, среди которых преобладает амфибол, эти породы можно отнести к породам лампрофирового ряда — спессартитам (Петрографический ..., 2008).

*Ol*- и *Ol-Cpx* базальты (рис. 3а, 3б) слагают моногенные конусы в районе Харчинского озера, отдельные лавовые потоки вершинной части влк. Харчинский и соммы влк. Заречный. Породы содержат от ~10 до 25 об. % вкрапленников и имеют серийно-порфировую структуру, которая обусловлена присутствием нескольких генераций фенокристаллов оливина. Как правило, по размерности выделяется две генерации — крупные (1–2 мм) кристаллы, которые иногда образуют мономинеральные гломеропорфировые сростки, и мелкие (>0.8 мм) округлые зерна. В одном из образцов (обр. K2-92) кроме перечисленных двух генераций оливина присутствуют и мегавкрапленники размером до 5–6 мм (рис. 3а). Все оливинные в большинстве случаев идиоморфны, однако в отдельных образцах можно наблюдать и скелетные формы. Вкрапленники клинопироксена единичны в *Ol*-базальтах, а в *Ol-Cpx* составляют до 10 об. %. Для этих пород типичны гломеропорфировые сростки, в которых крупные ритмично-зональные фенокристаллы авгита содержат в центре ре-

<sup>3</sup> Аббревиатура минералов дана по (Whitney, Evans, 2010).



**Рис. 3.** Основные петрографические различия пород вулканов Харчинский и Заречный. (а) – оливиновые базальты влк. Харчинский; (б) – оливин-клинопироксеновые базальты влк. Харчинский; (в) – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты влк. Харчинский; на врезке представлен типичный зональный вкрапленник клинопироксена с внутренней зоной, переполненной включениями расплава; (г) – пироксен-плагиоклазовые амфиболсодержащие андезитобазальты моногенных конусов; (д) – амфиболовые андезиты экструзий влк. Заречный; (е) – амфиболовые (оливин-, клинопироксен- и флогопитсодержащие) базальты-андезитобазальты даек центральной части влк. Харчинский. *Amp* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Crb* – кристобалит, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Phl* – флогопит.

ликты раннего оливина, а по краям обрастают идиоморфным более поздним и более железистым оливином (рис. 3б). Основная масса *Ol*- и *Ol-Cpx* базальтов гиалопилитовая или микролитовая, состоит из вулканического стекла и мелких зерен пироксенов и оливина, магнетита и небольшого количества рассеянных лейст плагиоклаза.

*Ol-Cpx-Pl* базальты-андезитобазальты (рис. 3в) преобладают среди лав влк. Харчинский. Среди темноцветных вкрапленников этих пород преобладает клинопироксен ~10–12 об. %, оливин составляет около 7–10 об. %, в подчиненном количестве (2–4%) присутствует и ортопироксен. Для этих пород типично обилие (до 15–20 об. %) субфе-

нокристаллов плагиоклаза, равномерно распределенных между Fe-Mg вкрапленниками (рис. 3в). Еще одной отличительной чертой *Ol-Cpx-Pl* лав являются ритмично-зональные кристаллы авгита с внутренней зоной резорбции и обилием включений расплава. В составе основной массы пород – микролиты плагиоклаза, пироксенов и переменное количество стекла и титаномагнетита.

Большая часть даек центральной части влк. Харчинский петрографически близка описанным выше лавам, однако в их числе отмечаются и полнокристаллические различия. Последние неравномерно раскристаллизованы, имеют долеритовые, интерсертальные, иногда офитовые основные мас-



сы. Сложены идиоморфными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (лабрадор-битовнит), менее идиоморфными зернами клинопироксена и оливина, рудными минералами (титаномагнетит, ильменит).

*Px-Pl ± Ol* андезибазальты (рис. 3г) слагают отдельные конусы Харчинского озера, где ассоциируют с лавами *Ol*-базальтов (рис. 1в). Среди фенокристаллов этих пород резко преобладает плагиоклаз (до 20–25 об. %), пироксены находятся в резко подчиненном количестве (7–10 об. %). Оливин (0–3 об. %) представляет собой либо округлые мелкие резорбированные (0.5–0.8 мм) зерна, окруженные мелкозернистым *Px-Pl* агрегатом, либо сохраняется в виде реликтов в центре крупных гломеропорфировых сростков пироксенов. Преобладающие в породах вкрапленники плагиоклаза имеют размер 1–1.5 мм и часто обнаруживают ситовидную текстуру – их центральные зоны переполнены мелкими включениями стекла. Клинопироксены преимущественно представлены идиоморфными призматическими кристаллами размером 0.5–0.8 мм. Клинопироксен гломеропорфировых сростков отличается более крупными размерами и интенсивной резорбцией краевых частей. Ортопироксен развит в краевых частях гломеропорфировых сростков, а также в виде субвкрапленников. Основная масса этих пород преимущественно микролитовая с обилием рудного минерала.

В одном из образцов этой группы пород (обр. K2-83E, рис. 3г) обнаружены реликты роговой обманки, полностью опацитизированные или же сохранившиеся в виде небольших фрагментов в двойной кайме – внутренней опацитовой и внешней, состоящей из мелкозернистого *Px-Pl-Mag* агрегата.

*Amp*-андезиты (рис. 3д) слагают внутрикратерные экструзии влк. Заречный. Амфибол с тонкой опацитовой каймой резко преобладает в числе фенокристаллов (до 25 об. %), плагиоклаза в породах существенно меньше (5–7 об. %). Наиболее крупные кристаллы амфибола в ядрах содержат реликты клинопироксена, а иногда и оливина. В микрокристаллической основной массе андезитов кроме обильных микролитов плагиоклаза присутствуют выделения кристобалита и калиевого полевого шпата.

*Amp ± Ol ± Cpx ± Phl* базальты-андезибазальты (рис. 3е) были обнаружены нами в двух дайках (обр. 7410, 7423, рис. 1г) вблизи центрального нека влк. Харчинский. Породы аналогичного состава были описаны также и в пределах нека/субвулканического тела (Волынец и др., 1999; Секисова и др., 2021; Siegrist et al., 2019). Это светло-серые породы с лампрофировой структурой – фенокристаллы представлены, главным образом, амфиболом (~30 об. %) и небольшим количеством резорбированных зерен оливина и клино-

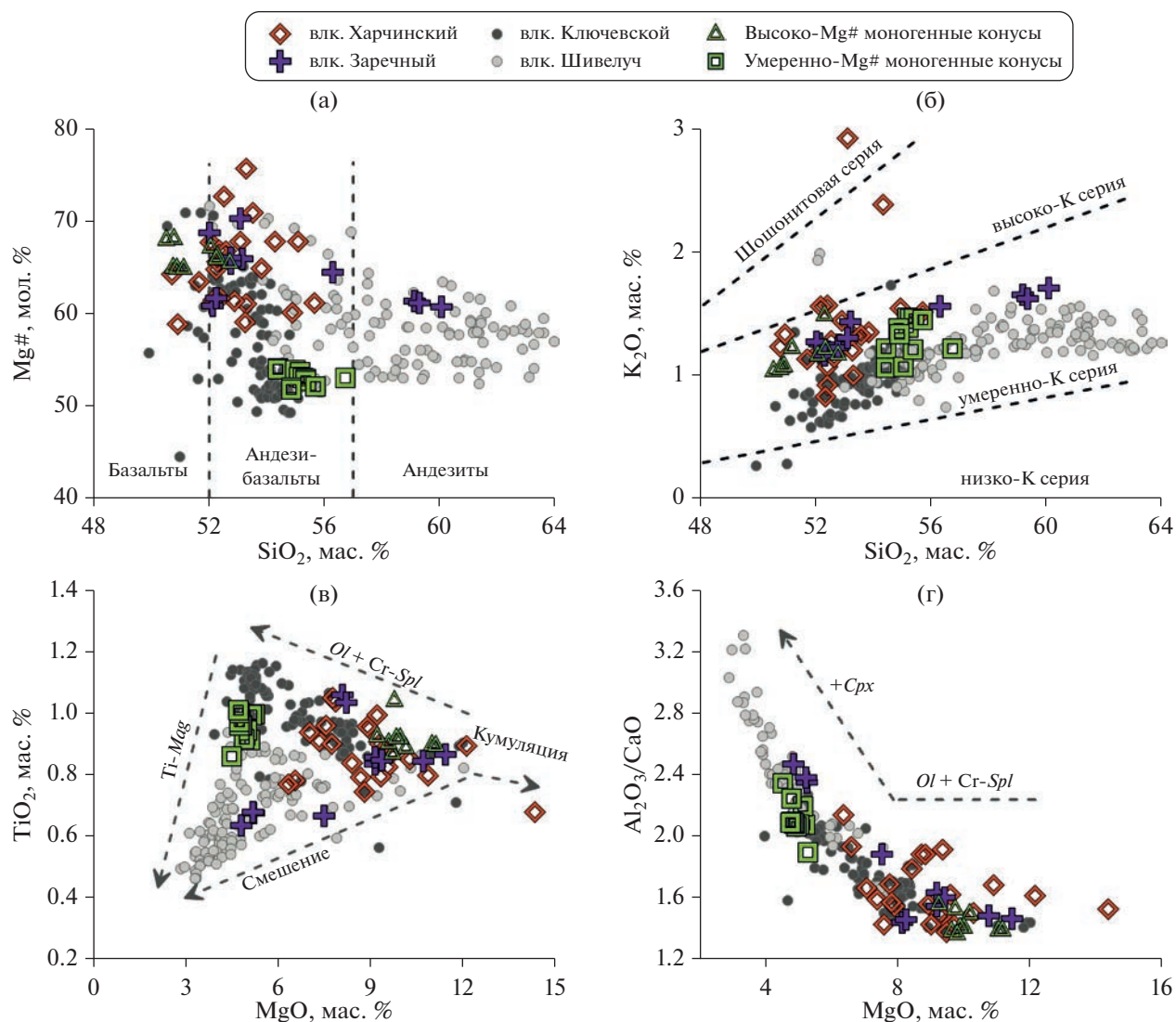
пироксена. В незначительных количествах присутствуют выделения слюды, отвечающей флогопиту с  $Mg\# = 82–85$  мол. % (Волынец и др., 1999). Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза, амфибола и, согласно (Волынец и др., 1999), единичными выделениями калиевого полевого шпата.

#### Валовый состав пород

Большая часть изученных пород вулканов Харчинский и Заречный является базальтами и андезибазальтами умеренно-К серии (рис. 4а, 4б). *Amp ± Ol ± Cpx ± Phl* базальты-андезибазальты (обр. 7410 и 7423) влк. Харчинский аномально обогащены  $K_2O$  и попадают в области высоко-К андезибазальтов и шошонитов (рис. 4б). Магнезиальность пород варьирует от 75 мол. % в *Ol*- и *Ol-Cpx* базальтах до 52 мол. % в *Px-Pl ± Ol* андезибазальтах при содержании  $MgO$  от 14.16 до 4.42 мас. % соответственно. Образец K2-92 аномально обогащен  $MgO$  (рис. 4в, 4г),  $Ni$  и  $Cr$  (Suppl. 1, ESM\_4.xlsx), что говорит о его кумулятивной природе. Экструзивные лавы влк. Заречный представлены андезитами ( $Mg\# = 60–61$  мол. %), состав которых близок породам влк. Шивелуч (рис. 4). Раннее обеднение некоторых из изученных пород по содержанию  $TiO_2$  (рис. 4в) может говорить об их гибридной природе – смешении примитивных и дифференцированных магм.

Распределение рассеянных элементов в изученных образцах характерно для надсубдукционных пород. Оно выражается в отрицательных аномалиях содержаний некоторых высокозарядных элементов (HFSE) и положительных аномалиях содержаний крупноионных литофильных элементов (LILE). Характер распределения рассеянных элементов и их абсолютные содержания практически идентичны между всеми группами пород (рис. 5а–5в). Исключением являются образцы *Amp ± Ol ± Cpx ± Phl* базальтов-андезибазальтов, проявляющие аномальное обогащение по содержанию ряда некогерентных элементов –  $Ba$ ,  $U$ ,  $Th$ ,  $La$ ,  $Ce$ ,  $Pr$ ,  $Sr$ ,  $Nd$ ,  $Zr$ ,  $Sm$ ,  $Eu$  и  $Gd$  (рис. 5г). Обращает на себя внимание обогащение данных пород  $Ba$  относительно  $Rb$ , содержание которого находится на том же уровне, что и в случае умеренно-К пород.

Изученные образцы умеренно-К пород вулканов Харчинский и Заречный имеют тот же характер распределения рассеянных элементов и тот же диапазон их абсолютных содержаний, что и умеренно-К породы соседних вулканов – влк. Ключевской (Churikova et al., 2001) и влк. Шивелуч (Горбач, Портнягин, 2011; Gorbach et al., 2013) (рис. 5д). В то же время обогащенные  $K_2O$  породы влк. Харчинский не имеют аналогов среди лав близлежащих вулканов – высоко-К лавы влк.



**Рис. 4.** Особенности содержаний петрогенных компонентов в изученных образцах. Состав пород влк. Шивелуч взят из работ (Горбач, Портнягин, 2011; Gorbach et al., 2013), состав пород влк. Ключевской взят из ряда работ, внесенных в базу данных GEOROC. Классификационные линии нанесены в соответствии с (Gill, 2011).

Шивелуч не имеют схожих уровней обогащения некогерентными элементами (рис. 5е).

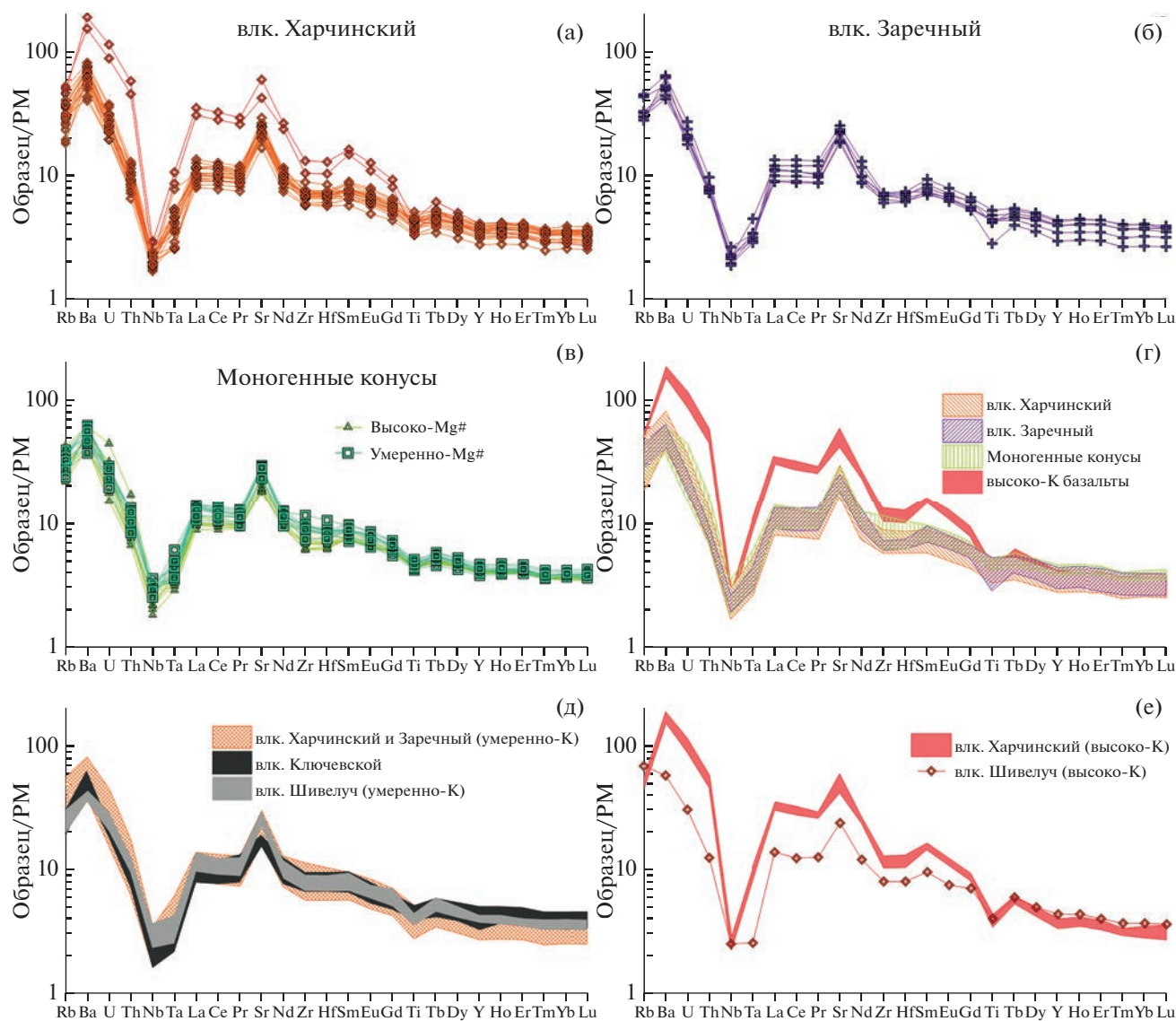
### СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

#### Оливин

Состав вкрапленников оливина изученных образцов варьирует в широком диапазоне как для главных, так и для второстепенных элементов (рис. 6). Магнезиальность оливина покрывает диапазон от 70.4 до 92.6 мол. %. Наиболее магнезиальный оливин ( $Mg\# > 90$  мол. %) встречается в образцах *Ol-Cpx* и *Ol-Cpx-Pl* лав постройки вулканов Харчинский (обр. 7424-1) и Заречный (обр. K2-94, 7413 и ZAR-11-1В). Оливин с  $Mg\# > 92$  мол. % в центральных частях зерен найден только в образце

дайки центральной части постройки влк. Харчинский (обр. 7424-1). Кристалл, имеющий  $Mg\# = 92.6$  мол. %, повторяет максимальные значения для четвертичных лав Камчатки, зафиксированные ранее только для оливина пород извержения влк. Шивелуч 3600 <sup>14</sup>С лет назад (Горбач, Портнягин, 2011). Наименее магнезиальный оливин встречается в образцах *Px-Pl ± Ol* андезибазальтов (обр. K2-84В) и базальтов (обр. K2-85) моногенных конусов, а также в отдельных разностях базальтов построек вулканов Харчинский (обр. 7429) и Заречный (обр. K2-96В).

Содержание Ni в оливине изученных образцов закономерно коррелирует с  $Mg\#$  (рис. 6а), увеличиваясь от нескольких сотен г/т при  $Mg\# = 70$  до почти 5000 г/т при  $Mg\# = 92.6$  мол. %. При этом



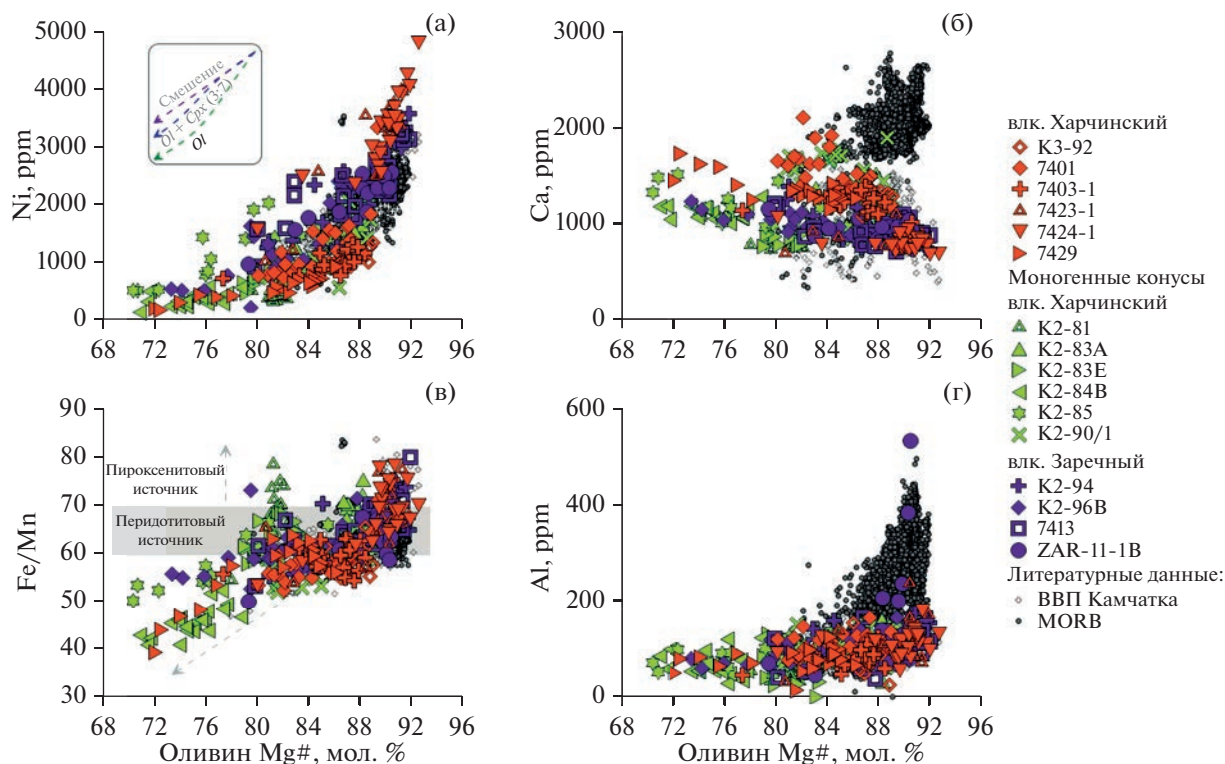
**Рис. 5.** Спектры распределения рассеянных элементов в изученных образцах. Содержания нормированы на теоретические содержания элементов в примитивной мантии (PM, Sun, McDonough, 1989). Состав пород влк. Шивелуч взят из работ (Горбач, Портнягин, 2011; Gorbach et al., 2013), состав пород влк. Ключевской взят из работы (Churikova и др., 2001).

оливин из образцов постройки влк. Харчинский в целом обеднен Ni относительно оливина из образцов влк. Заречный при  $Mg\# < 88$  мол. % и обогащен при  $Mg\# > 88$  мол. %. Однако наиболее магнезиальные вкрапленники оливина обоих вулканов имеют аномально высокое содержание Ni относительно оливина MORB и других вулканов ВВП. Оливин из образцов моногенных конусов подчиняется тренду изменения содержания Ni в оливине влк. Харчинский, за исключением образца оливина K2-85.

Содержание Ca в оливине изученных образцов варьирует от 700 до 2000 г/т (рис. 66). Наиболее магнезиальный оливин всех групп пород имеет примерно совпадающие концентрации Ca от 700 до

1000 г/т, однако с падением магнезиальности проявляются различия для пород основных построек влк. Харчинский (рост содержания Ca) и влк. Заречный (субгоризонтальный тренд). Оливин из образцов моногенных конусов следует в основном субгоризонтальному тренду, за исключением обр. K2-83A и K2-90/1.

Содержание Mn в оливине закономерно возрастает с падением его магнезиальности, что проявляется в величине Fe/Mn (рис. 6в). Для большей части образцов всех трех групп пород значение Fe/Mn в оливине с  $Mg\# > 80$  мол. % находится в интервале 55–70, что соответствует нормальным значениям для оливина других вулканов ВВП, кроме оливина извержения влк. Ши-



**Рис. 6.** Особенности состава оливина изученных пород. Состав оливина базальтов срединно-океанических хребтов приведен в соответствии с работой (Sobolev и др., 2007), состав оливина в породах других вулканов Камчатки – (Nekrylov et al., 2022). Поле типичных для перидотитов значений Fe/Mn нанесено в соответствии с (Herzberg, 2011). Тренды изменения содержания Ni в оливине нанесены в соответствии с (Herzberg et al., 2013).

велуч 3600 лет назад. Повышенные значения Fe/Mn проявлены для оливина обр. 7423-1 и 7424-1 (влк. Харчинский), обр. K2-94 и 7413 (влк. Заречный), обр. K2-81 и K2-83А (моногенные конусы). Величина Fe/Mn в оливине с Mg# < 80 мол. % снижается, что может быть связано с началом кристаллизации Ti-магнетита.

Содержание Al в оливине изученных образцов составляет в среднем 100 г/т и не коррелирует с его Mg# (рис. 6г). Данные значения совпадают с типичными содержаниями Al в оливине других объектов ВВП (103 ± 60 г/т, Nekrylov et al., 2022).

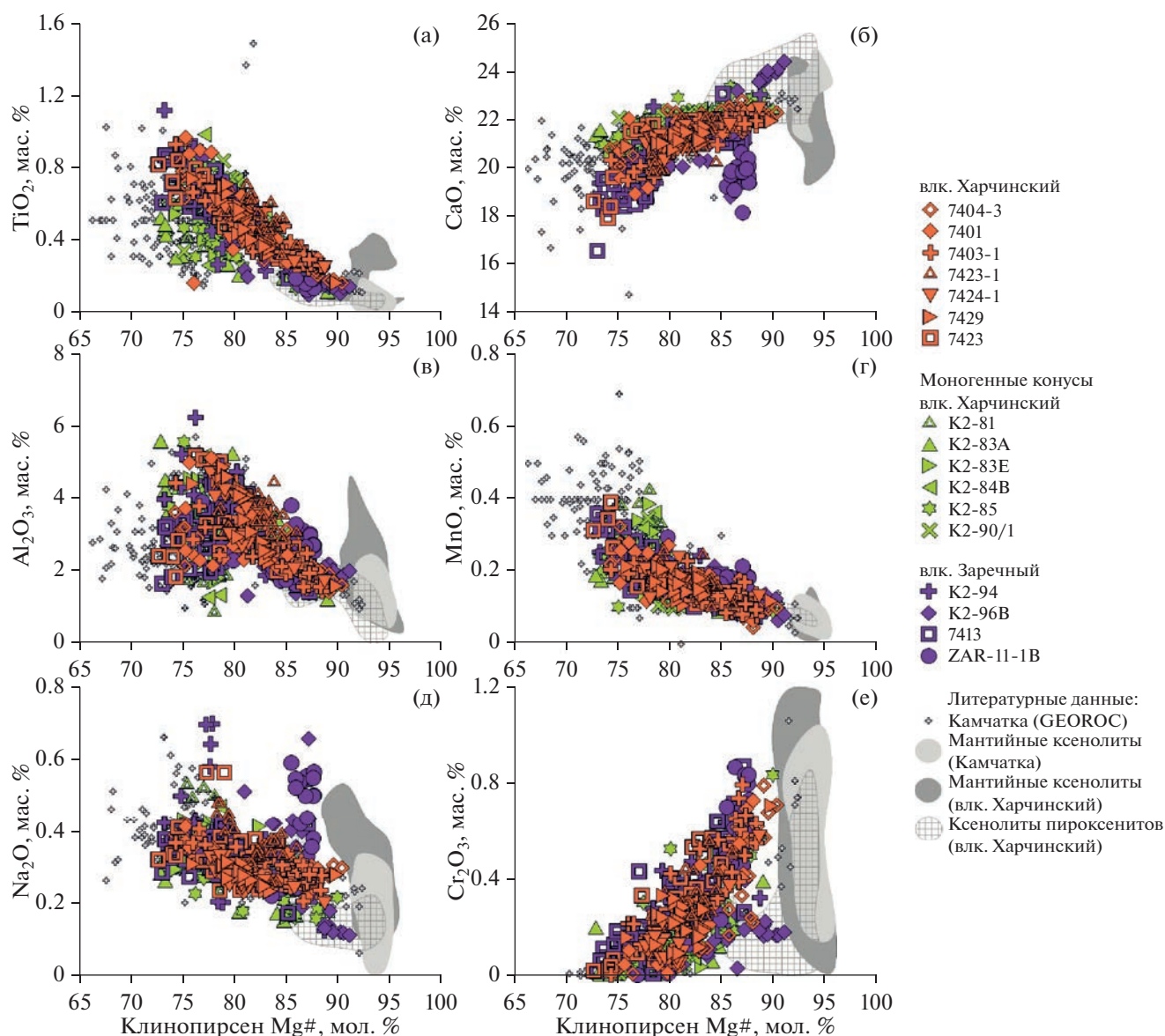
### Пироксены

Магнезиальность вкрапленников *Срх* ( $Wo_{39-46}En_{40-48}Fs_{5-15}$ ) в изученных породах варьирует от 72.6 до 91 мол. %. Наиболее магнезиальный клинопироксен (Mg# ≥ 88 мол. %) отмечен в *Ol*- и *Ol-Срх* базальтах постройки влк. Харчинский и моногенных конусов (обр. K2-83А, K2-85, K2-94, K2-96В, 7403-1 и 7429). Для *Ol-Срх-Pl* базальтов и *Px-Pl ± Ol* андезитбазальтов моногенных конусов типичны клинопироксены с Mg# ≤ 85–87 мол. % в ядрах и внутренних зонах кристаллов. Наименее магнезиальными (Mg# ≤ 78 мол. %) являются краевые части кристаллов во всех типах пород.

Среди зональных кристаллов *Ol-Срх-Pl* базальтов присутствует *Срх* с магнезиальными (Mg# = 87 мол. %) и железистыми (Mg# = 77 мол. %) ядрами, часто сочетающимися в одном образце. Магнезиальные ядра обычно окружены несколькими зонами, состав которых демонстрирует осцилляции магнезиальности в 5–6 мол. %. Железистые ядра обычно обрамляются зоной резорбции с обилием включений расплава и обрастают зоной более магнезиального (Mg# = 84 мол. %) состава.

Содержание TiO<sub>2</sub> во вкрапленниках *Срх* обратно коррелирует с магнезиальностью, изменяясь в среднем от 0.2 мас. % при Mg# = 90 мол. % до 0.9 мас. % при Mg# = 73 мол. % (рис. 7а). Из общего тренда выделяются высокомагнезиальные вкрапленники *Срх* влк. Заречный (обр. K2-96В и ZAR-11-1В) и вкрапленники *Срх* группы моногенных конусов (обр. K2-85 и K2-83А), которые характеризуются пониженным содержанием TiO<sub>2</sub>.

По содержанию СаО вкрапленники *Срх* всех групп пород и объектов близки за редким исключением. На трендах изменения составов видно, что наиболее железистый *Срх* из образцов вулканов Харчинский и Заречный резко обеднен СаО по сравнению с *Срх* пород моногенных конусов (рис.



**Рис. 7.** Особенности состава клинопироксена (*Cpx*) изученных пород. Состав *Cpx* перidotитовых и пироксенитовых ксенолитов из лав влк. Харчинский нанесен в соответствии с работой (Siegrist et al., 2019), состав *Cpx* перidotитовых ксенолитов из лав других вулканов Камчатки взят из ряда работ, внесенных в базу данных GEOROC.

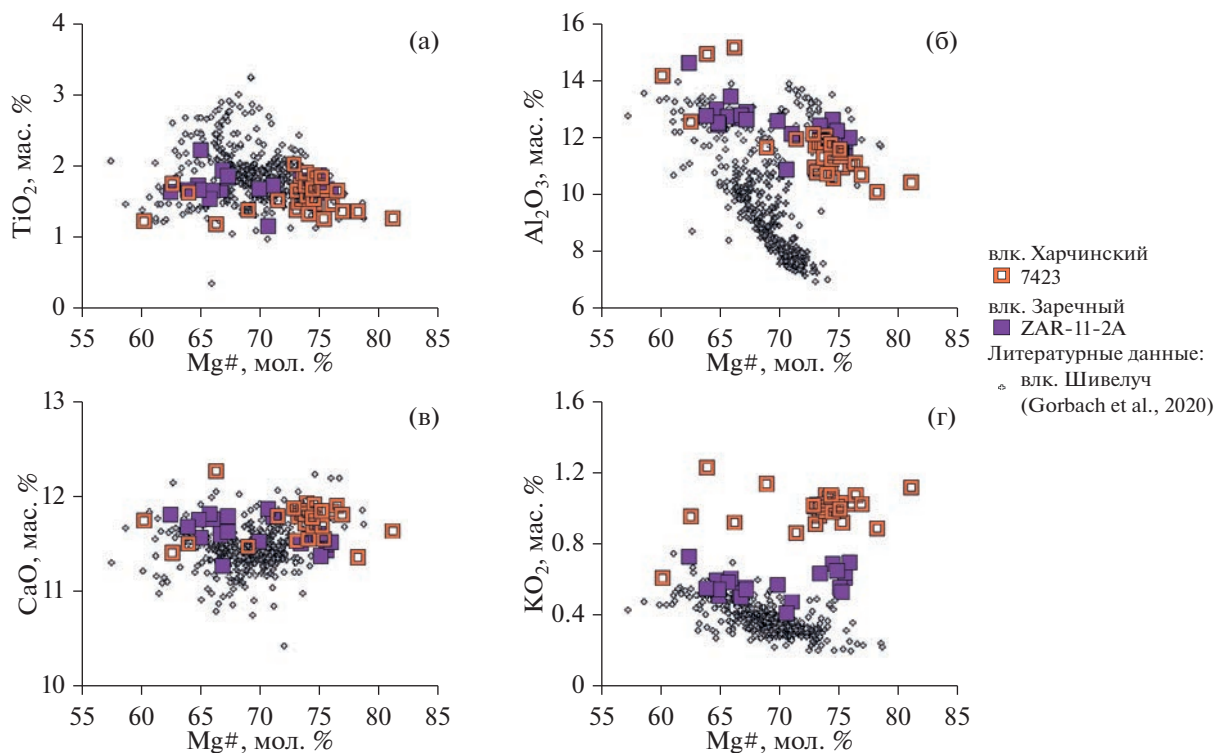
76). Из общего тренда выделяются и образцы влк. Заречный K2-96B и ZAR-11-1B, которые проявляют аномальное обогащение и обеднение данным компонентом соответственно.

По содержаниям  $Al_2O_3$  и  $MnO$  вкрапленники *Cpx* не проявляют каких-либо значимых специфических различий между образцами вулканов и отдельными образцами. Их состав закономерно изменяется в соответствии с вкрапленниками *Cpx* других вулканов Камчатки (по базе данных GEOROC, рис. 7в, 7г).

По содержанию  $Na_2O$  во вкрапленниках *Cpx*, как и в случае с  $CaO$ , существенно выделяются обр. K2-96B и ZAR-11-1B влк. Заречный (рис. 7д).

Часть кристаллов *Cpx* из обр. ZAR-11-1B (а также обр. K2-94) резко обогащены по содержанию  $Na_2O$ , а *Cpx* обр. K2-96B, наоборот, обеднены этим компонентом. Кроме того, заметное обеднение по содержанию  $Na_2O$  проявляют вкрапленники *Cpx* некоторых образцов моногенных конусов (обр. K2-85 и K2-83A).

Содержание  $Cr_2O_3$  во вкрапленниках *Cpx* всех групп пород прямо коррелирует с  $Mg\#$  и уменьшается от 0.8 мас. % при  $Mg\# = 90$  мол. % до предела обнаружения при  $Mg\# = 73$  мол. % (рис. 7е). Исключением являются только вкрапленники *Cpx* обр. K2-96B, где содержание  $Cr_2O_3$  является аномально низким относительно *Cpx* со схожей



**Рис. 8.** Особенности состава амфиболов высоко-К базальтов-андезибазальтов влк. Харчинский и андезитов влк. Заречный. Состав вкрапленников амфибола пород влк. Шивелуч взят из работ (Горбач, Портнягин, 2011; Gorbach et al., 2020).

магнезиальностью из других образцов и не проявляет зависимости от нее.

Необходимо отметить, что вкрапленники *Srx* обр. К2-96В на всех диаграммах состава попадают в поле *Srx* из ксенолитов пироксенитов влк. Харчинский (Siegrist et al., 2019). Данный факт может говорить о том, что вкрапленники *Srx* в этом образце по большей части представляют собой ксенокристаллы дезинтегрированных мантийных или нижнекоровых ксенолитов.

### Амфибол

Состав амфибола был изучен в обр. 7423 высоко-К базальта влк. Харчинский и обр. ZAR-11-2A андезитов влк. Заречный. В обоих образцах амфибол по составу относится к ряду паргасит–Mg-гастингсит по (Leake et al., 1997). Магнезиальность амфибола в изученных образцах варьирует от 81.2 и 76 мол. % в центральных частях вкрапленников до 60.2 и 62.5 мол. % в краевых частях соответственно (рис. 8).

Содержание  $TiO_2$  во вкрапленниках амфибола обоих образцов варьирует в пределах от 1 до 2.5 мас. % (рис. 8а), не проявляя корреляции с  $Mg\#$ . Содержание  $Al_2O_3$  возрастает с падением  $Mg\#$  от 10 до 15 мас. % для обр. 7423 и от 11.5 до 14.5 мас. % для обр. ZAR-11-2A (рис. 8б). При

этом среднее содержание  $Al_2O_3$  при одной и той же магнезиальности выше в обр. ZAR-11-2A. Содержание  $CaO$  не проявляет значимых корреляций с  $Mg\#$  и различий между образцами, варьируя в пределах от 11.2 до 12.5 мас. % (рис. 8в).

$K_2O$  является единственным компонентом, по которому вкрапленники амфибола изученных образцов существенно различаются. Среднее содержание  $K_2O$  в амфиболе образцов вулканов Харчинский и Заречный составляет 0.9 и 0.5 мас. % соответственно (рис. 8г). По содержанию этого компонента изученные амфиболы систематически более обогащены по сравнению с амфиболами из андезитов влк. Шивелуч, что особенно характерно для высокомагнезиальных амфиболов с  $Mg\# > 72$  мол. %.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Вклад пироксенитового источника

Состав оливина изученных образцов обладает рядом особенностей, указывающих на минералогическую гетерогенность мантийных источников вулканов Харчинский и Заречный. Содержание  $Ni$  и величина  $Fe/Mn$  в оливине большей части образцов соответствуют таковым в оливине, кристаллизующемуся из расплавов перидотитового

источника (рис. 6а, 6в). Однако обращает на себя внимание аномальное обогащение Ni высокомагнезиального оливина влк. Харчинский (обр. 7403-1, вершинные лавы; обр. 7423-1 и 7424-1, дайки в центре постройки), достигающее почти 5000 г/т и существенно превышающее значение, типичное для продуктов плавления перидотитового источника (Herzberg, 2011; Sobolev et al., 2007; Straub et al., 2008). Для обр. 7423 влк. Харчинский концентрация никеля 4495 г/т была зафиксирована и при помощи высокоточных определений (LA-ICP-MS) содержаний микроэлементов в оливине (Портнягин и др., 2017). Содержание Ni в высокомагнезиальном оливине влк. Заречный не настолько высокое, однако в обр. K2-94 и 7413 оно достигает почти 3500 г/т, что в пределах ВВП Камчатки соответствует только некоторым образцам влк. Шивелуч (Горбач, Портнягин, 2011).

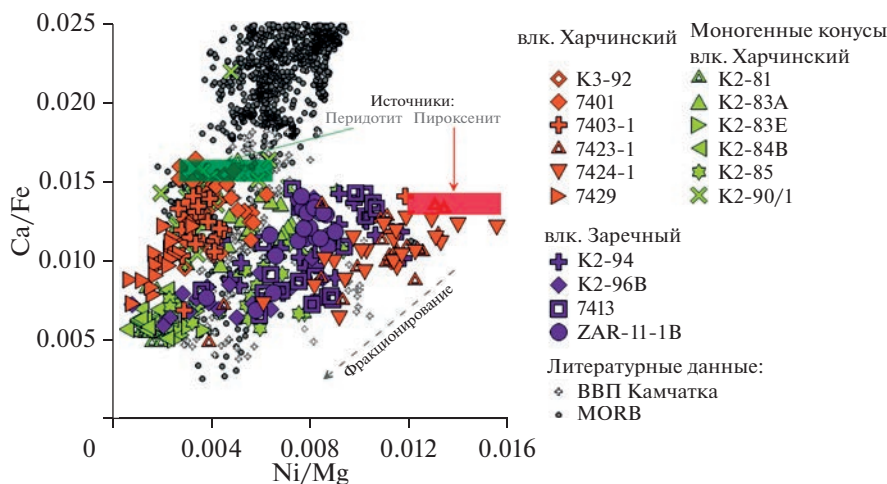
На данный момент аномально высокое содержание Ni (>3500 г/т) в оливине вулканов Камчатки было описано только для трех объектов: (1) высокомагнезиальные андезиты хребта Кумроч (Nishizawa et al., 2017) и (2) Шишейского комплекса (Bryant et al., 2011), а также (3) базальты извержения влк. Шивелуч 3600 <sup>14</sup>C лет назад (Горбач, Портнягин, 2011). Однако каждый из этих объектов имеет существенные отличия от изученных образцов вулканов Харчинский и Заречный. В случае хребта Кумроч, обогащенный Ni оливин встречается только в высокомагнезиальных андезитах и не встречается в высокомагнезиальных базальтах, которые также были описаны в данной области (Nekrylov et al., 2022; Nishizawa et al., 2017). В Шишейском комплексе высоко-Ni оливин был описан только в магнезиальных андезитах (Bryant et al., 2011). Извержение влк. Шивелуч 3600 <sup>14</sup>C лет назад представлено *Ol-Amp-Cpx-Pl* высококалийевыми базальтами (Волынец и др., 1997), тогда как образцы с высоконикелистым оливином вулканов Харчинский и Заречный относятся к умеренно-калиевой серии.

Для высокомагнезиальных оливинов вулканов Харчинский и Заречный характерны повышенные значения Fe/Mn (рис. 6в), что является даже более весомым свидетельством вовлечения пироксенитового источника в магмогенерацию, чем содержание никеля в оливине (Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011). Они характерны для образцов, обогащенных Ni – 7403-1, 7423-1 и 7424-1 для влк. Харчинский, и K2-94 и 7413 для влк. Заречный. Проявление этих двух маркеров в одних и тех же образцах говорит о том, что вклад пироксенитового источника в их образование почти не вызывает сомнений. Вместе с тем оливины двух образцов из группы моногенных конусов (обр. K2-81 и K2-83А) также отличаются более высокими значениями Fe/Mn от других оливинов состава  $Fo_{80-82}$  (рис. 6в). При этом они не имеют повышенного

содержания Ni, но для более железистого оливина содержание данного элемента определяется, главным образом, особенностями эволюции магмы – смешением с более дифференцированными расплавами и кристаллизацией ликвидусных Ni-содержащих минералов (*Ol*, *Cpx*) в разных порциях (например, Straub et al., 2008; Herzberg et al., 2013). Так, оливин обр. K2-81 характеризуется аномально низким содержанием Ni относительно оливина со схожей Mg# других изученных образцов ВВП Камчатки и MORB (рис. 6а). Вероятно, это связано с подчиненной ролью фракционирования клинопироксена в ходе эволюции его родоначального расплава относительно других образцов.

Пониженное содержание Ca в оливине также может являться свидетельством вклада пироксенитового источника (к примеру, Sobolev et al., 2007), но в случае островодужных магм оно может быть обусловлено высоким содержанием воды в расплаве (Gavrilenko et al., 2016). Оливин изученных образцов демонстрирует характерное “островодужное” обеднение по содержанию Ca относительно оливина MORB, однако между отдельными группами образцов заметны существенные различия в содержании этого компонента (рис. 6б). Для наиболее магнезиального оливина характерна обратная зависимость его обеднения по содержанию Ca с обогащением по концентрации Ni (рис. 9). Такая зависимость может свидетельствовать о том, что различия в стартовом содержании Ca между изученными образцами, в первую очередь, связаны с различиями в минералогических особенностях источников, а не с содержанием воды в родоначальных расплавах.

На основании соотношений Ca/Fe и Ni/Mg в оливине изученные образцы можно разделить на два основных тренда эволюции, стартовые точки которых, вероятнее всего, определяются различием источников расплавов (рис. 9). К первому тренду эволюции состава оливина относятся большая часть образцов влк. Харчинский и часть образцов моногенных конусов с повышенным стартовым содержанием Ca и низкой концентрацией Ni, что характерно для перидотитового источника. Второй тренд выделяется для двух образцов 7423-1 и 7424-1 влк. Харчинский, имеющих наименьшее стартовое содержание Ca и наибольшую концентрацию Ni (рис. 9), что интерпретируется нами как тренд эволюции состава оливина, кристаллизующегося из расплавов преимущественно пироксенитового источника. Состав оливина всех образцов влк. Заречный и части образцов моногенных конусов (обр. K2-83А и K2-85) характеризуется промежуточным положением между двумя трендами эволюции (рис. 9), что может говорить о смешанном перидотит-пироксенитовом источнике расплавов для этих пород.



**Рис. 9.** Соотношения Ca/Fe и Ni/Mg в оливине изученных пород. Состав оливина базальтов срединно-океанических хребтов показан в соответствии с работой (Sobolev et al., 2007), состав оливина других вулканов Камчатки – (Nekrylov et al., 2022).

*Высоко-К породы вулкана Харчинский*

Происхождение высоко-К *Amp ± Ol ± Cpx ± Pl* базальтов и андезибазальтов влк. Харчинский вызывает отдельный интерес в силу их уникальной для современных вулканитов Камчатки геохимической специфики. Они характеризуются высокими абсолютными и относительными содержаниями легких редких земель (до 24 г/т La и до 57 г/т Ce, La/Yb до 15, La/Nb до 13.5), Sr (до 1240 г/т, Sr/Y до 68), Ba (до 1300 г/т, Ba/Nb до 680), Th и U (до 4.8 и 2.4 г/т, соответственно). Средние значения La/Yb ( $4.33 \pm 0.6$ ), La/Nb ( $4.47 \pm 0.52$ ), Sr/Y ( $28.5 \pm 4.7$ ) и Ba/Nb ( $237 \pm 62$ ) для изученных пород вулканов Харчинский и Заречный близки к таковым для других четвертичных вулканитов Камчатки ( $4.05 \pm 2.1$ ,  $3.54 \pm 0.89$ ,  $16.8 \pm 7.7$  и  $166 \pm 96$ , соответственно, по базе данных GEOROC). Еще одной важной особенностью высоко-К пород влк. Харчинский является то, что именно эти породы содержат множество коровых и мантийных ксенолитов (Секисова и др., 2021; Siegrist et al., 2019, 2021).

К сожалению, нам не удалось измерить состав оливина этих пород (в силу его малого количества и плохой сохранности) для оценки вклада пироксенитового источника в их образование. Однако полученных нами и опубликованных ранее данных о геохимических особенностях достаточно для того, чтобы выявить наиболее вероятный сценарий их происхождения. В работе (Siegrist et al., 2019) был опубликован состав вмещающих ксенолиты пород влк. Харчинский, которые имеют идентичные геохимические особенности с изученными нами высоко-К породами. Помимо содержаний рассеянных элементов, в (Siegrist et al., 2019) приведены также изотопные характери-

сти этих пород ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703598 \pm 5$  (погрешность указана для последней значащей цифры изотопного отношения, согласно опубликованным данным),  $\epsilon_{\text{Nd}} = 9.7$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}} = 15.6$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2734 \pm 5$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4731 \pm 4$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.838 \pm 1$ ), которые имеют некоторые отличия по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от изотопных характеристик прочих лав влк. Харчинский ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.703454 до 0.70353,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от 9.2 до 9.3,  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от 14.8 до 15.4,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 18.2374 до 18.2755,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 15.4591 до 15.4846 и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 37.811 до 37.905). Данный факт говорит о том, что в образовании высоко-К пород принимает участие дополнительный источник вещества, по изотопным отношениям Nd и Hf более обедненный по сравнению с другими породами, несмотря на очевидное обогащение этими элементами в составе высоко-К пород (рис. 5). Отношение изотопов стронция, напротив, несколько более радиогенное по сравнению с другими изученными вулканами.

Повышенные значения Sr/Y и La/Yb традиционно рассматриваются как характерные признаки адакитов – предполагаемых продуктов плавления субдуцированной океанической коры (например, Defant, Drummond, 1990). Изначально адакитами было принято считать породы среднего состава ( $\text{SiO}_2 \geq 56$  мас. %;  $\text{Sr} \geq 400$  г/т;  $\text{Y} \leq 18$  г/т;  $\text{Yb} \leq 1.9$  г/т;  $\text{Sr}/\text{Y} \geq 40$ ;  $\text{La}/\text{Yb} \geq 20$ ; Defant, Drummond, 1990). Однако впоследствии интервал возможного состава адакитов был расширен (Martin, 1999). В случае высоко-К *Amp ± Ol ± Cpx ± Pl* базальтов и андезибазальтов влк. Харчинский речь может идти о низкокремнистых адакитах, образованных плавлением перидотитов мантийного клина, которые до этого были подвержены взаимодействию с кислыми расплавами субдуцированной океанической



коры (Martin et al., 2005; Moyen, 2009). Вклад расплава субдуцированной океанической коры в магмогенерацию под влк. Харчинский согласуется со множеством других косвенных свидетельств плавления краевой части Тихоокеанской плиты, субдуцирующей под северным участком Центральной Камчатской депрессии (Волынец и др., 2000; Ygodzinski et al., 2001; Churikova et al., 2001; Münker et al., 2004; Portnyagin et al., 2007; Nekrylov et al., 2018). В этом случае можно предполагать, что необычный изотопный состав высоко-К базальтов влк. Харчинский может быть связан именно с большим вкладом деплетированного в отношении изотопов Nd и Hf и обогащенного радиоактивным изотопом Sr материала гидротермально-измененной Тихоокеанской океанической плиты.

#### *Признаки смешения магм в лавах вулканов Харчинский и Заречный*

Широкий интервал составов вкрапленников оливина и клинопироксена (от 70.4 до 92.6 мол. % и от 72.6 до 91 мол. %, соответственно), серийно-порфировая структура пород, наличие гломеро-порфировых сростков и зональных кристаллов клинопироксена (рис. 3) и особенности валового состава пород (рис. 4) указывают на значимую роль процессов кумуляции кристаллов и смешения магм наряду с процессами фракционной кристаллизации при эволюции магм вулканов Харчинский и Заречный в коровых условиях.

Большая часть отличий в трендах изменения содержания Ni в оливине (рис. 6а) объясняется его различными стартовыми концентрациями (рис. 9), однако в некоторых образцах K2-85, K294, 7424-1, 7413 часть кристаллов выделяется из общих трендов обеднения содержанием Ni при понижении магнезиальности оливина. Данная особенность может свидетельствовать (1) о различных пропорциях ликвидусных минералов при эволюции магм или (2) о существенном влиянии процессов смешения на магматическую эволюцию данных образцов. В первом случае необходимо предполагать совместную кристаллизацию *Ol + Crx*, которая должна приводить к менее быстрому обеднению Ni при падении его магнезиальности по сравнению с кристаллизацией одного лишь *Ol* (к примеру, Herzberg et al., 2013). Данный механизм мог бы объяснить разницу между наблюдаемыми трендами, однако мы не видим существенной разницы между породами изученных вулканов ни в содержании *Crx*, ни в координатах  $MgO-Al_2O_3/CaO$ , которые хорошо отражают фракционирование *Crx* (рис. 2г). Единственным признаком, который может указывать на более раннее начало кристаллизации *Crx* в магмах влк. Заречный, является состав вкрапленников *Crx* в обр. ZAR-11-1В (рис. 7). Относительно *Crx* других образцов вулканов Харчинский и Заречный эти вкрапленники обеднены

CaO и обогащены  $Na_2O$ , что может говорить о существенно более высоких температурах и давлениях их кристаллизации, соответственно (Lindsley, 1983; Nimis, Ulmer, 1998).

Смешение примитивных магм с более дифференцированными расплавами также может хорошо объяснять особенности поведения Ni в оливине образцов влк. Заречный, так как фракционная кристаллизация оливина из базальтовой магмы обычно приводит к быстрому обеднению расплава Ni и, соответственно, к резкому понижению его концентрации в равновесном оливине. При смешении примитивного и дифференцированного расплава гибридные магмы имеют более высокое содержание Ni при тех же значениях магнезиальности, а оливины, кристаллизующиеся из гибридных магм, характеризуются повышенным содержанием никеля (Straub et al., 2008; Gordeychik et al., 2020).

*Амп*-андезиты влк. Заречный по  $Mg\# = 60-61$  мол. % близки магнезиальным андезитам влк. Шивелуч (рис. 4а), в образовании которых смешение примитивных и малоглубинных дифференцированных магм играло значимую роль (Горбач, Портнягин, 2011). На диаграмме  $MgO-TiO_2$  (рис. 4в) составы андезитов влк. Заречный также следуют тренду смешения между примитивными и дифференцированными магмами. Среди пород влк. Шивелуч наиболее близкими петрографическими аналогами андезитов влк. Заречный являются породы экструзий Красная и Шероховатая на его западных склонах. В породах данных экструзий, так же как в андезитах влк. Заречный, амфибол с реликтами оливина и клинопироксена в ядрах является преобладающим типом вкрапленников, плагиоклаз представлен в подчиненном количестве, а для основной массы типичны выделения кристобалита (Горбач, Портнягин, 2011). Петрографическое сходство андезитов влк. Заречный и экструзий западных склонов влк. Шивелуч позволяет предполагать близкие условия их образования. В работе (Симакин и др., 2019) показано, в отличие от малоглубинных продуктов современных извержений влк. Шивелуч, андезиты экструзий на его западных склонах могли кристаллизоваться в условиях нижней коры вплоть до переходной зоны кора-мантия. В данных условиях процессы сопряженных ассимиляции и фракционной кристаллизации также могли участвовать в формировании андезитов влк. Заречный, как это предполагалось ранее в работе (Волынец и др., 1999).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Получены новые данные по геохимии пород и составу минералов для представительной коллекции образцов пород вулканов Харчинский, Заречный и зоны моногенных конусов Харчинского озера. Большая часть изученных пород представ-

лена базальтами и андезибазальтами умеренно-К серии с магнезиальностью от 75 до 52 мол. % и типичным для островодужных лав обогащением крупноионными литофильными, легкими редкоземельными элементами и обеднением высокозарядными элементами и тяжелыми редкими землями. Высоко-К *Amp* ± *Ol* ± *Spx* ± *Phl* базальты и андезибазальты, слагающие дайки в центре постройки влк. Харчинский, обнаруживают аномальное обогащение Ba, Th, U, Sr и LREE по сравнению не только с другими разностями пород вулканов Харчинский и Заречный, но и по отношению к продуктам извержений других четвертичных вулканов ВВП (до 24 г/т La и до 57 г/т Ce, La/Yb до 15, La/Nb до 13.5), Sr (до 1240 г/т, Sr/Y до 68), Ba (до 1300 г/т, Ba/Nb до 680), Th и U (до 4.8 и 2.4 г/т, соответственно). Такие особенности состава близки к низкокремнистым адакитам, образование которых обычно связывают с плавлением перидотитов мантийного клина, метасоматизированных расплавами субдуцируемой океанической коры.

2. Базальты и андезибазальты вулканов Харчинский и Заречный содержат высоко-Mg фенокристаллы оливина (до  $Fo_{92.6}$ ) и клинопироксена (Mg# до 91 мол. %). Породы демонстрируют петрографические и геохимические признаки фракционной кристаллизации, наряду с процессами кумуляции минералов и смешения магм. Эти признаки проявлены в особенностях валового состава пород (обогащение Mg, Sr и Ni, линейные и рассеянные тренды отдельных компонентов по отношению к  $SiO_2$  и MgO) и в их петрографических особенностях (серийно-порфиновая структура, наличие гломеропорфировых сростков и кристаллов клинопироксена с ритмичной зональностью). Кроме того, в базальтах влк. Заречный обнаружены ксеногенные кристаллы *Spx*, которые по содержаниям Na и Sr близки клинопироксену из ксенолитов пироксенитов и являются продуктами их дезинтеграции.

3. Вкрапленники оливина изученных пород характеризуются сложным распределением содержания никеля, кальция и величины Fe/Mn, что обусловлено минералогической гетерогенностью магматических источников. Оливин большинства образцов по содержанию Ni и величине Fe/Mn отвечает оливину, кристаллизующемуся из расплавов перидотитового источника. В то же время ряд образцов влк. Харчинский содержит высоко-Mg кристаллы оливина с аномально высокой концентрацией никеля (до 5000 г/т) и значением Fe/Mn до 80, что интерпретировано нами как свидетельство вклада пироксенитового источника. Использование соотношений Ca/Fe и Ni/Mg позволило разделить изученные оливины на два основных тренда эволюции, связанных с различными источниками расплавов — перидотитовым (повышенное содержание Ca и относительно по-

ниженное Ni в оливине большинства образцов влк. Харчинский и моногенных конусов) и пироксенитового (пониженное содержание Ca и аномально высокое (до 5000 г/т) содержание Ni) в оливине отдельных образцов влк. Харчинский. Состав оливина всех образцов влк. Заречный и части образцов моногенных конусов занимает промежуточное положение между двумя трендами эволюции, что указывает на гибридный перидотит-пироксенитовый источник расплавов для этих пород.

Полученные данные предоставляют новые свидетельства плавления краевой части субдуцирующей Тихоокеанской плиты под северным участком Центральной Камчатской депрессии и свидетельствуют о значительной гетерогенности мантии в этом районе.

*Благодарности.* Авторы благодарны О.А. Хлебородовой за подготовку образцов для химических анализов, проведение высокотемпературного плавления порошков пород и выполнение анализов на электронном зонде. Полевые работы по опробованию основания влк. Заречный и побочных конусов влк. Харчинский проводились в рамках российско-германского проекта КОМЕКС-2 при участии Н.Л. Миронова, А.Б. Белоусова и О.А. Хлебородовой. Авторы признательны С.З. Смирнову за конструктивные замечания, которые позволили лучше аргументировать отдельные выводы нашей работы и улучшить качество публикации.

*Источники финансирования.* Финансирование проекта КОМЕКС-2 осуществлялось Министерством науки и образования ФРГ. Работа была завершена в рамках темы НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 206–221.
- Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М.* Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 5–18.
- Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М.* Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.
- Вольнец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В.* Изотопные и геохимические вариации в лавах вулканов Северной группы (Камчатка) в связи с особенностями процесса субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1067–1084.
- Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой

- Шивелуч (Камчатка) // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
- Кутыев Ф.Ш., Эрлих Э.Н. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов // Бюлл. Вулканол. станций. 1973. № 49. С. 83–92.
- Меняйлов А.А. Вулканы Харчинских гор // Тр. Лаб. вулканологии. 1949. Вып. 6. С. 53–61.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // Под ред. Богатикова О.А., Петрова О.В., Шарленок Л.Н. СПб.: Изд. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2008. 203 с.
- Огородов Н.В., Белоусов В.И. Новые данные о вулканах Харчинском и Заречном // Бюлл. Вулканол. станций. 1961. № 31. С. 46–51.
- Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Назарова Д.П. Распределение меди между оливином и расплавленными включениями и ее содержание в примитивных островодужных магмах Камчатки // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 419–432.
- 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.
- Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П., Шапошникова О.Ю. Экспериментальное исследование кристаллизации амфибола из высокомагнезильного андезитового расплава вулкана Шивелуч // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 476–495.
- Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. High-Mg# andesitic lavas of the Shisheisky Complex, Northern Kamchatka: implications for primitive calc-alkaline magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 161. Iss. 5. P. 791–810.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. Iss. 8. P. 1567–1593.
- Defant M.J., Drummond M.S Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al. A calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // J. Petrol. 2016. V. 57. Iss. 9. P. 1811–1832.
- Gill R. Igneous rocks and processes: a practical guide. United Kingdom: John Wiley & Sons, 2011. 438 p.
- Gorbach N., Portnyagin M., Tembrel I. Volcanic structure and composition of Old Shiveluch volcano, Kamchatka // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 193–208.
- Gorbach N., Filosofova T., Portnyagin M. Amphibole record of the 1964 plinian and following dome-forming eruptions of Shiveluch volcano, Kamchatka // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2020. V. 407. 107108.
- Gordeychik B., Churikova T., Shea T. et al. Fo and Ni relations in olivine differentiate between crystallization and diffusion trends // J. Petrol. 2020. V. 61. Iss. 9. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa083>
- Govindaraju K. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards // Geostand. Newslett. 1994. V. 18. P. 1–158.
- Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // J. Petrol. 2011. V. 52. Iss. 1. P. 113–146.
- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A. et al. Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary // Nature. 2013. V. 493. Iss. 7432. P. 393–397.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostand. Newslett. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Jochum K.P., Weis U., Schwager B. et al. Reference values following ISO guidelines for frequently requested rock reference materials // Geostand. Geoanalytical Res. 2016. V. 40. Iss. 3. P. 333–350.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the mineralogical association // Mineral. Mag. 1997. V. 61. Iss. 3. P. 295–321.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. V. 68. Iss. 5–6. P. 477–493.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. № 3. P. 411–429.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. № 1–2. P. 1–24.
- Moyen J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature” // Lithos. 2009. V. 112. № 3–4. P. 556–574.
- Münker C., Wörner G., Yogodzinski G.M., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. № 224. P. 275–293.
- 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. 2018. V. 322. P. 212–224.
- Nekrylov N., Kamenetsky V.S., Savelyev D.P. et al. Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // Lithos. 2022. Iss. 412–413. 106608.
- Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. Iss. 1. P. 122–135.
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T. et al. Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // Sci. Reports. 2017. V. 7. Iss. 1. 11515.
- Nikulin A., Levin V., Carr M. et al. Evidence for two upper mantle sources driving volcanism in Central Kamchatka // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 321–322. P. 14–19.
- Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E. et al. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // Quaternary Sci. Rev. 2021. V. 257. 106838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106838>
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate // Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara et al. Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Vol.

- Geophysical Monograph 172. Amer. Geophys. Union, Washington D.C. 2007. P. 199–239.
- Portnyagin M.V., Sobolev A.V., Mironov N.L., Hoernle K. Pyroxenite melts involved in magma genesis in Kamchatka // 19th Annual VM Goldschmidt Conference, Davos, Switzerland, June 21–26. Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. Iss. 13. Supp. 1. A1044.
- Siegrist M., Yogodzinski G., Bizimis M. et al. Fragments of metasomatized forearc: origin and implications of mafic and ultramafic xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // Geochim. Geophys. Geosys. 2019. Iss. 9. P. 4426–4456.
- Siegrist M., Yogodzinski G.M., Bizimis M. Origins of Os-isotope and platinum-group element compositions of metasomatized peridotite and cumulate pyroxenite xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. V. 299. P. 130–150.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. Iss. 5823. P. 412–417.
- Straub S.M., LaGatta A.B., Pozzo A.L.M.D., Langmuir C.H. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt // Geochim. Geophys. Geosys. 2008. Iss. 9. <https://doi.org/10.1029/2007GC001583>
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. Iss. 1. P. 313–345.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. Iss. 1. P. 185–187.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504.

## New Data on the Rock and Mineral Composition of Kharchinsky and Zarechny Volcanoes (Central Kamchatka depression): Heterogeneity of the Mantle Source and Peculiarities of Magma Evolution in Crust

N. V. Gorbach<sup>1</sup>, N. A. Nekrylov<sup>1, 2</sup>, M. V. Portnyagin<sup>3</sup>, and K. Hoernle<sup>3, 4</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>2</sup> *A.E. Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russia*

<sup>3</sup> *GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany*

<sup>4</sup> *Institute of Geosciences, Kiel University, Kiel, Germany*

The Kharchinsky and Zarechny volcanoes and the Kharchinsky Lake zone of monogenetic cones are unique eruptive centers of magnesian lavas located above the northern margin of the Pacific Plate subducting beneath Kamchatka. This work presents new geochemical data on the composition of rocks (55 samples) and minerals (over 900 analyses of olivine, pyroxenes, amphibole, and plagioclase) of these centers analyzed by XRF and LA-ICP-MS (rocks) and electron microprobe (minerals). Most of the studied rocks are represented by magnesian (Mg# = 60–75 mol. %), medium-K basalts and basaltic andesites. Moderate-magnesian (Mg# = 52–59 mol. %) basaltic andesites are present among the monogenic cones of the Kharchinsky Lake. The rare rock varieties include high-K basalts-basaltic andesites of dikes in the center of the Kharchinsky volcano and magnesian andesites (Mg# = 58–61 mol. %) of the extrusions of Zarechny volcano. The distribution of trace element contents in these samples demonstrates the enrichment of large-ion lithophile elements, light REEs and depletion of high field strength elements and heavy REEs typical of arc rocks. High-K basalts and basaltic andesites show anomalous enrichment in Ba (>1000 ppm), Th (>3.8 ppm), U (>1.8 ppm), Sr (>800 ppm, Sr/Y > 50) and light REE (La > 20 ppm); their compositions are close to those of low-Si adakites. Basalts and basaltic andesites contain high-Mg olivine phenocrysts (up to Fo<sub>92,6</sub>) and clinopyroxene (Mg# up to 91 mol. %). The rocks show petrographic and geochemical signs of fractional crystallization along with the processes of mineral accumulation and magma mixing. Some of the olivine phenocrysts show high NiO contents (up to 5000 ppm) and elevated Fe/Mn ratio (up to 80), interpreted as evidence of participation of the pyroxenite source in the magma generation processes. The use of Ca/Fe and Ni/Mg ratios allowed us to distinguish the composition fields and evolution trends of olivines associated with different sources – peridotite and pyroxenite, formed by the reaction of mantle wedge peridotites and high-Si melts of the subducted oceanic crust. The new data are consistent with other evidence of melting of the subducted Pacific plate edge beneath the northern part of the Central Kamchatka depression at the Kurile-Kamchatka and Aleutian subduction zone junction and testify to significant heterogeneity of the mantle in this area.

**Keywords:** arc magmas, olivine, clinopyroxene, pyroxenite magma source, Kharchinsky, Zarechny, Kamchatka

## ПРИЗНАКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) В ОБСТАНОВКАХ ОКЕАНИЧЕСКОГО И НАДСУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА<sup>1</sup>

© 2023 г. Б. А. Базылев<sup>a,\*</sup>, М. В. Портнягин<sup>b</sup>, Д. П. Савельев<sup>c</sup>, Г. В. Леднева<sup>d</sup>, Н. Н. Кононкова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, Москва, Россия

<sup>b</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

<sup>c</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>d</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: bazylev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 24.05.2022 г.

После доработки 25.10.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

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

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

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

### ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

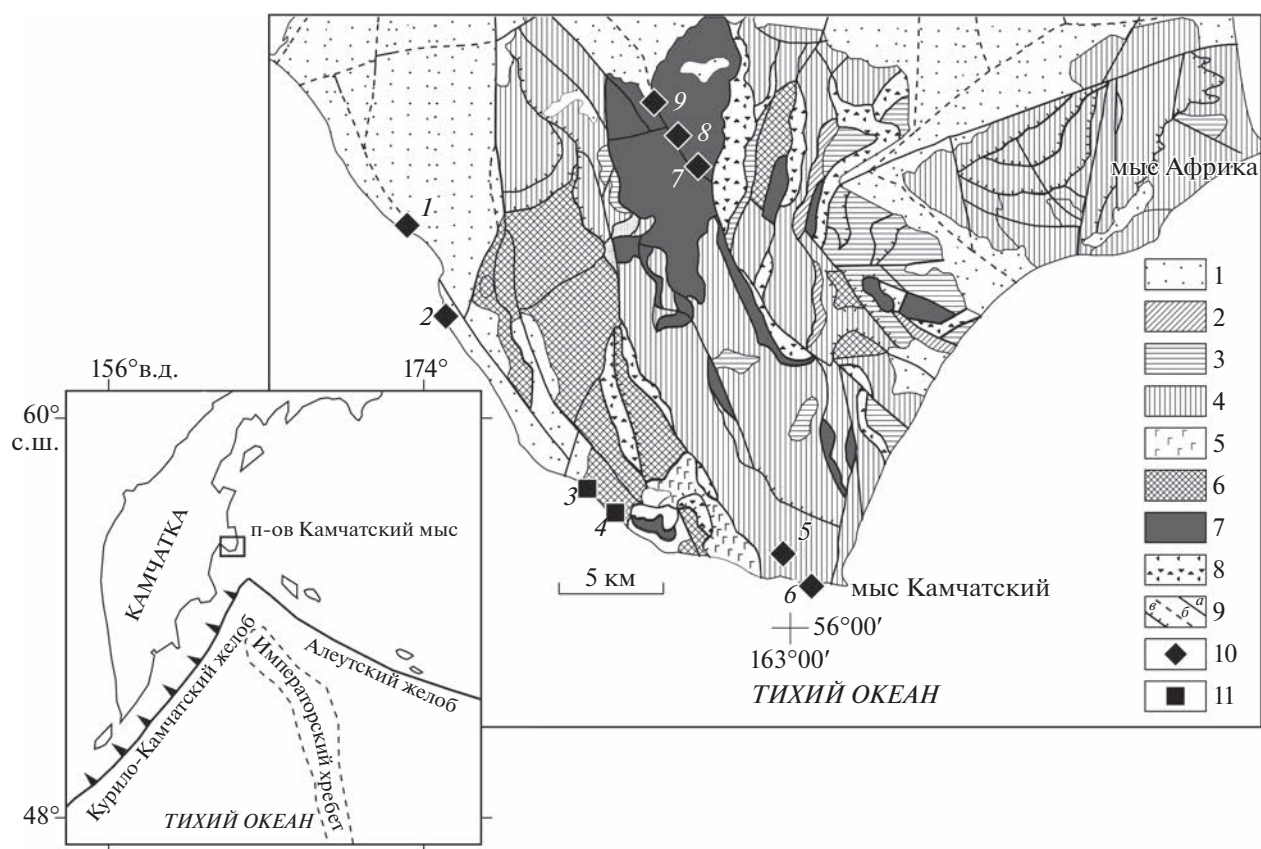
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

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

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

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

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



**Рис. 1.** Схема геологического строения южной части п-ова Камчатский мыс, по (Бояринова, 1999) с изменениями по (Савельев, 2003), и места отбора образцов. 1 – плиоцен-четвертичные отложения, 2 – миоценовые терригенные отложения, 3 – турон-кампанские терригенные отложения (пикезская свита), 4 – альб-сеноманские вулканогенно-кремнистые отложения (смагинская свита), 5 – подушечные базальты, отнесенные к смагинской свите, по (Бояринова, 1999), или к Оленегорскому массиву, по (Хотин, Шапиро, 2006), 6 – габбро и долериты Оленегорского массива, 7 – гипербазиты Солдатского массива (самый крупный опробованный блок) и более мелких тел, 8 – серпентинитовый меланж, 9 – разломы установленные (а) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (б), надвиги (в), 10 – ультрамафиты и габброиды низкотитанистой серии, 11 – ультрамафиты и габброиды высокотитанистой серии. Цифры на рисунке: 1 – аллювий р. Мутная (обр. КМ5-08), 2 – аллювий р. Медвежья (обр. КМ5-01, КМ5-03), 3 – коренные обнажения и деловий между устьями р. Водопадная и Стремительная (обр. КМ4-16, КМ4-17, КМ4-18, КМ4-19, КМ4-20а, КМ4-22, КМ4-24), 4 – аллювий рр. Водопадная (обр. КМ4-12, КМ4-13), 5 – аллювий ручья к юго-востоку от р. Каменная (обр. КМ4-25), 6 – деловий на южном побережье возле Каменного городка (обр. КМ4-10, КМ4-11), 7 – коренное обнажение в верховьях р. Белая (обр. КМ4-28), 8 – коренное обнажение в борту р. Белая (обр. КМ4-31), 9 – аллювий р. Белая ниже Солдатского массива (обр. КМ4-39v, КМ5-17, КМ5-18, КМ5-19, КМ5-22, КМ5-23).

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

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

ствуют и прожилки габброидов мощностью от первых сантиметров до полуметра.

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

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

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

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

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

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

рассчитывались с использованием стандартных растворов ICP-MS-68A, NPS (A и B). Пределы обнаружения составляли 1–2 нг/г. Аналитическая погрешность определения содержаний РЗЭ в габбро и пироксенитах составляла 5–10 отн. % ( $1\sigma$ ), в дуните, обр. KM4-28, и гарцбургите, обр. KM4-31, – в среднем 35 отн. %. Величины стандартного отклонения содержаний редких элементов в дуните, обр. KM4-24, проанализированном неоднократно, приведены в Suppl. 1, ESM\_2.xlsx.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

Номенклатура изученных пород, используемая в тексте и приведенная в Supplementary 1<sup>2</sup>, ESM\_1.xlsx, основана на рассчитанном (Suppl. 1, ESM\_2.xlsx, ESM\_3.xlsx) или оцененном петрографически модальном минеральном составе протолитов пород, согласно (Le Bas, Streckeisen, 1991). Составы минералов приведены в Suppl. 1, ESM\_1.xlsx, ESM\_6.xlsx; аббревиатура минералов в таблицах и на рисунках приводится согласно (Warr, 2021). Разновидности амфиболов, соответствующие номенклатуре (Hawthorne et al., 2012) и указанные в этих таблицах, определены по программе (Locock, 2014).

### *Оленегорский массив*

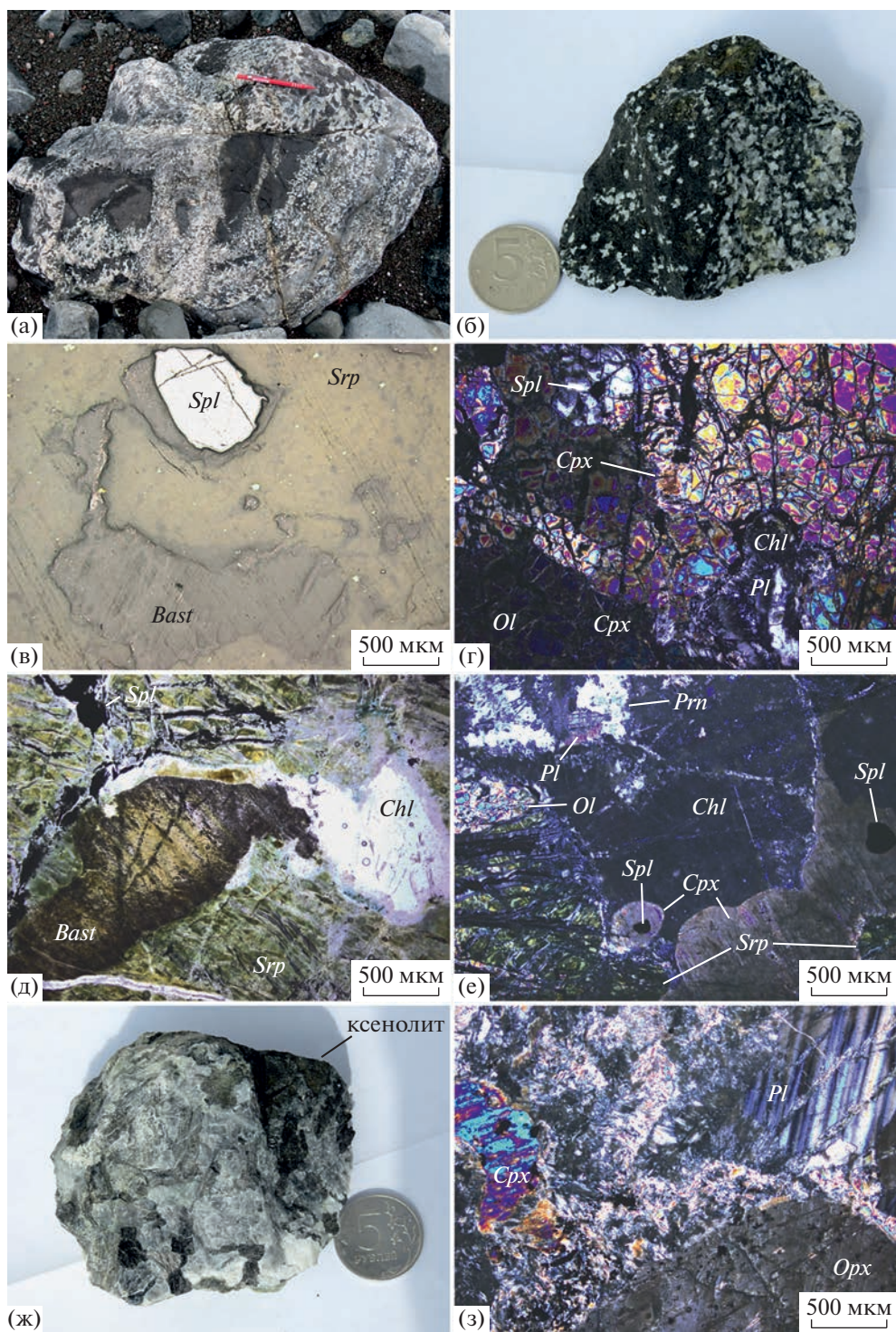
**Ксенолиты в габбро Оленегорского массива.** На основании петрографического и минералогического изучения ксенолиты в габброидах (рис. 2а) отнесены нами к двум группам – реститовым шпинелевым гарцбургитам, которые достаточно подробно описаны предшествовавшими исследователями и здесь не рассматриваются,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

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

<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 – Составы минералов изученных пород;  
ESM\_2.xlsx – Валовые химические и модальные минеральные составы изученных пород;  
ESM\_3.xlsx – Сопоставление измеренных и рассчитанных по составам минералов и минеральным модам составов пород;  
ESM\_4.xlsx – Коэффициенты распределения минерал/расплав;  
ESM\_5.xlsx – Оцененные содержания и составы захваченных расплавов в породах;  
ESM\_6.xlsx – Составы вторичных силикатных минералов.





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

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

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

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

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

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

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

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

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

### *Солдатский массив*

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

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

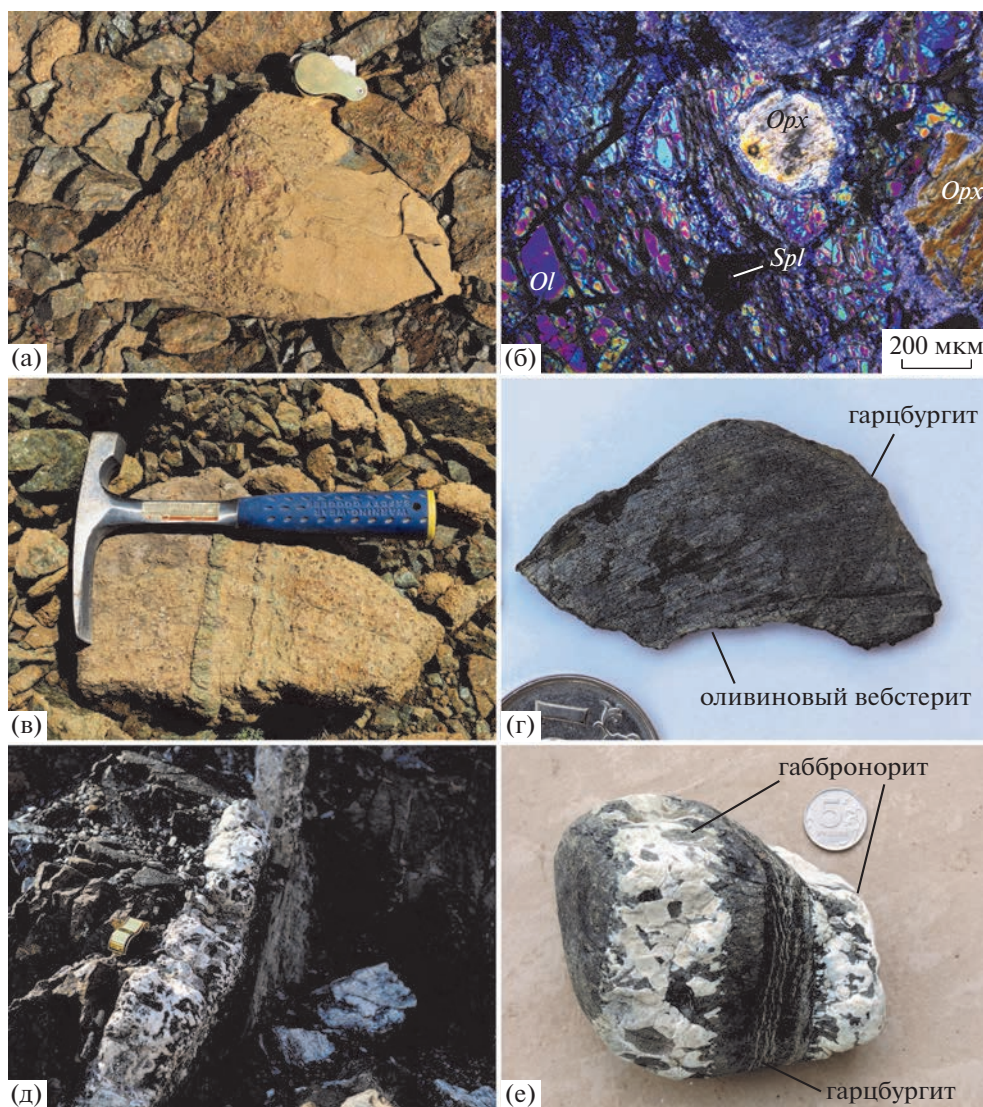
В образце норита (?) КМ5-17v (прожилок 2–3 см) сохранились крупные (до 12 мм) изометричные зерна ортопироксена в массе полностью замещенных пренитом и актинолитом плагиоклаза и клинопироксена. Клинопироксен сохранился лишь в виде мелких округлых включений в ортопироксене. Тонкий прожилок в образце габбронорита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

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

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

### *Ультрамафиты и мафиты из делювия и аллювия западной части Африканского блока*

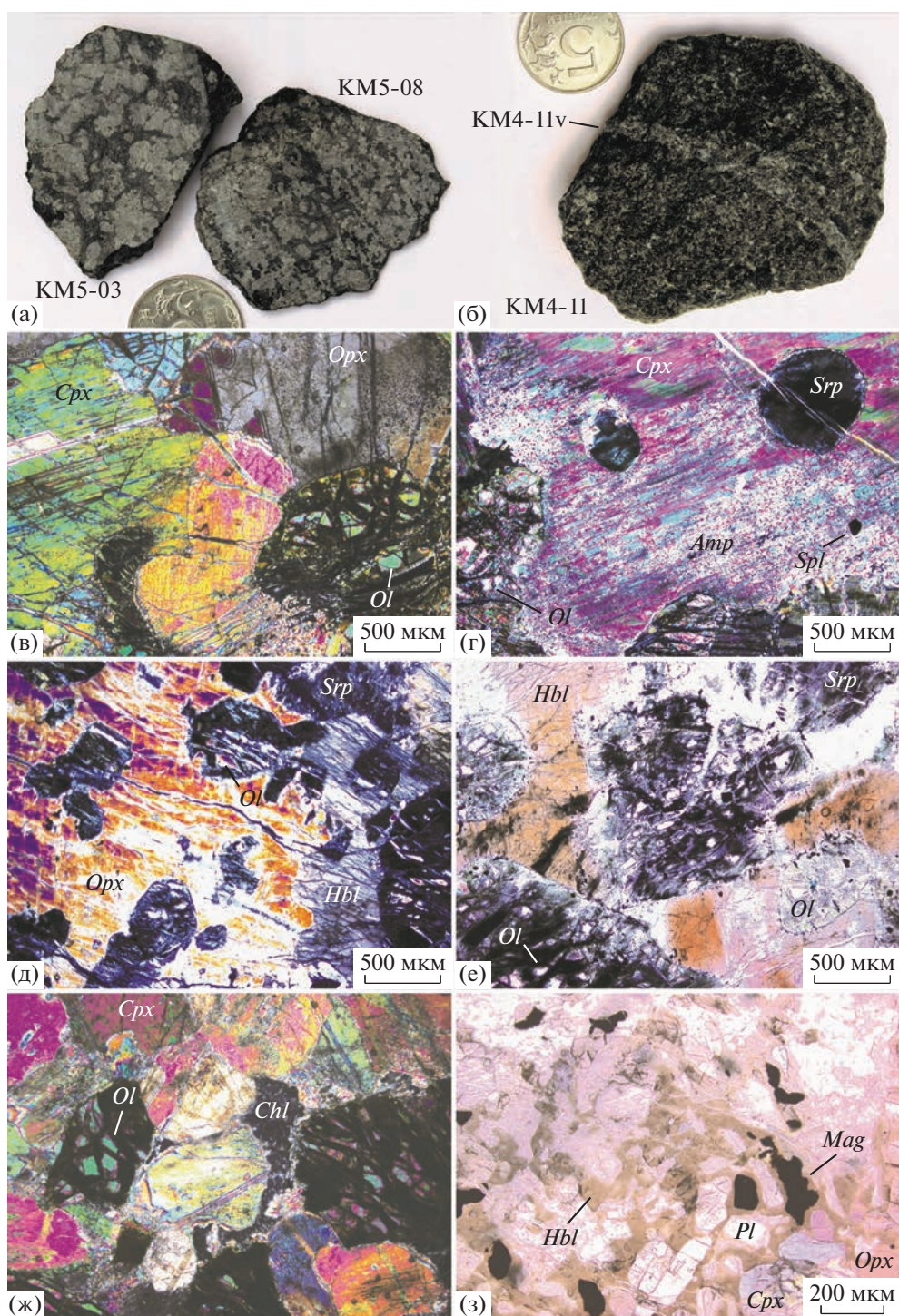
Среди изученных образцов преобладают оливиновые вебстериты, некоторые из которых содержат плагиоклаз (или псевдоморфозы по нему) и роговую обманку. Образец КМ4-25 представлен плагиоклаз–роговообманковым гарцбургитом, обр. КМ4-10 – плагиоклазсодержащим лерцолитом и обр. КМ4-11 – меланократовым оливин–роговообманковым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



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

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

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



**Рис. 4.** Кумулятивные ультрамафиты и мафиты из аллювия и дельювия. (а) — оливиновые вебстериты, пироксены светлые, частично серпентинизированный оливин темный; (б) — прожилок роговообманкового норита (обр. КМ4-11v) в оливин-роговообманковом габбронорите (обр. КМ4-11); (в) — типичная структура оливинового вебстерита (обр. КМ5-08), поляризованный свет; (г) — идиоморфные включения оливина (полностью серпентинизирован) и хромшпинелида в клинопироксене, частично амфиболизированном (обр. КМ5-01, оливиновый вебстерит), поляризованный свет; (д) — пойкилитовые зерна ортопироксена и роговой обманки с идиоморфными включениями оливина (обр. КМ4-25, плагиоклаз-роговообманковый гарцбургит), поляризованный свет; (е) — пойкилитовое зерно неоднородной роговой обманки с включениями оливина (обр. КМ4-25), без анализатора; (ж) — хлоритовая псевдоморфоза по ксеноморфному зерну плагиоклаза (обр. КМ5-08), поляризованный свет; (з) — пойкилитовая роговая обманка с включениями пироксенов, плагиоклаза и магнетита (обр. КМ4-11v), без анализатора.

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

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

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

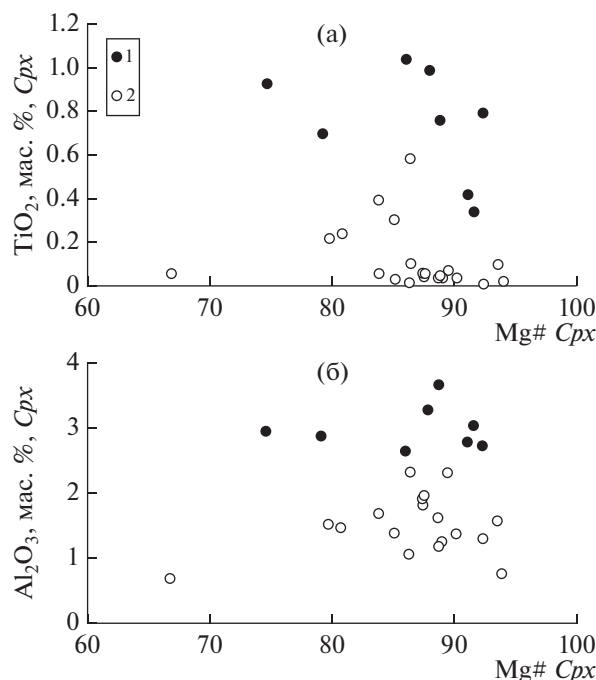
держат, мас. %:  $TiO_2$  0.03–0.10,  $Al_2O_3$  0.8–2.3,  $Na_2O$  0.14–0.31 и имеют магнезиальность 94.0–86.4. Ортопироксены имеют магнезиальность 90.7–83.4 при содержании глинозема 1.1–2.1 мас. %. Роговая обманка (паргасит, магнезиогастингсит, реже магнезиальная роговая обманка) в породах имеет магнезиальность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

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

#### СЕРИИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ–МАФИТОВ

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

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



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

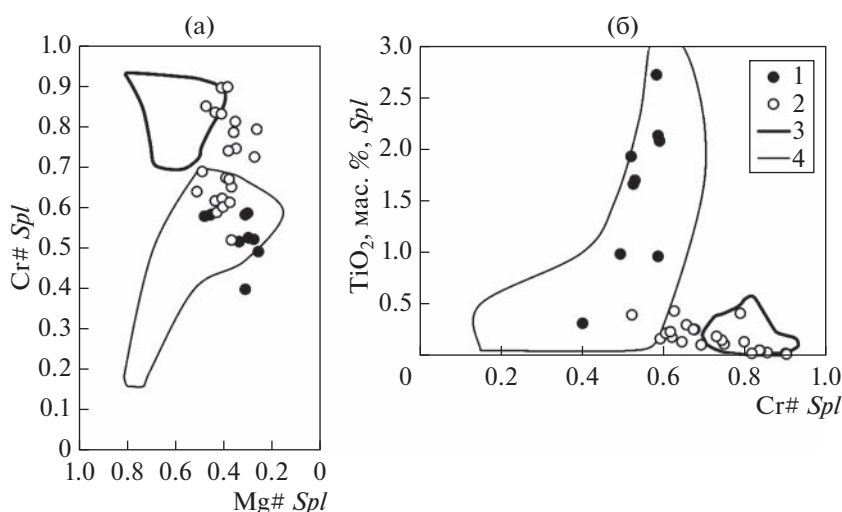
(Ballhaus et al., 1991), составляют  $QFM + 2.0$ – $QFM + 2.7$ .

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

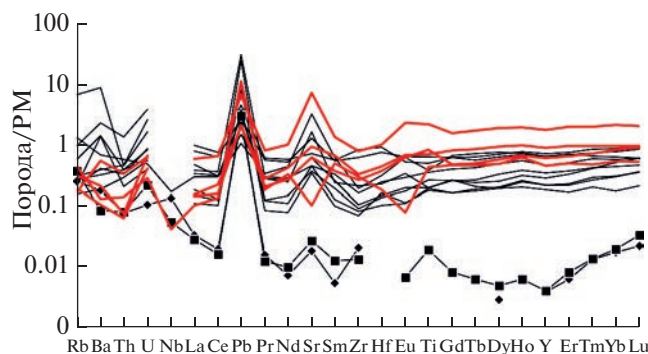
ной) обстановкой магматизма (Arai et al., 2011) и похожи на аналогичные породы из срединно-океанических хребтов (СОХ) (рис. 6) и горячих точек, которые по этим параметрам неразличимы.

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

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



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



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

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

Судя по петрографии и характерным метаморфическим минералам (Suppl. 1, ESM\_6.xlsx), метаморфизм пород обеих серий протекал в широком диапазоне *P-T* параметров, соответствующем амфиболитовой, зеленосланцевой, пренит-пумпеллитовой и цеолитовой фациям метаморфизма. Признаков контактового метаморфизма, проградного метаморфизма, метаморфизма высокого давления/низкой температуры в изученных породах нет, как нет и признаков родингитизации (отсутствие кальциевых гранатов, гидрогранатов, везувиана). Метаморфизм, по-видимому, имел ретроградный характер и, по крайней мере, отчасти протекал в процессе дезинтеграции литосферы и тектонического совмещения отдельных пластин мантийных и коровых пород. Очевидно, неизохимичный метаморфизм (с явным привносом натрия) на основании минералогических данных можно предполагать лишь для роговообманкового габбронорита, обр. KM4-39v, в котором плагиоклаз анортитового состава интенсивно замещается пектолитом и минералом группы содалита (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx, ESM\_6.xlsx).

### ГЕОХИМИЯ И МОДАЛЬНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Валовые составы изученных пород приведены в Suppl. 1, ESM\_2.xlsx, а их мультиэлементные спектры – на рис. 7.

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

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

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

Согласно результатам расчетов, представленным в Suppl. 1, ESM\_3.xlsx, изменение большей части образцов было изохимическим, в меньшей части был проявлен привнос или вынос натрия, реже других элементов, и эти элементы исключались из расчетов.

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

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

Результаты расчетов модалного минерального состава пород приведены в Suppl. 1, ESM\_3.xlsx. В целом они согласуются с петрографией пород, хотя расчетное содержание ортопироксена в оливиновых габброидах высокотитанистой серии (в которых ортопироксен петрографически не установлен), вероятно, завышено вследствие частичного выноса кальция из пород. Присутствие как в низкотитанистой, так и в высокотитанистой сериях дунитов (и гарцбургитов с низким содержанием глинозема в ортопироксене) позволяет нам оценить содержание в них захваченных расплавов и их составы, а затем попытаться сделать такие оценки и для других пород.



### ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА И СОСТАВА ЗАХВАЧЕННОГО РАСПЛАВА В ДУНИТАХ

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

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

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

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

уравнение (1) может быть преобразовано до вида:

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

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

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

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

для пироксенсодержащих дунитов приобретает вид:

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

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

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

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

Для расчета содержаний несовместимых элементов в захваченных расплавах мы использовали величины коэффициентов минерал/расплав для плагиоклаза и клинопироксена из работ (Zajacz, Halter, 2007; Bédard, 2006), для ортопироксена – (Frei et al., 2009) (эксперимент 1101-12-06), для оливина – компиляцию из работы (Базылев и др., 2019) (Suppl. 1, ESM\_4.xlsx). Рассчитанный состав захваченного расплава в дуните высокотитанистой серии близок к N-MORB, а в дуните и гарцбургите низкотитанистой серии – отвечает расплаву бонинитового типа (Suppl. 1, ESM\_5.xlsx), что согласуется с составами первичных шпинелидов в этих породах.

### ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА ЗАХВАЧЕННОГО (ИНТЕРКУМУЛУСНОГО) РАСПЛАВА В УЛЬТРАМАФИТАХ И ГАББРОИДАХ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

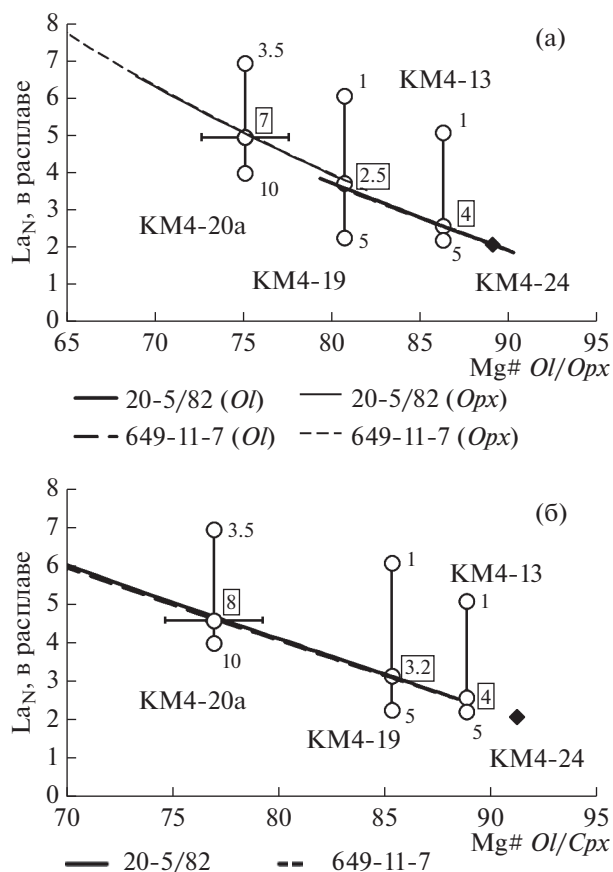
#### ОЦЕНКА СОСТАВА ЗАХВАЧЕННОГО РАСПЛАВА В УЛЬТРАМАФИТАХ И ГАББРОИДАХ

Полученные оценки содержаний захваченного расплава в ультрамафитах и габброидах позволяют рассчитать по уравнению (3) содержания несовместимых элементов в захваченных расплавах этих пород (Suppl. 1, ESM\_4.xlsx).

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

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

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



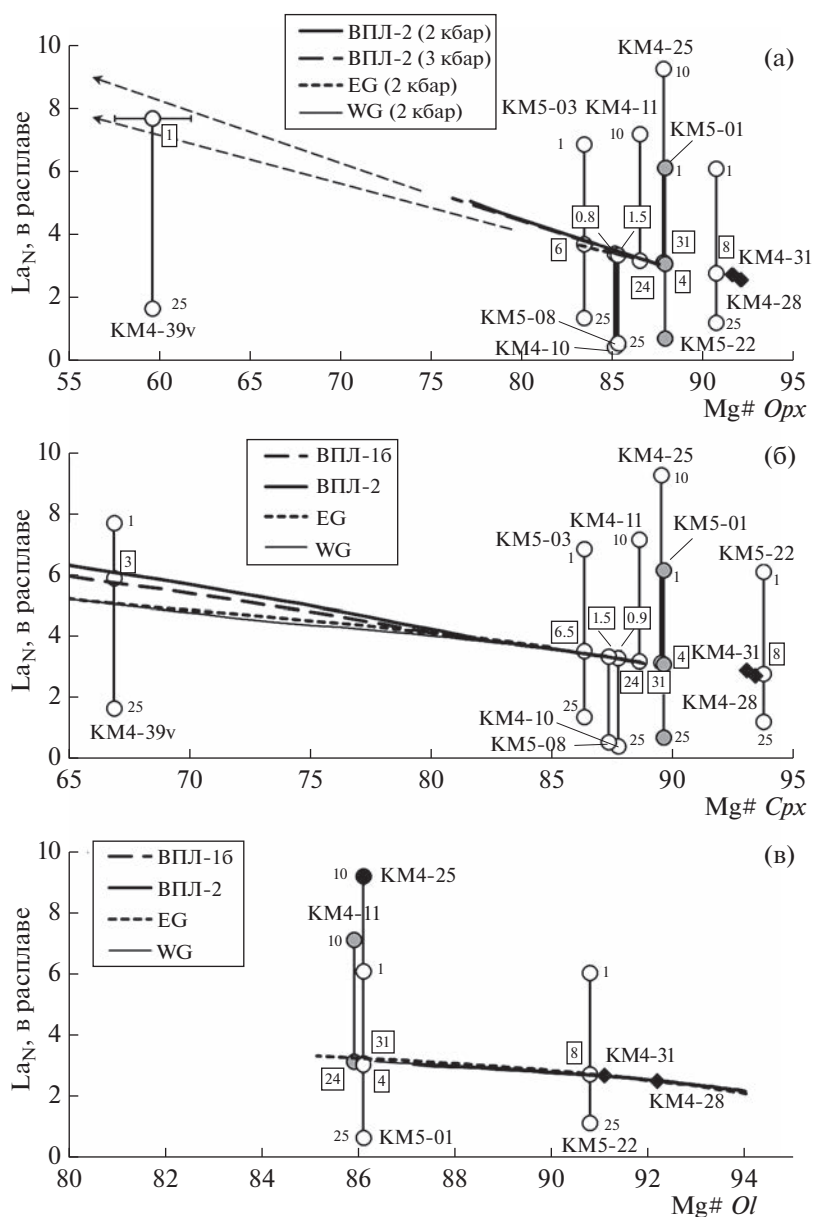
**Рис. 8.** Оценка содержаний захваченного расплава в породах высокотитанистой серии. Для каждого образца рассчитано содержание La в захваченном расплаве (приведены нормированными на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)) в зависимости от заданного содержания захваченного расплава (1–10 мас.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

одного массива, а из сильно пространственно разбросанных проявлений.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Вероятная обстановка формирования пород высокотитанистой серии*

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

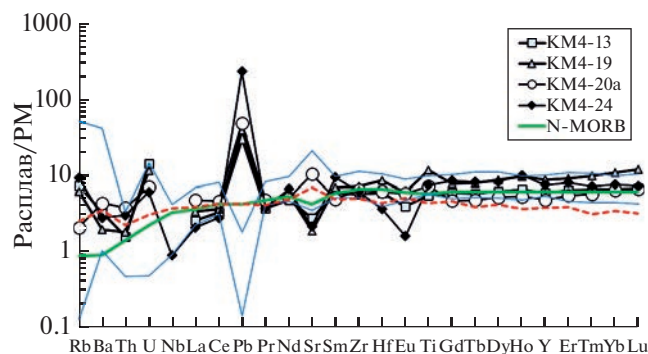


**Рис. 9.** Оценка содержаний захваченного расплава в породах низкотитанистой серии. Для каждого образца рассчитано содержание La в захваченном расплаве (нормировано на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)) в зависимости от заданного содержания захваченного расплава (0.8–31 мас. %, цифры без рамок); вероятные содержания захваченного расплава (цифры в рамке) оценены по их соответствию тренду фракционной кристаллизации принятого родоначального расплава (ВПЛ-16 и ВПЛ-2 из работы (Портнягин, 1997), EG и WG из работы (Sobolev, Danyushevsky, 1994)) относительно магнезиальности ортопироксена (а), клинопироксена (б) и оливина (в). Тренды изменения магнезиальности ортопироксена по мере кристаллизации расплава экстраполированы (стрелки).

Так, большая их часть аналогична шпинелям из включений в оливине гавайских базальтов, обнаруживающим 1.1–3.3 мас. % TiO<sub>2</sub>, Cr# 0.49–0.73 и Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> 1.2–2.7 (Соболев, Никогосян, 1994), и отвечает типичным магматическим шпинелям из включений в оливине базальтов океанических островов (ОИВ) (Kamenetsky et al., 2001) (хотя составы шпинелидов из плутонических пород систематически несколько отличаются от составов

шпинелидов из когенетичных им вулканитов; Arai, 1992; Arai et al., 2011).

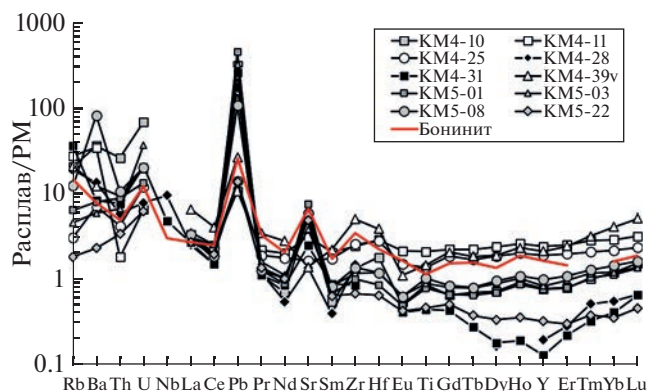
Сравнительно поздняя кристаллизация ортопироксена (после клинопироксена и плагиоклаза) в породах этой серии свойственна как толеитовым, так и более щелочным (внутриплитным) расплавам. Небольшое количество роговой обманки в породах свидетельствует о незначительном количестве воды в родоначальном расплаве.



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

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

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



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

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

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

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

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

*Вероятная обстановка формирования пород низкотитанистой серии*

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

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

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

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

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

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

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

## ВЫВОДЫ

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

разным эпизодам мантийного магматизма в разных геодинамических обстановках.

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

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

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

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

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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



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

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

*Sobolev A.V., Shaussidon 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. № 1. P. 45–55.

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

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

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

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

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

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

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

**B. A. Bazylev<sup>1</sup>, M. V. Portnyagin<sup>2</sup>, D. P. Savelyev<sup>3</sup>, G. V. Ledneva<sup>4</sup>, and N. N. Kononkova<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany*

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

<sup>4</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

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

УДК 552.323.4

## СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПИРОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВЕРХНЕКОРОВЫХ КСЕНОЛИТАХ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ, КАМЧАТКА<sup>1</sup>

© 2023 г. В. О. Давыдова<sup>а, \*</sup>, В. Д. Щербаков<sup>а</sup>, Н. А. Некрылов<sup>б</sup>,  
П. Ю. Плечов<sup>а, б</sup>, В. О. Япаскурт<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

<sup>б</sup>Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия

\*e-mail: vestadav@gmail.com

Поступила в редакцию 08.11.2022 г.

После доработки 16.01.2023 г.

Принята к публикации 24.01.2023 г.

Во время извержений вулкана Безымянный на поверхность выносятся множество ксенолитов, отражающих состав коры, вмещающей магматическую систему, и протекающие в ней процессы. Нами приведены данные по химическому и минеральному составу верхнекоровых ксенолитов вулканических пород, подвергшихся перекристаллизации и частичному плавлению в водоненасыщенных условиях приповерхностного очага вулкана Безымянный (пирометаморфизованных). Часть ксенолитов сохраняет реликты первичных магматических ассоциаций, часть несет следы допирометаморфических гидротермальных изменений. Это позволило реконструировать протолиты пирометаморфизованных пород, а для разностей, предварительно измененных с участием флюидов, — типы гидротермальных процессов. Большая часть ксенолитов представляет собой умеренно-К андезиты, андезибазальты и базальты вулканов Камень и Безымянный, в которых за счет пирометаморфизма формируется новообразованный микрогранобластовый парагенезис, сложенный гомогенными зернами пироксенов, плагиоклаза, Fe-Ti оксидов и интерстициальным вулканическим стеклом. Менее распространены ксенолиты платобазальтов основания Ключевской группы (высоко-К трахиандезибазальтов). Часть из них содержит кварц-карбонат-сульфидную минерализацию, сформировавшуюся до захвата ксенолитов и их пирометаморфизма. Плавление и перекристаллизация гидротермально-измененных пород после захвата ксенолитов магмой привели к формированию нестандартной для вулкана Безымянный Fe-волластонит-геденбергитовой ассоциации (иногда с гранатом), данные ксенолиты также аномально обогащены медью (до 1500 ppm).

**Ключевые слова:** вулкан Безымянный, коровые ксенолиты, пирометаморфизм, сульфиды, медь

**DOI:** 10.31857/S0869590323030044, **EDN:** CDECWC

### ВВЕДЕНИЕ

Островодужный магматизм играет важную роль в происхождении и эволюции континентальной коры (Taylor, McLennan, 1995), а также ответственен за концентрирование рудных элементов и формирование крупнейших месторождений Cu, Mo, Re и других металлов, таких как Au, Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, Pb (Sillitoe, 2010). Месторождения этих металлов ассоциируют с интрузивными телами среднего и кислого состава, являющимися производными магматических очагов, залегающих в верхней части земной коры (2–5 км, Sillitoe, 2010; Lee, Tang, 2020). Такая глубина залегания обуславливает возможность существо-

вания флюидной фазы и перераспределения рудных компонентов при ее участии (например, Lee, Tang, 2020).

Вещественными источниками информации о происходящих в недрах островодужных магматических систем процессах являются вулканические газы и твердые эруптивные продукты — лавы, пирокластический материал, содержащиеся в них мафические включения и ксенолиты. Ксенолиты содержат своеобразную запись уникальных данных о составе и строении мантии (например, Ionov et al., 2013) и земной коры (например, Graham et al., 1987; Pure et al., 2021; Melekhova et al., 2022). Верхняя кора относительно доступна для изучения геологическими и геофизическими методами, однако они не позволяют получить достоверную информацию о процессах, происходя-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323030044 для авторизованных пользователей.

щих *in situ* в породах, вмещающих современные магматические системы. Изучение верхнекоровых ксенолитов в продуктах современных извержений способно помочь получить подобную информацию, включая данные о перераспределении рудных компонентов в ходе дегазации магмы и разнообразных гидротермальных процессов.

При взаимодействии с магмой ксенолиты могут быть пирометаморфизованы. Под пирометаморфизмом мы подразумеваем разновидность контактового метаморфизма, протекающего при низком давлении и высоких температурах в отсутствии стрессового давления в породах, вмещающих магматические тела, ксенолитах, захваченных магмой и при подземных пожарах (Grapes, 2011). За счет высоких температур для захваченных ксенолитов характерна перекристаллизация исходных ассоциаций в агрегаты новообразованных минералов с микрогранобластовыми структурами, частичное плавление, изменение валового состава за счет потери легкоплавкой фракции.

Вулкан Безымянный выносит на поверхность ксенолиты вулканогенных пород, различающиеся по составу и степени метаморфических преобразований, ряд ксенолитов содержит сульфиды и значительно обогащен медью по сравнению с вулканическими породами (1500 ppm против 50–70 ppm во вмещающих андезибазальтах, Давыдова и др., 2017). Настоящая работа нацелена на решение следующих задач: систематизация и характеристика протолитов верхнекоровых ксенолитов в породах влк. Безымянный, выявление стадийности и природы минералообразующих процессов в стенках магматической системы, определение природы сульфидной минерализации. Исследование позволило выявить состав и детали строения вмещающей магматическую систему верхней коры, активно изучаемые геофизическими методами (Green et al., 2020; Koulikov et al., 2017, 2021 и др.). Изучение парагенезисов ксенолитов позволило установить природу их протолитов, стадийность их преобразования и роль этих процессов при концентрировании халькофильных элементов.

## ОБРАЗЦЫ

Образцы ксенолитов были отобраны в ходе полевых сезонов в период 2007–2021 гг. из продуктов эксплозивных извержений, произошедших в период с 14 октября 2007 г. по 21 октября 2020 г. В настоящей работе мы рассматриваем ксенолиты пород с реликтами структур вулканических пород (лав и пирокластики, рис. 1а, 1б), значительно или частично перекристаллизованных. Размер ксенолитов варьирует от нескольких см до нескольких десятков см, для них характерны угловатые формы и резкая граница с вмещающими их андезитами и андезибазальтами влк. Безымянный.

Из сотни образцов ксенолитов для изготовления шлифов нами было отобрано около 60: были исключены дублирующие друг друга разновидности и слишком мелкие образцы. На основе петрографических наблюдений для детального изучения нами было выбрано 20 образцов (Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.xlsx), наиболее полно отражающих разнообразие ксенолитов вулканогенных пород. Для наиболее крупных ксенолитов были проведены измерения валового химического состава.

## МЕТОДЫ

Изучение состава минералов и стекол, а также получение фотографий в отраженном свете проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ (г. Москва) при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-IT500 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенным энергодисперсионным спектрометром “X-Max<sup>N</sup>”, Oxford Instruments (20 кВ, 0.7 нА). В качестве эталонов использовались стандарты Смитсонниановского института (Jarosewich et al.,

<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 – Данные о минеральных ассоциациях в пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитах;

ESM\_2.xlsx – Представительные анализы состава пироксенов из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_3.xlsx – Представительные анализы состава плагиоклаза из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_4.xlsx – Представительные анализы состава реликтов оливина из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_5.xlsx – Представительные анализы состава амфибола из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_6.xlsx – Представительные анализы состава стекол пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_7.xlsx – Представительные анализы составов новообразованных Fe-Ti оксидов из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_8.xlsx – Представительные анализы состава новообразованного апатита из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_9.xlsx – Состав сульфидных фаз из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_10.xlsx – Представительные анализы состава реликтов биотита из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

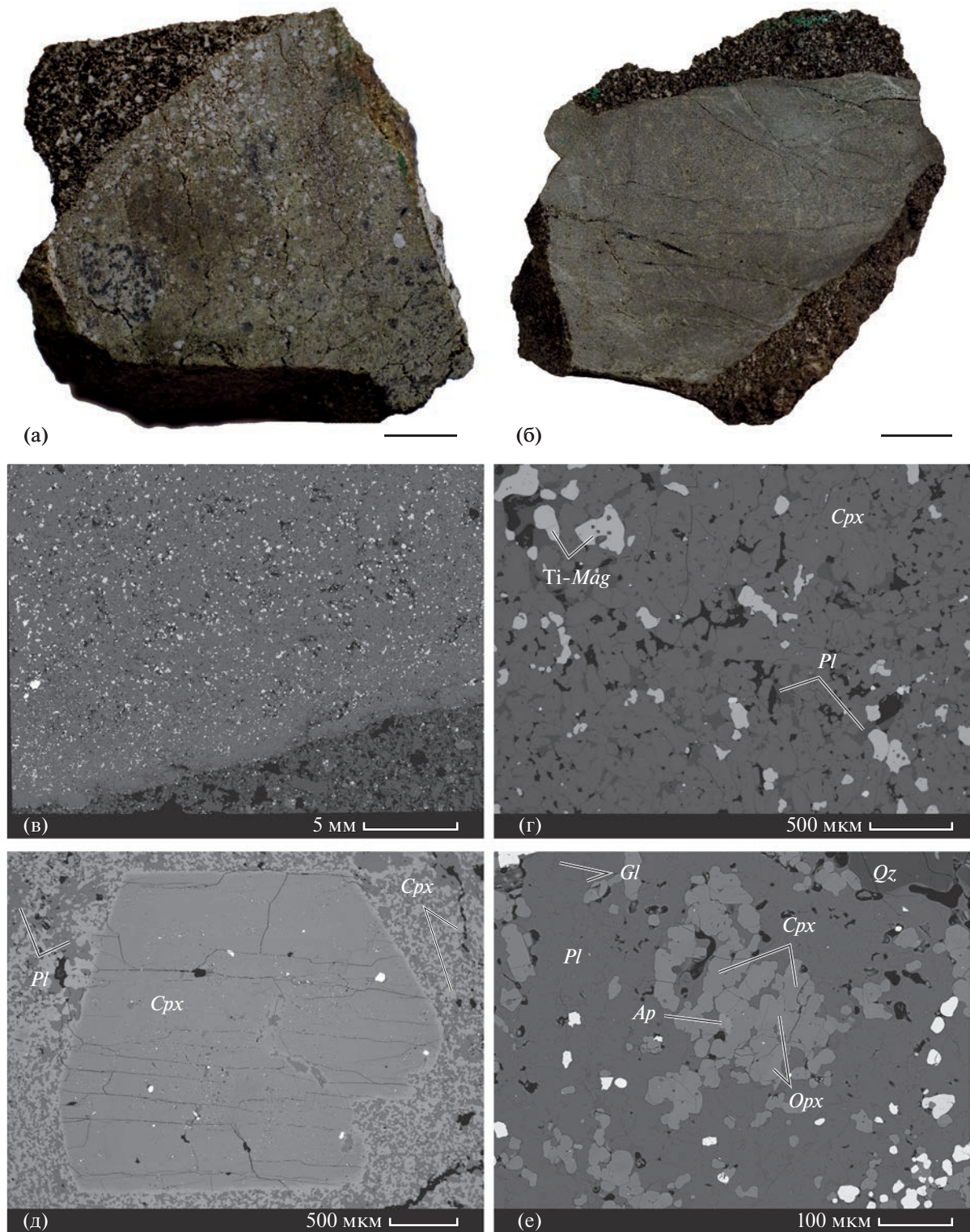
ESM\_11.xlsx – Представительные анализы состава фаз кремнезема из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_12.xlsx – Представительные анализы состава новообразованного граната из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов;

ESM\_13.xlsx – Представительные анализы состава новообразованного титанита из пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов.

Supplementary 2:

ESM\_1.pdf – Валовые химические и модальные минеральные составы изученных пород.



**Рис. 1.** Образцы ксенолитов в андезитбазальтах (длина масштабной линейки 2 см): (а) — частично перекристаллизованный туф, обр. VK12/17; (б) — образец с реликтами гидротермальных прожилков, VK12/12. (в–е) — BSE-изображения: (в) — контакт ксенолита, обр. SK2109i (сверху) и вмещающего андезитбазальта; (г) — микрогранобластовая структура ксенолита, обр. SK2109i, сложенного преимущественно *Cpx*; (д) — вкрапленник *Cpx*, окруженный новообразованным микрогранобластовым парагенезисом, обр. SK2109k; (е) — микрогранобластовая *An-Px-Ap* ассоциация с кварцем и стеклом, обр. VK18/4b. Символы минералов приведены согласно (Warr, 2021).

1980), а также стандарты металлов, стехиометрических оксидов и сульфидов.

Определение Fe-воластонита и фаз SiO<sub>2</sub> проводилось с помощью микрорамановского спектрометра XPlORA (Horiba Scientific) с длиной волны возбуждающего излучения 532 нм. Спектры комбинационного рассеяния получены в диапазоне 100–3900 см<sup>-1</sup> со спектральным разрешением около 1 см<sup>-1</sup> (дифракционная решетка 1800T).

Определение валового химического состава пород выполнено в ЦКП ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом, максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток – 160 мА.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов (КГВ), сформировавшейся в северной части Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) на вулканическом плато (Флеров, Овсянников, 1991; Мелекесцев и др., 1991) возрастом  $274 \pm 8$  тыс. лет (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, Calkins, 2004), сложенном высоко-К трахиандезитами и трахиандезибазами. Вскоре после формирования вулканическое плато разделилось на несколько тектонических блоков с различными режимами опускания/воздымания (Мелекесцев, 1980). Далее при упоминании данных пород мы будем использовать устоявшийся термин “платобазальты” или просто “платобазальты”. Изучение геологического разреза ниже платобазальтов сильно затруднено за счет неоднородного смещения тектонических блоков и активной вулканической деятельности района. На глубине порядка 6 км ниже вершины методами шумовой томографии фиксируется кровля кристаллического фундамента (например, Green et al., 2020), сложенного метаморфическими породами основного состава (Иванов и др., 2001).

Примерно 260 тыс. лет назад на вулканическом плато началось заложение вулканов Плоские Сопки, Камень и пьедестала Толбачинских вулканов (Мелекесцев, 1980; Churikova et al., 2001, 2013, 2015). Порядка 11 тыс. лет назад на юго-восточном склоне влк. Камень образовался влк. Пра-Безымянный (активен 11–7 тыс. лет назад, Braitseva et al., 1995). Около 6 тыс. лет назад на северо-восточных отрогах влк. Камень сформировался влк. Ключевской, чуть позднее (~4.7 тыс. лет назад) на месте влк. Пра-Безымянный свою деятельность начал влк. Безымянный (Braitseva et al., 1995).

Породы вулканов Камень и Безымянный систематически отличаются от платобазальтов основания КГВ и эруптивных продуктов, относительно близко расположенных вулканов Плоские Сопки. Для вулканов Камень и Безымянный характерны умеренно-К эруптивные продукты. Платобазальты по химическому составу являются высоко-К трахибазами и трахиандезибазами (Churikova et al., 2001, 2013, 2015), высоко-К специфика также характерна для пород группы вулканов Плоские Сопки. Подробное изучение пород базальт-андезибазальтового влк. Камень и их сравнение с эруптивными продуктами (от дацитов до андезибазальтов) влк. Безымянный позволило предположить (Churikova et al., 2013), что последний унаследовал магматическую систему влк. Камень.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Все рассматриваемые в настоящей работе ксенолиты содержат  $Pl \pm Px-Ap-Mag \pm Ilm$  агрегаты с микрогранобластовой, роговиковой структурой и второстепенным количеством интерстициального вулканического стекла. Распространенность данных агрегатов варьирует от ксенолита к ксенолиту. Микрогранобластовый агрегат полностью или частично замещает более крупные часто идиоморфные вкрапленники, формируя реликтовую бластопорфировую структуру. Ксенолиты различаются как по минеральному составу, так и по наличию и степени сохранности реликтов вкрапленников (табл. 1; Suppl. 1, ESM\_1). На основе структурно-текстурных особенностей мы выделяем следующие парагенезисы: минералов-вкрапленников (магматический парагенезис); прожилковый (метаморфизованный гидротермальный парагенезис) и микрогранобластовый, преимущественно пироксен-плаггиоклаз-магнетитовый (пирометаморфический парагенезис). Приведенная в скобках интерпретация происхождения выделенных парагенезисов обсуждается ниже.

В части образцов присутствуют все парагенезисы, но в большинстве вкрапленники или прожилковый парагенезис отсутствуют. Наименее распространены прожилковые парагенезисы (табл. 1). Ниже рассмотрим данные ассоциации в порядке, отвечающем их формированию, и отдельно – фазы серы: сульфиды и сульфаты.

### *Минералы-вкрапленники и их реликты в ксенолитах*

Минералы-вкрапленники в ксенолитах частично или полностью замещены более поздними ассоциациями (рис. 2а–2г). В случае полного замещения вкрапленников зачастую сохраняется исходная форма кристалла; крупные кристаллы *Px*, *Amp* подвергаются наложенным преобразованиям в меньшей степени по сравнению с *Pl*. По

**Таблица 1.** Типы минеральных ассоциаций, фиксируемых в пирометаморфизованных ксенолитах вулканогенных пород

Номер образца	Реликты и следы		Новообразованные ассоциации
	магматической ассоциации*	<i>Qz-Carb-Sulf</i> ассоциации	
SK09/4b	<i>Cpx, Pl</i> (1)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl-Sulf</i>
SK09/4d	<i>Cpx</i> (2)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl</i>
VK12/12		+	<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl-Sulf; Fe-Wo-Hd</i>
VK12/16	<i>Ol, Opx, Cpx</i>	+	<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap±Ol-Gl-Sulf; Fe-Wo-Hd</i>
VK12/17	<i>Amp, Pl</i> (1)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl</i>
VK12/21a			<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf</i>
VK12/22f	<i>Bt, Pl</i> (2)	+	<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf; Fe-Wo-Hd-Ttn</i>
VK12/23d	<i>Cpx, Opx, Pl</i> (1)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl-Sulf</i>
VK18/4b			<i>An-Qz-Cpx-Opx-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf</i>
SK2107c	<i>Opx, Amp, Pl</i>		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl</i>
SK2109b	<i>Cpx, Opx, Amp</i> (1)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl±An±Qz-Sulf</i>
SK2109c			<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf</i>
SK2109g	<i>Amp, Pl</i>		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl</i>
SK2109h	<i>Opx, Amp, Bt</i>		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag±Spl-Ap-Gl</i>
SK2109i			<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf</i>
SK2109k	<i>Cpx, Pl</i> (2)		<i>Grt-Mag-Hd; Hd-An-Ttn-Gl; Anh</i>
SK2109l		+	<i>Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf; Fe-Wo-Hd</i>
SK2109n	<i>Bt</i>		<i>Opx-Pl-Mag-Ilm-Ap-Gl-Sulf</i>
SK2109o	<i>Cpx, Opx</i>		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl</i>
SK2109p	<i>Cpx</i> (1)		<i>Cpx-Opx-Pl-Mag-Ap-Gl</i>

\* В скобках обозначены протолиты, выявленные по петрографическим признакам: 1 – породы вулканов Безымянный и Камень, 2 – платобазальты.

мелким вкрапленникам (доли мм) темноцветных минералов часто развиваются гранулярные зерна, сами кристаллы приобретают округлые очертания и бухтообразные границы с минералами микрогранобластового парагенезиса.

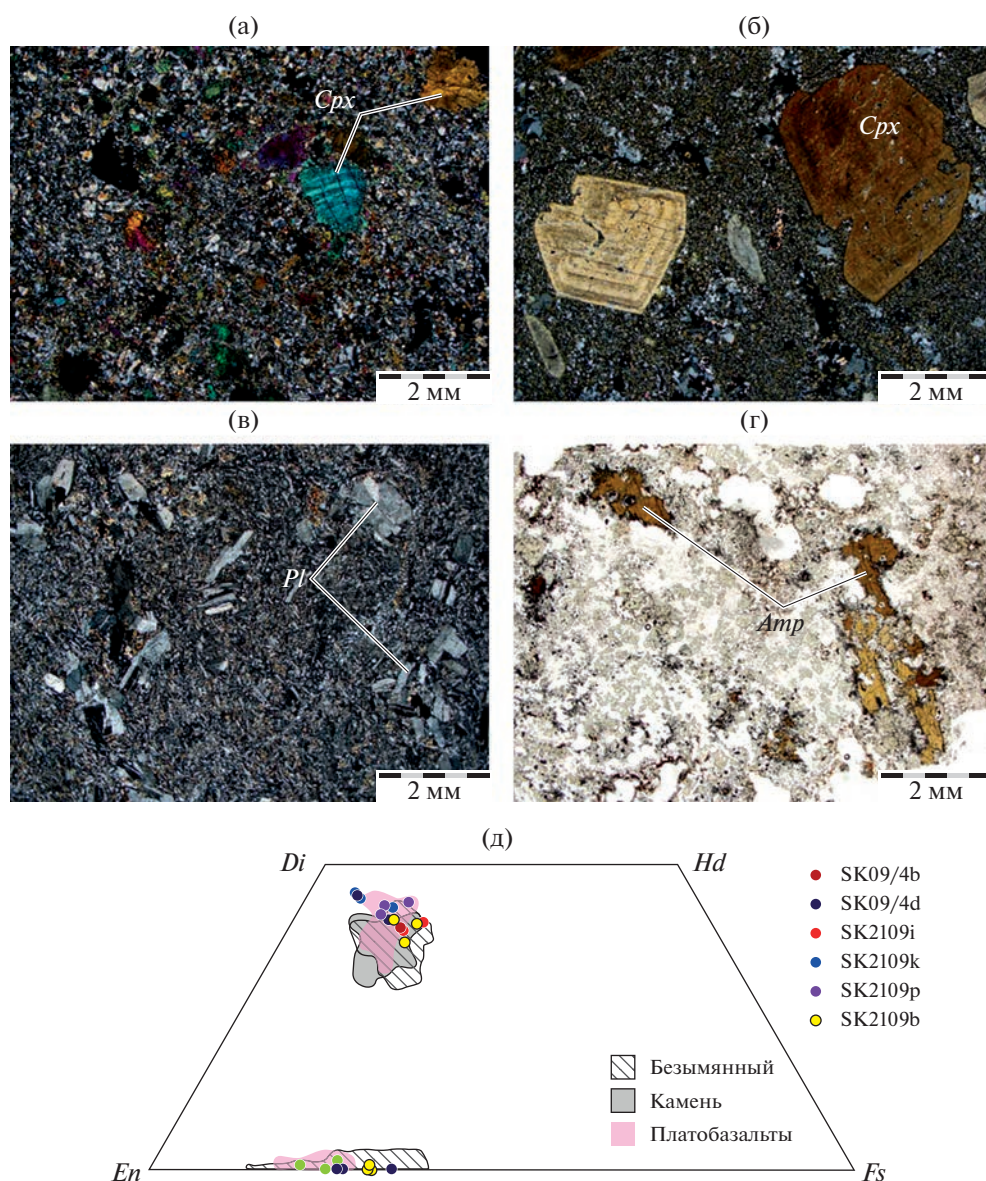
Плагноклаз вкрапленников либо замещен микрогранобластовым агрегатом новообразованного *Pl*, либо имеет текстурные признаки плавления и перекристаллизации. В результате частичного плавления формируются реакционные зоны, где новообразованный кальциевый плагноклаз и расплав замещают “островки” реликтового, относительно более натрового плагноклаза (текстуры типа отпечаток пальца, *fingerprint-structure*, (Grapes, 2011); рис. 3в, 3г). Таким образом, надежных оснований судить о составе исходного *Pl* не имеется. Единичные реликты *Ol* (Mg# 55–65) сохраняются в обр. VK12/16.

По набору реликтов магматических минералов в рассматриваемых ксенолитах и их распределению среди пород этой группы выделяются четыре типа:

Первая группа (рис. 2в) объединяет породы, вкрапленники в которых были представлены *Pl*,

формирующим кристаллы диаметром до 2 мм, редко 3–5 мм, и значительно более редкими и мелкими кристаллами пироксенов (обр. SK2107c). Мелкие вкрапленники *Opx* и *Cpx* в таких породах не сохраняют исходной морфологии, либо замещаясь микрогранобластовым агрегатом, либо испытав частичное плавление. Набор вкрапленников и их пропорции соответствуют типичным андезитобазальтам влк. Безымянный (например, Shcherbakov et al., 2011) и “существенно плагноклазовым породам”, распространенным в постройке влк. Камень (Чурикова и др., 2012).

Вторая группа представлена породами, в которых относительное количество вкрапленников *Pl* (~70% от общего числа вкрапленников) ниже, чем в породах первой группы, а также присутствуют реликты пироксенов и паргасита (рис. 2г). Амфибол окружен *2Px-Pl-Ti-Mag* опациновыми каймами (обр. SK2109b) или представлен полными *2Px-Ti-Mag* псевдоморфозами (обр. SK2109o). Аналогичные каймы часто встречаются в *Amp* из пород влк. Безымянный (Давыдова и др., 2017). Также по-



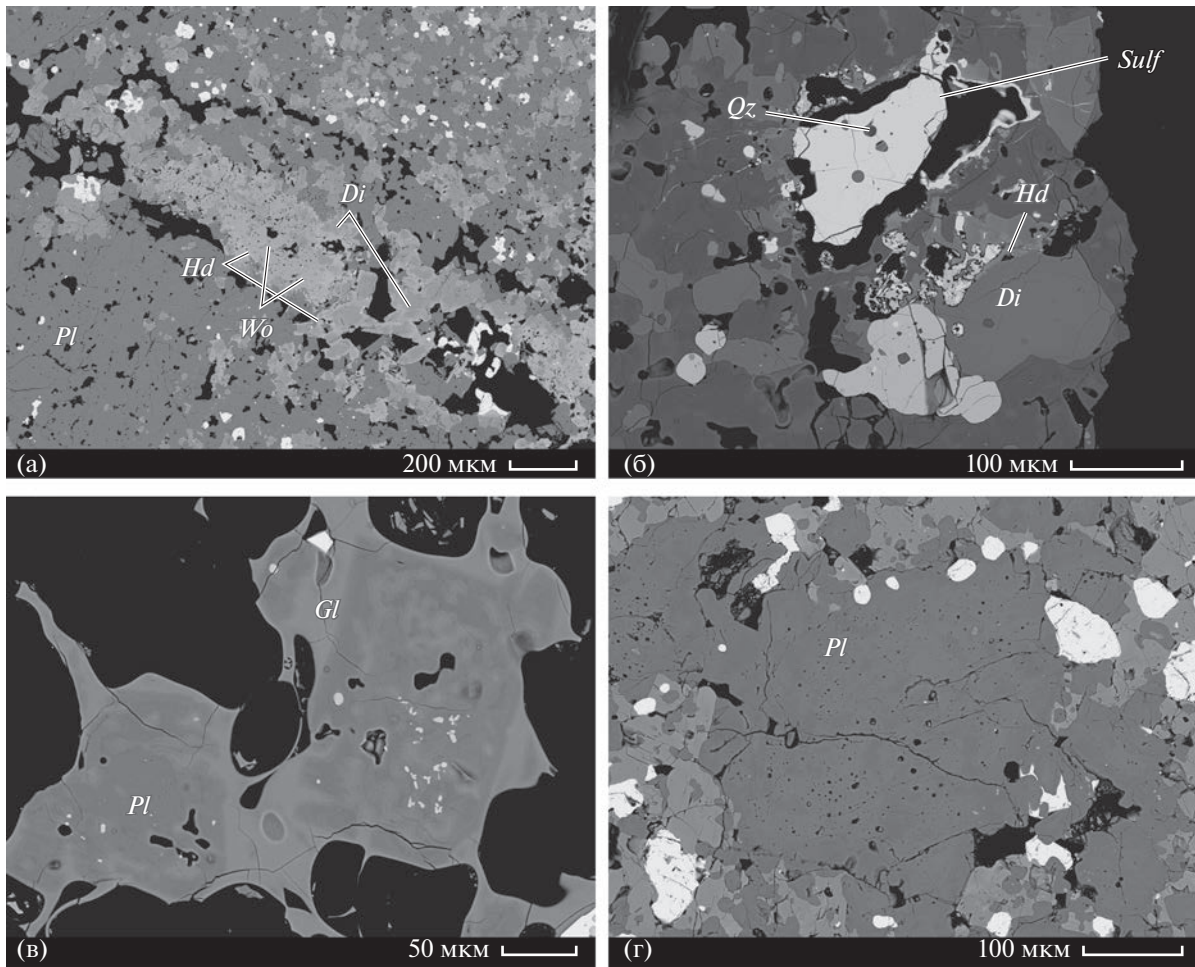
**Рис. 2.** Микрофотографии ксенолитов с реликтами первично-магматической ассоциации (а–в – в скрещенных николях, г – в проходящем свете). (а) обр. SK09/4b, SK2109p – клинопироксен-плагиоклазовые породы из группы пород вулканов Безымянный и Камень; (б) обр. SK2109k – плагиоклаз-клинопироксеновые породы из группы платобазальтов основания КГВ; (в) обр. SK2107c – порода с бластопорфировой структурой и многочисленными реликтами вкрапленников плагиоклаза из группы пород вулканов Безымянный и Камень; (г) обр. SK2109o, SK2109b – с реликтами вкрапленников амфибола с *2Px-Pl-Ti-Mag* каймами разложения, пироксенов и плагиоклаза – мафические включения из группы пород вулканов Безымянный и Камень. (д) – состав реликтов вкрапленников пироксенов из ксенолитов в сравнении с составами пироксенов из предполагаемых протолитов. Составы пироксенов магматических пород взяты из работ (Churikova et al., 2015; Давыдова и др., 2017, 2018a, 2018б; Davydova et al., 2022).

добные породы, хоть и значительно реже, описаны на влк. Камень (Churikova et al., 2013).

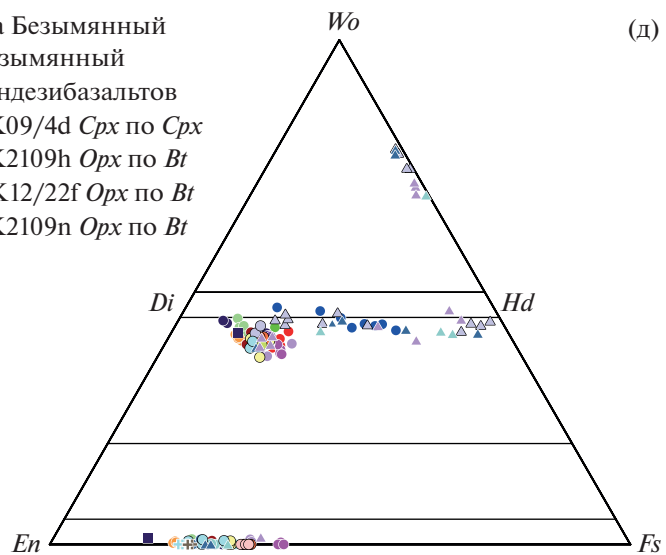
Третья группа (рис. 2а) включает в себя *Cpx-Pl* породы (обр. SK09/4b, SK2109p). Размер вкрапленников *Cpx* достигает 5–7 мм, в наименее измененных образцах кристаллы сохраняют ритмичную зональность. Кристаллы *Pl* диаметром до 2 мм более распространены, чем *Cpx*. Подобные породы описаны в постройке влк. Камень (Churikova et al.,

2013), аналогов среди описанных пород влк. Безымянный не обнаружено.

Четвертую группу составляют *Pl-Cpx* породы (рис. 2б), где вкрапленники *Cpx* преобладают над *Pl* (обр. SK2109k). *Cpx* представлен крупными (5–7 мм) кристаллами, часто зональными, *Pl* – таблитчатыми кристаллами (1–2 мм). Подобные породы встречаются среди неметаморфизованных ксенолитов высоко-К трахиандезибазальтов, описанных



- Андезиты и андезибазальты вулкана Безымянный
- ▲ Мафические включения вулкана Безымянный
- Ксенолиты высококальциевых трахиандезибазальтов
- ▲ VK12/12 *Wo-Hd* прожилок
- ▲ VK12/22f *Wo-Hd* прожилок
- ▲ VK12/16 *Wo-Hd* прожилок
- ▲ SK2109l *Wo-Hd* прожилок
- SK09/4b
- SK09/4d
- VK12/12
- VK12/16
- VK12/17
- VK12/21a
- VK12/22f
- VK18/4b
- SK2107c
- SK2109b
- SK2109c
- SK2109g
- SK2109h
- SK2109i
- SK2109k
- SK2109l
- SK2109n
- SK2109o
- SK09/4d *Срх* по *Срх*
- + SK2109h *Орх* по *Вt*
- + VK12/22f *Орх* по *Вt*
- + SK2109n *Орх* по *Вt*



**Рис. 3.** BSE-изображения: (а) – Fe-воластонит-геденбергитовый прожилок, обр. VK12/12; (б) – реликт кварца в сульфиде, окруженном практически полностью перекристаллизованной воластонит-геденбергитовой ассоциацией, обр. SK2109l; (в, г) – плагиоклаз со следами плавления-перекристаллизации и структурой отпечатка пальца. (д) – состав пироксенов из различных ассоциаций пирометаморфизованных ксенолитов. *Sulf* – сульфидная фаза.



**Таблица 2.** Средние составы минералов из перекристаллизованных прожилков и гнезд, нормированные на 100 мас. %

Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Mg#
VK12/12	Fe-Wo (4)	50.14	0.09	0.09	13.46	0.55	0.29	35.32	0.08	0.03	4
	2σ	0.23	0.03	0.04	2.45	0.23	0.18	2.37	0.01	0.00	3
	Hd (4)	44.58	0.93	3.16	27.61	0.37	1.39	21.58	0.37	0.04	8
	2σ	0.69	0.13	1.13	2.57	0.04	1.47	0.26	0.07		9
VK12/16	Fe-Wo (3)	49.78	0.04	0.08	16.29	0.79	0.50	32.47	0.04	0.05	5
	2σ	0.12	0.04	0.04	0.76	0.26	0.29	1.31	0.07	0.01	3
	Hd (2)	46.24	0.72	2.04	26.13	0.42	2.25	21.91	0.27	0.03	13
	2σ	2.85	0.79	2.09	0.68	0.03	0.65	0.11	0.04	0.03	4
VK12/22f	Fe-Wo (2)	50.28	0.06	0.28	12.28	0.61	0.47	35.97	0.02	0.03	6
	2σ	0.06	0.01	0.11	0.35	0.13	0.22	0.50	0.01	0.01	3
	Hd (1)	42.95	1.05	4.31	27.58	0.37	1.46	21.91	0.36	0.02	9
SK21091	Hd (2)	44.10	0.74	4.92	24.25	0.57	3.00	22.11	0.30	0.03	18
	2σ	1.65	0.17	1.75	0.30	0.09	0.90	0.66	0.06		5

Примечание. Здесь и далее в скобках приведено количество анализов.

ранее на влк. Безымянный (Давыдова и др., 2018а), а также среди пород высоко-К тренда, описанных в основании Толбачинского массива (Churikova et al., 2015). В нескольких таких ксенолитах присутствуют реликты биотита (обр. SK2109n, VK12/22f, SK2109h в Suppl. 1, ESM\_10.xlsx) являющиеся первично-магматическими, согласно классификации (Nachit et al., 2005). Биотит не встречается в породах вулканов Камень и Безымянный, однако встречается, например, в ксенолитах высоко-К трахиандезибазальтов. На основании этого факта мы предполагаем, что аналогами протолитов данных ксенолитов являются высоко-К породы, известные в виде платобазальтов основания КГВ и также распространенные в постройках Плоских Сопок и влк. Толбачик (Churikova et al., 2013, 2015).

#### Прожилковый парагенезис

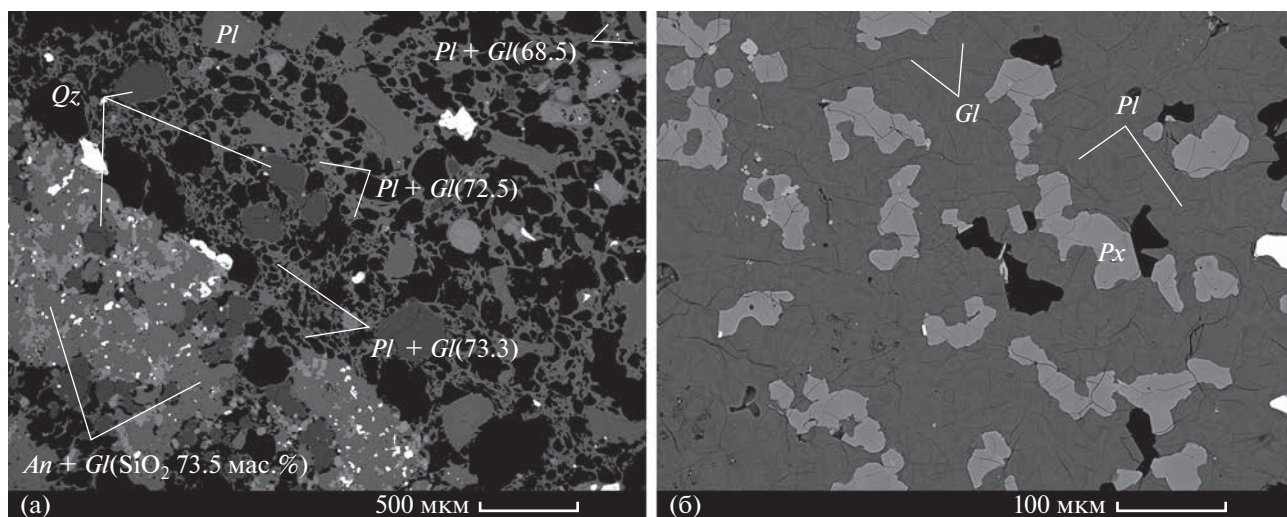
В образцах VK12/12, VK12/16, VK12/22f, SK21091 сохраняются следы полностью или частично перекристаллизованных прожилков мощностью 0.5–1 мм (рис. 3а) и отдельных гнезд, аналогичных по минеральному составу. Перекристаллизованные прожилки содержат следующие пироксены и пироксеноиды: Ca-Ts<sub>0–0.01</sub>Wo<sub>0.7–0.8</sub>En<sub>0.01–0.02</sub>Fs<sub>0.2–0.3</sub> (далее – Fe-Wo, Fe-воластонит), Ca-Ts<sub>0.06–0.16</sub>Wo<sub>0.36–0.44</sub>En<sub>0.02–0.07</sub>Fs<sub>0.42–0.48</sub> (железистый авгит и геденбергит, далее – Hd, геденбергит), Ca-Ts<sub>0.05–0.07</sub>Wo<sub>0.37–0.40</sub>En<sub>0.35–0.41</sub>Fs<sub>0.15–0.18</sub> (магнезиальный авгит и диопсид, далее – диопсид). Составы минералов приведены в табл. 2 и Suppl. 1, ESM\_2.xlsx. Fe-воластонит представлен округлыми включениями

диаметром 200 мкм в геденбергите. Отдельные гнезда диопсида обрастают геденбергитовыми каймами (рис. 3а), часто с плавным возрастанием железистости к краю каймы. На воластонит-геденбергитовые агрегаты нарастает новообразованный клинопироксен и/или ортопироксен, аналогичный по составу пироксену из микрогранобластового парагенезиса данного образца. В образце VK12/22f в подобных перекристаллизованных гнездах также присутствуют единичные зерна апатита и титаниита (Suppl. 1, ESM\_13.xlsx), в обр. SK21091 – только апатит.

В образце VK12/12 в центральных частях прожилка присутствуют единичные округлые включения кварца в геденбергите, диаметром 15 мкм, и медно-железистых сульфидов, диаметром в первые микронны. В обр. SK21091 в крупном зерне пирротина, заключенном в диопсид-геденбергитовом гнезде, также сохраняется включение кварца диаметром 10 мкм.

#### Микрогранобластовый парагенезис

Во всех рассматриваемых ксенолитах присутствуют многочисленные изометричные и субизометричные зерна плагиоклаза, пироксенов, титаномагнетита размером 500 мкм, чаще 100–200 мкм. Они развиваются по вкрапленникам (единичные зерна и их агрегаты) и структурно полностью замещают основную массу исходных пород. В последнем случае возможно два крайних типа структур – микрогранобластовый агрегат с минимальным, вплоть до его отсутствия, количеством интерсти-



**Рис. 4.** BSE-изображения. (а) – обр. VK18/4b, изменение состава стекла и постепенное исчезновение кварца во вмещающем андезибазальте по мере удаления от контакта с ксенолитом; (б) – идиоморфные кристаллы плагиоклаза в стекле, обр. SK2109с.

циального стекла либо отдельные идиоморфные кристаллы, погруженные в стекло (рис. 4б). В пределах одного образца ксенолита могут быть представлены зоны с различными структурами, количество стекла тоже может варьировать, без явной зависимости от расстояния, до края ксенолита. В единичных случаях также меняется минеральный состав: одни минералы могут быть представлены только в краевой части ксенолита, другие – по всей его площади (например, обр. SK09/4d, где плагиоклаз и Ti-магнетит в центральной части сменяются дупироксен-плагиоклаз-магнетитовой каймой).

Кроме того, в некоторых ксенолитах выделяются аналогичные микрогранобластовой ассоциации по набору и составу минералов “пегматоидные” зоны с более крупными (0.5–0.8 мм) ограниченными кристаллами, погруженными в содержащее пузырьки вулканическое стекло.

### Минеральный состав

Микрогранобластовая ассоциация для большинства ксенолитов сложена  $Pl \pm Px - Ap \pm Mag \pm Ilm \pm Gl$  (табл. 1; Suppl. 1, ESM\_1–ESM\_8.xlsx). Составы минералов в вулканических стеклах варьируют в разных образцах, однако в пределах одного образца довольно однородны (табл. 3, 4; Suppl. 1, ESM\_2–ESM\_13.xlsx). Описание всех образцов представлено в Suppl. 2, ESM\_1.pdf. В данном разделе мы приводим обобщенное описание типичных новообразованных минеральных ассоциаций и их распространенность, и, отдельно, более детальное описание двух сильно выбивающихся из общей картины ксенолитов.

Наиболее часто встречается в образцах ассоциация из клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза, магнетита, апатита и интерстициального стекла (обр. SK09/4d, VK12/17, SK2109b, SK2109h, SK2109o). Аналогичный набор минералов, дополненный ильменитом, характерен для ксенолитов (обр. VK12/21a, VK18/4b, SK2107с, SK2109g, SK2109i). Реже встречаются ксенолиты только с ортопироксеном (обр. SK2109l, SK2109j). В ксенолитах (обр. SK09/4b, VK12/12, VK12/16, VK12/23d, SK2109с) микрогранобластовая ассоциация представлена только плагиоклазом, Ti-магнетитом, апатитом (+интерстициальное стекло), в обр. VK12/22f также присутствует ильменит. Наименее распространены минералы микрогранобластового парагенезиса в обр. SK2109p, с многочисленными субмикронными зернами магнетита и апатита.

В большинстве образцов минералы гомогенны, но на контакте с вулканическим стеклом часто образуется субмикронная каемка более натрового (для плагиоклаза) или железистого (для пироксенов) состава. Рудные минералы часто значительно крупнее силикатных (200–300 мкм против десятков мкм) и часто образуют прожилки, в том числе вместе с сульфидами (см. ниже). В обр. SK2109i пироксены и плагиоклаз обладают слабо выраженной зональностью (не более 5 номеров  $An/Mg\#$ ), в образцах SK2109b и SK2109o плагиоклаз характеризуется резкой нормальной зональностью, где ядро содержит на 20–30 мол. %  $An$  больше, чем кайма. В каймах плагиоклаза и в интерстициях между зернами в ксенолите, обр. SK2109b, также встречается фаза  $SiO_2$ , слишком мелкая для количественного анализа, либо стекло с россыпью субмикронного рудного минерала.

**Таблица 3.** Средние составы пироксенов из микрогранобластовой ассоциации, нормированные на 100 мас. %

Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Mg#
SK09/4d	<i>Cpx</i> (2)	51.99	0.4	2.38	10.87	0.36	15.83	17.81	0.35	b.d.l.	72
	2σ	0.07	0.27	0.07	3.19	0.1	5.67	9.08	0.3		1
	<i>Opx</i> (4)	52.89	0.26	2.02	18.32	0.55	24.51	1.38	0.05	0.04	70
	2σ	0.96	0.26	1.2	4.3	0.36	3.15	0.59	0.04	0.05	7
VK12/17	<i>Cpx</i> (1)	52.28	0.23	1.3	10.54	0.27	13.48	21.47	0.42	b.d.l.	70
VK12/21a	<i>Cpx</i> (7)	52.95	0.4	1.43	7.14	0.27	15.7	21.72	0.37	0.03	80
	2σ	0.9	0.37	0.79	0.96	0.15	0.28	0.87	0.08	0.04	2
	<i>Opx</i> (5)	54.74	0.17	0.69	15.47	0.47	27.46	0.98	0.02	0.01	76
	2σ	0.42	0.2	0.32	0.51	0.13	0.44	0.2	0.02	0	1
VK18/4b	<i>Cpx</i> (4)	51.04	0.4	2.63	12	0.62	13.45	19.61	0.22	0.02	67
	2σ	0.36	0.1	0.44	0.74	0.05	0.05	0.77	0.06	0.03	1
	<i>Opx</i> (5)	50.64	0.6	2.33	23.65	1.05	19.98	1.68	0.05	0.03	60
	2σ	1.82	1.5	0.61	0.62	0.07	0.29	0.39	0.07	0.06	1
SK2107c	<i>Cpx</i> (6)	52.16	0.35	1.92	8.96	1.17	14.94	20.11	0.37	0.03	75
	2σ	0.62	0.26	0.71	0.93	0.45	0.39	1.07	0.05	0.05	2
	<i>Opx</i> (4)	53.23	0.14	1.33	17.7	1.67	24.55	1.32	0.06	0.02	71
	2σ	0.76	0.14	0.46	2.14	0.5	1.9	0.14	0.03	0.01	4
SK2109h	<i>Cpx</i> (3)	51.49	0.45	3.21	8.54	0.35	15.03	20.55	0.36	0.02	76
	2σ	0.75	0.43	1.24	1.07	0.06	0.31	0.65	0.07		2
	<i>Opx</i> (8)	53.31	0.13	2.65	15.65	0.56	26.3	1.38	0.06	0.03	75
	2σ	1.49	0.16	2.33	2.91	0.14	2.43	0.91	0.06	0.01	5
SK2109g	<i>Cpx</i> (5)	52.16	0.58	2.53	7.2	0.19	15.7	21.18	0.43	0.03	80
	2σ	1.07	0.27	1.04	0.48	0.06	0.65	0.23	0.18	0.01	2
	<i>Opx</i> (6)	54.47	0.21	1.65	14.11	0.38	28.07	1.06	0.05	0.02	78
	2σ	0.54	0.16	0.83	0.69	0.15	0.5	0.53	0.07	0	1
SK2109i	<i>Cpx</i> (12)	51.22	0.4	2.69	10.62	0.31	13.76	20.68	0.31	0.02	70
	2σ	1.03	0.36	1.27	1.55	0.05	1.34	0.51	0.08	0.02	5
	<i>Opx</i> (2)	52.93	0.15	1.01	21.06	0.59	22.56	1.65	0.04	0.03	66
	2σ	0.07	0.07	0.81	3.61	0.08	3.49	0.79	0.01		7
SK2109k	<i>Cpx</i> (6)	46.58	0.6	4.73	17.65	0.28	6.94	22.78	0.41	0.02	41
		2.03	0.23	1.7	3.51	0.03	2.14	0.49	0.14	0.01	12
SK2109l	<i>Opx</i> (4)	53.56	0.25	1.27	17.11	1.18	25.57	0.98	0.04	0.02	73
	2σ	0.39	0.18	0.82	1.83	0.16	1.36	0.28	0.03	0.01	3
SK2109n	<i>Opx</i> (7)	53.3	0.31	2.16	16.63	0.98	25.95	0.59	0.07	0.04	74
	2σ	1.46	0.28	2.48	2.38	0.59	1.76	0.36	0.07	0.08	4
SK2109o	<i>Cpx</i> (5)	51.44	0.44	2.56	10.03	0.34	14.66	20.14	0.4	0.03	72
	2σ	0.62	0.24	0.82	1.82	0.06	2.48	3.86	0.18		1
	<i>Opx</i> (5)	53.54	0.22	1.93	20.13	0.63	22.34	1.17	0.07	0.02	66
	2σ	6.34	0.1	1.19	3.91	0.02	1.61	0.03	0.06		3

Таблица 4. Средние составы плагиоклаза из микрогранобластовой ассоциации, нормированные на 100 мас. %

Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	An
SK09/4b	Pl (6)	52.74	29.72	0.61	0.07	12.38	4.28	0.20	61
	2σ	0.95	0.61	0.13	0.02	0.77	0.43	0.05	4
SK09/4d	Pl (4)	50.81	31.01	0.64	0.05	13.81	3.51	0.18	68
	2σ	1.40	0.76	0.11	0.05	1.10	0.56	0.10	5
VK12/12	Pl (3)	54.79	27.72	1.28	0.06	11.02	4.90	0.25	55
	2σ	1.20	2.39	1.75	0.02	0.83	0.28	0.04	3
VK12/16	Pl (3)	54.26	28.83	0.50	0.03	11.38	4.71	0.31	56
	2σ	1.42	0.82	0.27	0.04	1.06	0.47	0.13	5
VK12/21a	Pl (5)	53.04	29.48	0.71	0.06	12.10	4.37	0.23	60
	2σ	1.05	0.73	0.14	0.03	0.77	0.48	0.03	4
VK12/22f	Pl (3)	54.80	28.58	0.46	0.06	10.85	4.99	0.25	54
	2σ	3.60	2.22	0.13	0.02	2.64	1.24	0.14	12
VK18/4b	Pl (3)	46.07	34.31	0.81	0.06	17.17	1.55	0.04	86
	2σ	0.34	0.16	0.06	0.01	0.28	0.15	0.01	2
SK2107c	Pl (5)	57.00	26.89	0.63	0.07	9.31	5.66	0.44	46
	2σ	2.87	1.86	0.12	0.08	2.15	1.06	0.24	11
SK2109b	Pl (2) ядро	46.61	33.89	0.56	0.08	17.05	1.76	0.05	84
	2σ	0.44	0.18	0.09	0.03	0.22	0.01	0.03	0
	Pl (3) кайма	54.01	28.78	0.54	0.08	11.47	4.88	0.25	56
	2σ	0.89	0.62	0.04	0.04	0.71	0.38	0.05	4
SK2109c	Pl (4)	55.24	28.10	0.56	0.03	10.41	5.35	0.33	51
	2σ	2.07	1.54	0.13		1.39	0.75	0.10	7
SK2109g	Pl (2)	52.38	29.92	0.63	0.10	12.76	4.07	0.15	63
	2σ	0.48	0.25	0.29	0.07	0.34	0.40	0.07	3
SK2109h	Pl (4)	52.41	29.83	0.72	0.09	12.56	4.10	0.29	62
	2σ	3.35	2.48	0.40	0.08	2.50	1.44	0.22	12
SK2109i	Pl (1)	54.16	28.54	0.94	n.d.	11.38	4.74	0.23	56
SK2109k	Pl (10)	44.82	34.84	0.82	0.05	18.48	0.98	0.03	91
	2σ	2.48	1.83	0.50	0.13	1.79	0.93	0.04	9
SK2109l	Pl (5)	58.58	25.95	0.48	0.06	8.18	6.39	0.36	41
	2σ	2.33	1.61	0.10	0.06	1.55	0.77	0.09	8
SK2109n	Pl (4)	57.16	26.88	0.56	0.07	8.94	6.06	0.34	44
	2σ	0.87	0.53	0.05	0.05	0.49	0.11	0.08	2
SK2109o	Pl (3) ядро	49.03	32.14	0.64	0.07	15.21	2.83	0.09	74
	2σ	0.57	0.47	0.09	0.01	0.52	0.24	0.04	2
	Pl (3) кайма	54.51	28.32	0.60	0.08	11.07	5.19	0.27	53
	2σ	0.59	0.29	0.20		0.38	0.21	0.05	2
SK2109p	Pl (6)	54.90	28.24	0.62	0.07	10.76	5.11	0.30	53
	2σ	2.97	2.03	0.16	0.04	2.18	1.18	0.16	11

**Таблица 5.** Представительные составы реликтов магматических и гидротермальных сульфидов, ат. %

Номер образца	O	S	Fe	Ni	Co	Cu	Вмещающая фаза
SK09/4b	1.01	49.49	24.75	0.21	0.09	23.94	Магм, <i>Px</i>
	1.17	43.22	6.58	0.01	0.07	48.03	Магм, <i>Px</i>
VK12/17	3.93	47.03	32.22	0.04	n.d	16	Магм, <i>Amp</i> (реакц. кайма)
	4.51	46.89	18.25	0.05	n.d	29.01	Магм, <i>Amp</i> (реакц. кайма)
	3.26	46.54	26.17	0.12	n.d	23.13	Магм, <i>Amp</i> (реакц. кайма)
	3.23	47.4	33.81	0.14	n.d	14.95	Магм, <i>Mag</i>
	4.05	47.76	29.4	0.03	n.d	17.79	Магм, <i>Pl</i>
	2.62	49.6	46.73	0.19	n.d	0.25	Магм, <i>Amp</i>
SK2109b	1.26	49.42	25.24	b.d.l.	b.d.l.	23.79	Магм, <i>Px</i>
SK2109k	b.d.l.	39.15	2.88	b.d.l.	n.d	57.58	Магм, <i>Cpx</i>
VK12/12	6.16	45.56	30.21	0.12	0.23	15.79	Fe- <i>Wo</i> - <i>Hd</i> прожилок
VK12/22f	0.32	52.65	45.91	b.d.l.	0.19	0.07	Fe- <i>Wo</i> - <i>Hd</i> прожилок
SK2109l	1.14	50.23	45.04	0.07	0.28	2.2	Fe- <i>Wo</i> - <i>Hd</i> прожилок

Ассоциация (*Cpx-Orx-Pl-Mag-Ilm*) фиксируется в обр. VK18/4b, в дополнение к которой присутствует кварц (рис. 4а). Плагноклаз практически анортитового состава  $An_{85-87}$  (табл. 4) образует мелкие гомогенные зерна. Пироксены из микрогранобластового парагенезиса обладают округлыми очертаниями, по составу аналогичны вышеописанным. Кварц формирует округлые зерна диаметром до 0.5 мм, часто в сростании с пироксенами и плагноклазом или в непосредственном контакте со стеклом. Большая часть крупных зерен приурочена к каналам из пор. Отдельные зерна содержат включения клинопироксена, магнетита и сульфидов.

Образец SK2109k (*Grt-Cpx-Pl-Tin-Mag-Anh*) не содержит микроскопически заметных следов гидротермальных преобразований, однако состав новообразованного клинопироксена приближается к составу клинопироксена из прожилкового парагенезиса (табл. 3, рис. 3д). В клинопироксене встречаются единичные включения граната гроссуляр-андрадитового ряда (Suppl. 1, ESM\_12.xlsx). Плагноклаз анортитового состава обычно гомогенен, в отдельных случаях встречаются ядра состава  $An_{91-92}$  с тонкими каймами и заливами  $\sim An_{81-87}$ . В качестве акцессорного минерала в одной части образца присутствует титанит, в другой – магнетит. Стекло редко присутствует в интерстициях, большая часть образца его не содержит. В отдельных порах присутствует ангидрит в виде идиоморфных вытянутых кристаллов длиной до 1 мм.

#### Сульфиды и сульфаты

Сульфиды присутствуют и распределены в ксенолитах неравномерно – от полного их отсутствия до многочисленных прожилок (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx), также различается их происхождение и состав. Происхождение сульфидов определено по вмещающим фазам: сульфиды из реликтов вкрапленников мы считаем магматическими, из прожилковых ассоциаций – гидротермальными, все остальные – новообразованными.

Большинство сульфидных фаз представлено сульфидами Fe и Cu, остальные элементы (Ni, Co) содержатся в минимальных количествах (от значений ниже порога обнаружения до долей процента), поэтому их содержание мы не приводим. Практически все сульфидные фазы, вне зависимости от предполагаемого происхождения, представлены округлыми глобулами либо ксеноморфны, идиоморфные кристаллы встречены только в одном обр. VK12/21a.

Магматические сульфиды зафиксированы в образцах SK09/4b, VK12/17, SK2109b, SK2109k, где они представлены включениями закаленного сульфидного расплава в реликтах магматических минералов. Представительные составы магматических сульфидов приведены в табл. 5. В пироксенах, плагноклазе и магнетите они представлены единичными округлыми включениями, по составу отвечающими ISS (промежуточному твердому раствору). В центральных частях амфиболов сульфидные включения представлены MSS (моносulfидный твердый раствор), в *2Px-Pl-Ti-Mag* каймах по амфиболу – ISS.

В образцах SK09/4b и SK2109b в реликтах клинопироксена фиксируются единичные включения диаметром до 50 мкм, сильно окисленные и частично замещенные агрегатом из оксидов/гидроксидов железа. В обр. SK2109b сульфиды гетерофазные (25 и 50 ат. % Cu), в обр. SK2109b гомогенные (25 ат. % Cu). В плагиоклазе с текстурами типа отпечатка пальца сульфиды встречаются несколько чаще (3–5 обособлений на реликт диаметром в несколько сотен мкм). Здесь они представлены округлыми глобулами диаметром в первые микроны, приуроченными к зонам с вулканическим стеклом. По составу они приблизительно отвечают ISS; их размер мал для количественного анализа.

В образце VK12/17 единичное включение в ядре амфибола диаметром 30 мкм, тесно ассоциирующее с магнетитом, по составу соответствует MSS, тогда как все остальные сульфидные образования (включения диаметром 10–15 мкм в плагиоклазе, магнетите, *2Px-Pl-Ti-Mag* каймах по амфиболу) характеризуются составами, близкими к ISS. Все сульфиды в данном образце содержат кислород, от 2.5 ат. % в MSS до 7 ат. % в ISS из реакционных кайм.

В образце SK2109k имеется единичное гомогенное включение сульфида во вкрапленнике клинопироксена диаметром 20 мкм (60 ат. % Cu).

*Гидротермальные*, сохраняющиеся в *Fe-Wo-Hd* прожилках, сульфиды представлены округлыми выделениями диаметром от первых мкм до 10 мкм в образцах VK12/12, VK12/22f (MSS и ISS, представительные составы приведены в табл. 5, однако чаще всего они слишком маленькие для количественного анализа) до 150 мкм в обр. SK2109l. Гидротермальные сульфиды из обр. SK2109l по составу соответствуют MSS с 2 ат. % Cu, по краям замещаются оксидами/гидроксидами железа, а также содержат включения кварца.

*Новообразованные сульфиды и сульфаты* зафиксированы в образцах SK09/4b, VK12/12, VK12/16, VK12/21a, VK12/22f, VK18/4b, SK2109c, SK2109i, SK2109l, SK2109n. Средние составы сульфидных фаз приведены в табл. 6, более подробно – в Suppl. 1, ESM\_9.xlsx.

В образцах SK2109l, SK2109n новообразованные сульфиды представлены в многочисленных Ti-магнетит-сульфидных ( $\pm$ апатит) прожилках мощностью 200–300 мкм, сростках аналогичного состава, реже в виде отдельных зерен диаметром до 100 мкм или включений в магнетите. По составу они отвечают MSS (0.8–1.2 ат. % Cu).

Титаномагнетит-сульфидные прожилки мощностью до 100 мкм также распространены в обр. VK18/4b. Кроме прожилков, сульфиды представлены в виде отдельных ксеноморфных зерен диаметром до 200 мкм, в тесном сростании с минералами микрогранобластового парагенезиса (вплоть до формирования пойкилитовых структур) и отдель-

ных округлых включений в кварце диаметром до 10 мкм. На контакте ксенолита с вмещающим андезибазальтом сульфидные зерна частично окислены и замещены оксидами/гидроксидами железа. Состав сульфидной фазы выдержан в пределах образца, отвечает MSS (0.3 ат. % Cu).

Относительно крупные (100–200 мкм) зерна подобного состава (MSS, 0.4 ат. % Cu) широко распространены в ксенолитах (обр. VK12/12, VK12/16, VK12/22f). В обр. VK12/16 они ксеноморфны и тесно срastaются с Ti-магнетитом; в обр. VK12/12 часть зерен субидиоморфна, нет их явной ассоциации с Ti-магнетитом, сульфидная фаза часто замещена агрегатом из субмикронных оксидов/гидроксидов железа и сульфатов; подобная для обр. VK12/12 картина также наблюдается в обр. VK12/22f, но в отдельных случаях в разрушенных сульфидах из сульфид-титаномагнетит-ильменитовых сростков здесь также сохраняются реликты сульфидной фазы, по составу отвечающей ISS (20 ат. % Cu).

В обр. SK09/4b по MSS из титаномагнетит-сульфидных сростков, ассоциирующих с пироксен-плагиоклазовым парагенезисом, развиваются сульфиды меди, а по контакту зерен магнетита из данных сростков и пор образуются тонкие каймы фазы, содержащей, в ат. %: Cu ~ 30, O ~ 50, Cl ~ 13.

В обр. SK2109i сульфиды разнообразны. Здесь также присутствуют многочисленные крупные (до 500–700 мкм мощностью/диаметром) титаномагнетит-сульфидные прожилки и сростки, ассоциирующие с пироксен-плагиоклазовым парагенезисом, но, в отличие от других образцов, в этих сульфидах (MSS, <1 ат. % Cu) присутствуют жилки и округлые обособления сульфидной фазы, по составу отвечающей ISS (15–18 ат. % Cu, рис. 5г). В виде включений в пироксенах присутствуют округлые обособления (ISS) со следами распада твердого раствора (10 и 15 ат. % Cu, соответственно). Также в породе присутствуют отдельные сульфидные глобулы (все по составу отвечают ISS, но разные глобулы характеризуются разной величиной Fe/Cu) в стекле, диаметром ~100 мкм. Часть из них (мелкие, до 10 мкм) гомогенны по химическому составу (14 ат. % Cu, <1 ат. % O). Такие глобулы на контакте с порами окружены тонкой сульфатной корочкой. Мелкие капли в стекле и пироксенах содержат 10 ат. % Cu и 20 ат. % O. Часть из них (15–25 ат. % Cu) пористые, неоднородные, богатые кислородом (5–10 ат. %) и обрастающие поздними богатыми O фазами (40 ат. %). Другие глобулы (20 ат. % Cu) содержат тонкие выделения более медистой фазы (38 ат. % Cu) и еще более медистые субмикронные прожилки поверх обеих фаз. В целом для ксенолита, обр. SK2109i, характерно неравномерное распределение меди в сульфидах. Ее концентрация увеличивается в крайних частях ксенолита, в сульфидах на контакте с

**Таблица 6.** Средние составы новообразованных сульфидных фаз, ат. %

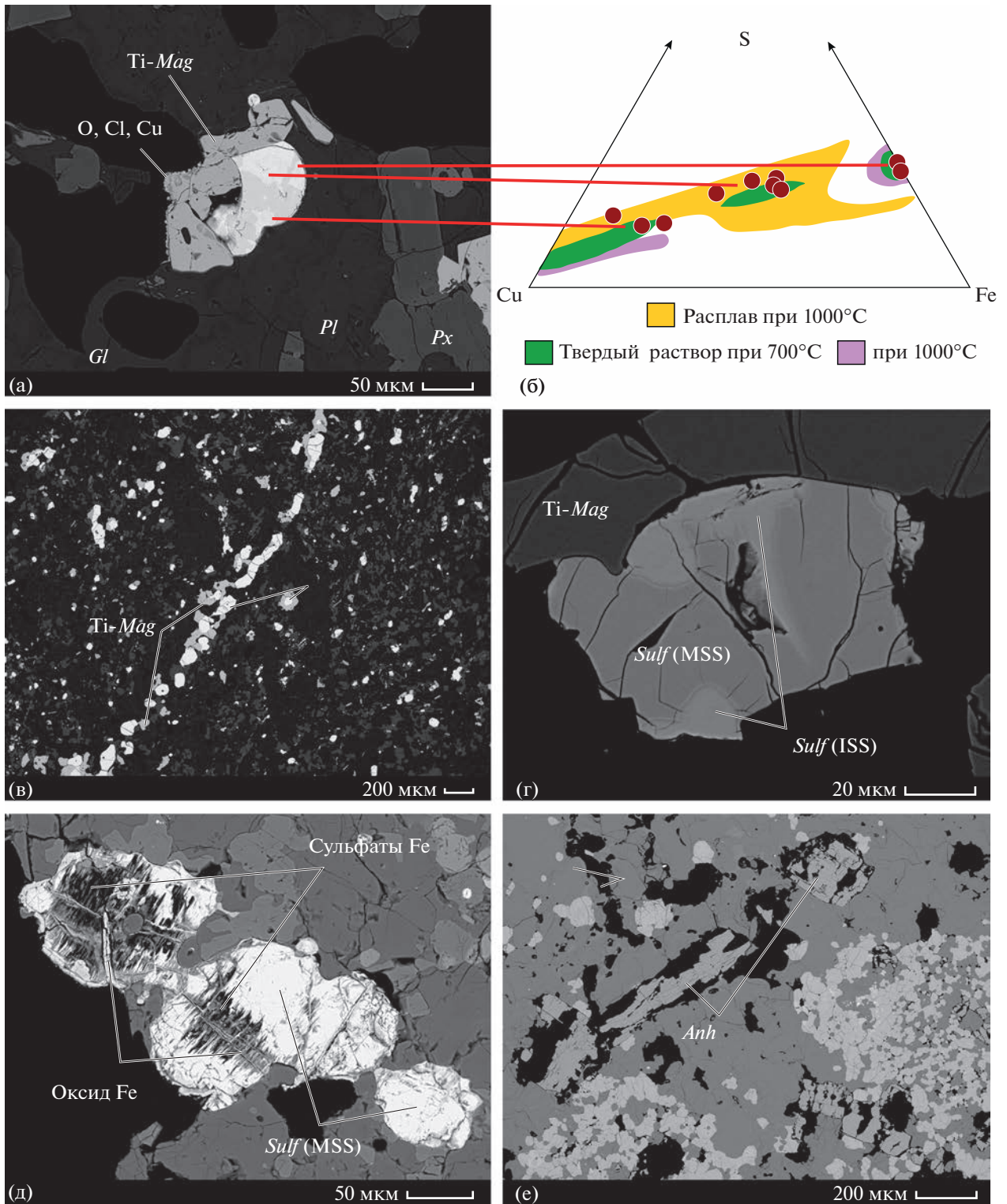
Номер образца	Минерал	O	S	Fe	Ni	Co	Cu
SK09/4b	MSS (2)	0.26	52.10	46.08	0.40	0.28	0.26
	2 $\sigma$	0.37	2.23	1.99	0.54	0.18	0.40
	ISS (6)	3.55	44.83	21.61	0.36	0.18	28.73
	2 $\sigma$	5.16	7.71	14.61	0.77	0.28	21.57
VK12/12	MSS (2)	1.01	52.46	45.58	0.11	0.24	0.06
	2 $\sigma$	1.24	0.51	0.88	0.01	0.01	
VK12/16	MSS (2)	0.76	52.62	45.56	0.05	0.25	0.19
	2 $\sigma$	0.66	1.13	0.27	0.03	0.07	0.30
VK12/21a	MSS (1)	0.84	51.08	43.14	4.03	0.34	0.29
	<i>Pn</i> (3)	2.00	46.14	21.34	27.10	0.65	2.27
	2 $\sigma$	0.36	0.29	0.93	3.58	0.06	2.42
	ISS (11)	2.15	43.09	15.36	0.22	0.06	38.51
	2 $\sigma$	0.98	6.77	14.05	0.52	0.08	20.34
VK12/22f	MSS (2)	0.08	53.19	45.84	0.02	0.18	0.34
	2 $\sigma$		0.57	0.40	0.01	0.06	0.08
VK18/4b	MSS (6)	0.69	52.16	45.99	0.05	0.23	0.26
	2 $\sigma$	0.60	1.29	1.53	0.04	0.05	0.15
SK2109c	<i>Ccp</i> (4)	5.46	45.25	22.84	0.67	0.10	25.49
	2 $\sigma$	7.34	8.65	2.67	0.45		4.16
	<i>Sulf</i> (4)	5.08	37.56	7.69	b.d.l.	b.d.l.	49.11
	2 $\sigma$	7.37	2.90	6.95			12.72
SK2109i	MSS (9)	0.40	51.91	46.24	0.40	b.d.l.	0.61
	2 $\sigma$	0.30	0.67	0.71	0.49		0.49
	ISS (17)	6.30	44.58	29.47	0.25	n.d.	18.69
	2 $\sigma$	9.05	9.45	13.36	0.38		15.42
SK2109l	MSS (2)	0.60	51.35	46.18	0.07	0.23	1.22
	2 $\sigma$	0.06	0.20	0.11	0.01	0.03	0.14
SK2109n	MSS (2)	1.32	50.70	46.48	0.05	0.26	0.88
	2 $\sigma$	0.54	0.80	0.03	0.00	0.10	0.31

поровым пространством и в отдельных прожилках (рис. 6).

В образце VK12/21a сульфиды присутствуют в виде гомогенных глобул диаметром до десятка микрон в стекле (ISS, 40–45 ат. % Cu), неоднородных глобул диаметром 50–80 мкм в стекле и округлых включений в пироксенах и плагиоклазе аналогичного размера. Часть из них содержит идиоморфные кристаллы пентландита (до 30 ат. % Ni). Для относительно крупных (более 10 мкм) зерен, имеющих контакт со стеклом, характерно наличие тонких, более медистых прожилков и

кайм (на 5–15 ат. % Cu) и реже признаки окисления сульфидной фазы. В целом состав таких зерен колеблется в диапазоне 20–45 ат. % Cu.

Для образца SK2109c характерны включения сульфидов диаметром в первые десятки микрон в породообразующих минералах и единичные практически полностью замещенные оксидами/гидроксидами железа мелкие сульфидные глобулы в стекле. Включения в минералах неоднородны, для них типично разделение на несколько фаз: относительно гомогенный халькопирит (24.5 ат. % Cu) и агрегат из нескольких более высоко-Cu фаз (47



**Рис. 5.** Сульфиды и сульфаты в пирометаморфизованных ксенолитах, BSE-изображения. (а) обр. SK09/4b, неоднородная сульфидная глобула на контакте с магнетитом и состав слагающих ее фаз (б); (в) сульфид-магнетитовый прожилок, обр. SK2109i; (г) неоднородное сульфидное обособление в сростании с магнетитом, обр. SK2109i; (д) замещение сульфида сульфатами и гидроксидами железа, обр. VK12/12; (е) ангидрит, обр. SK2109k.



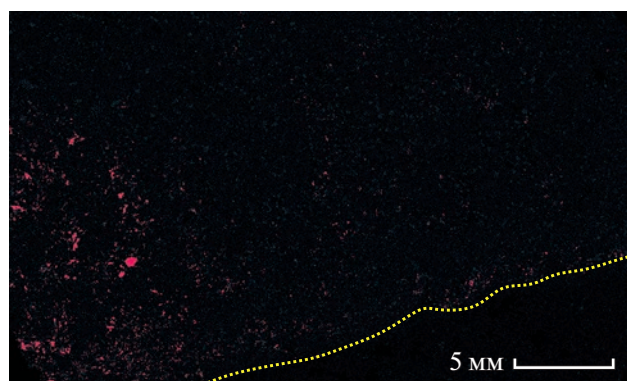


Рис. 6. Карта распределения меди в обр. SK2109i. Желтая точечная линия маркирует границу ксенолита (сверху) и вмещающего андезибазальта.

и 55 ат. % Cu, например). Все фазы содержат кислород: 2 ат. % в случае включений в пироксенах и 10 ат. % – в магнетите со следами распада твердого раствора.

Сульфаты (ангидрит,  $\text{CaSO}_4$ , рис. 5е) в виде отдельных кристаллов длиной 0.5–1 мм в поровом пространстве представлены в обр. SK2109k. В образцах VK12/12, VK12/22f по сульфидам железа вместе с оксидами Fe формируются агрегаты суб-

микронных сульфатных образований железа (рис. 5д).

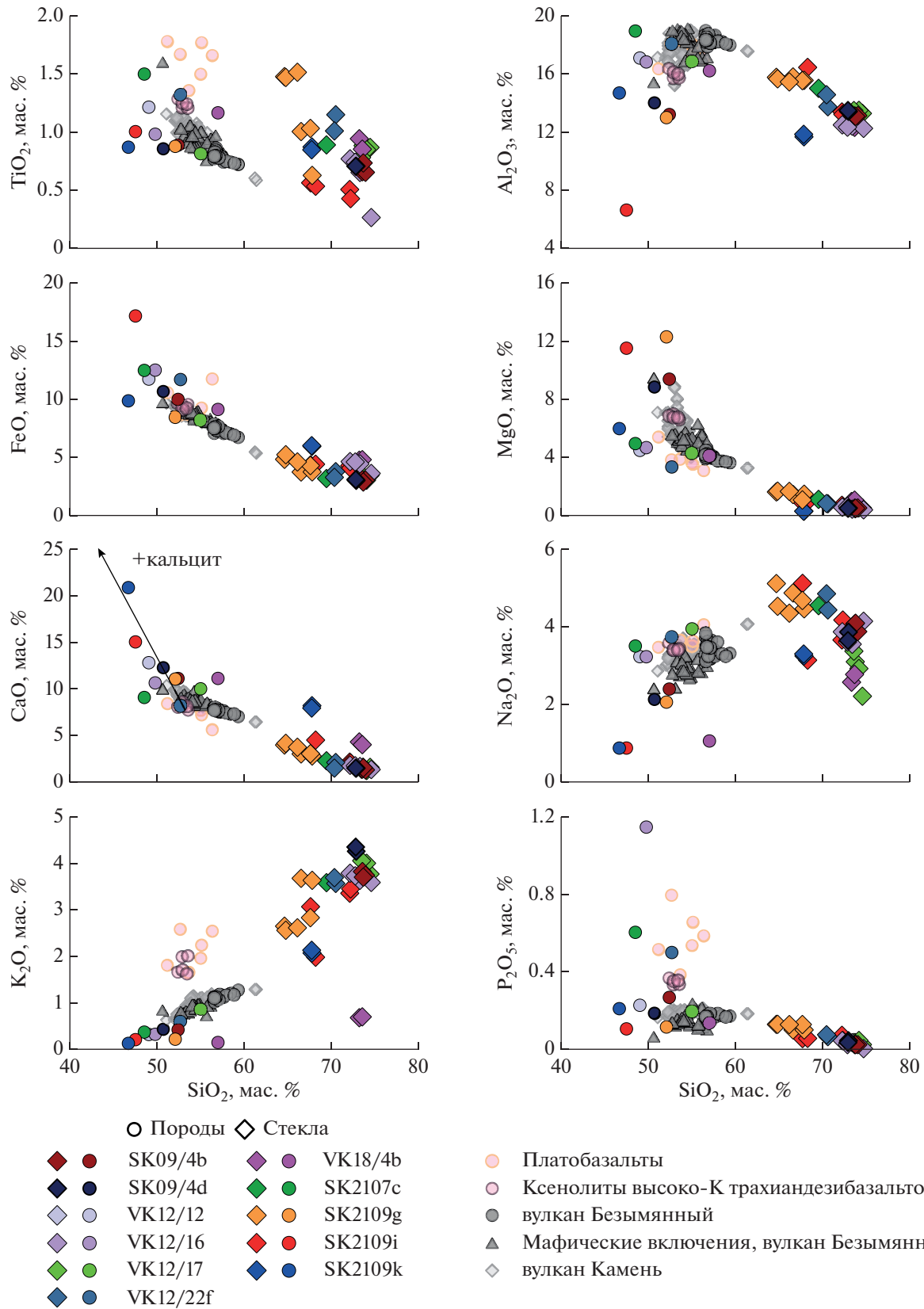
### Петрохимия

Исходя из геолого-географического расположения влк. Безымянный и общих петрографических наблюдений, более подробно обсуждаемых в разделе “Типы протолитов вулканических пород”, мы рассматриваем составы ксенолитов (рис. 7, 8, табл. 7) в сравнении с эруптивными продуктами вулканов Камень, Безымянный, платобазальтами основания КГВ и описанными ранее неизменными ксенолитами высоко-К трахиандезибазальтов из литературных источников.

Важно помнить, что частичное плавление основных пород приводит к формированию расплава, который, при достижении некоторого критического количества (7%, Palin et al., 2016) эффективно удаляется из метаморфизируемого субстрата – в крупных метаморфических толщах это приводит к формированию лейкосом и обедненных кремнием и щелочными элементами меланосом. При частичном плавлении ксенолитов выжимки кислоты расплава эффективно перемешиваются с окружающей, более основной магмой, а мы лишь наблюдаем последствия – уменьшение содержания кремнезема и щелочей в ксенолитах относительно их протолитов (Grapes, 2011; Palin et al., 2016). В условиях приповерхностного очага и подво-

Таблица 7. Валовый состав отдельных образцов пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов

Компоненты	VK12/12	VK12/16	VK12/17	VK12/22f	SK09/4b	SK09/4d	VK18/4b	SK2107c	SK2109g	SK2109i	SK2109k
SiO <sub>2</sub>	49.03	49.77	55.00	52.68	52.40	50.70	56.99	48.51	52.07	47.49	46.68
TiO <sub>2</sub>	1.20	0.97	0.80	1.31	0.87	0.84	1.15	1.48	0.86	0.99	0.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.96	16.69	16.72	17.92	13.08	13.88	16.08	18.81	12.87	6.52	14.56
FeO	11.65	12.42	8.12	11.61	9.91	10.58	9.04	12.39	8.37	17.07	9.78
MnO	0.18	0.24	0.13	0.19	0.25	0.23	0.23	0.38	0.19	0.29	0.16
MgO	4.43	4.61	4.25	3.29	9.32	8.77	4.06	4.89	12.22	11.44	5.92
CaO	12.80	10.64	10.00	8.18	11.11	12.27	11.12	9.07	11.05	15.03	20.86
Na <sub>2</sub> O	3.23	3.23	3.94	3.74	2.39	2.13	1.06	3.50	2.06	0.88	0.88
K <sub>2</sub> O	0.30	0.31	0.85	0.59	0.41	0.42	0.13	0.36	0.20	0.19	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	1.14	0.19	0.50	0.26	0.18	0.13	0.60	0.11	0.10	0.21
S	0.20	0.89	0.01	2.41	0.05	<0.01	0.36	0.02	<0.01	0.02	1.31
XRF, ppm											
V	379	283	168	161	254	245	275	200	207	672	273
Cr	34	17	81	21	229	264	29	27	694	54	173
Co	27	40	36	24	33	36	26	25	45	66	33
Ni	16	22	22	14	51	61	12	10	213	76	48
Cu	202	628	84	1534	130	55	50	15	41	120	201
Zn	111	124	87	115	100	91	109	163	98	103	78
Rb	10	9	17	15	12	12	8	9	7	9	8
Sr	121	513	355	666	222	281	341	605	247	112	125
Y	22	42	21	45	22	20	21	60	20	10	18
Zr	64	70	82	126	49	50	86	149	70	30	54
Ba	134	532	382	822	201	219	20	382	155	124	74



**Рис. 7.** Валовый состав и состав стекол пирометаморфизованных ксенолитов. Здесь и на рис. 9 составы свежих вулканических пород приведены согласно работам (Churikova et al., 2001, 2013; Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2022).

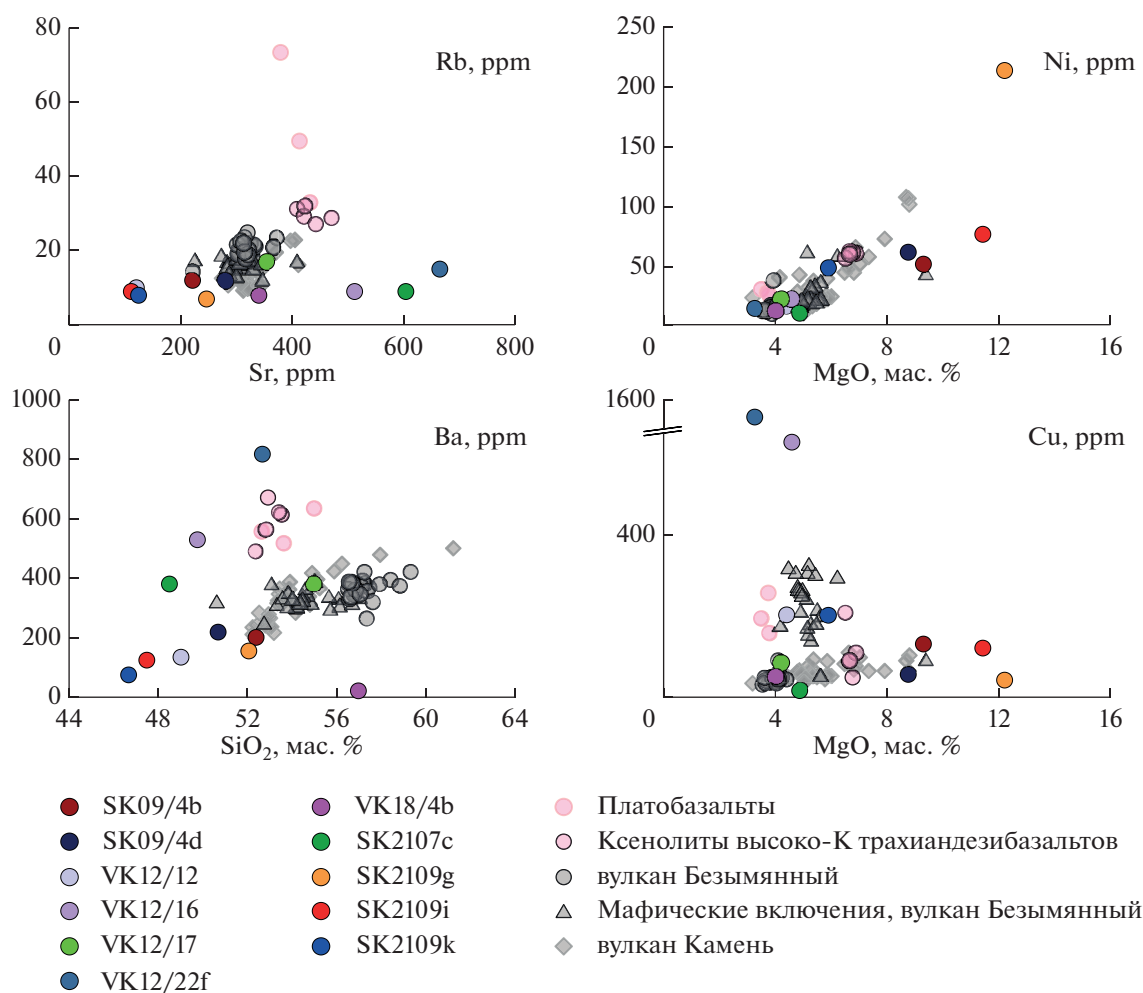


Рис. 8. Содержание микроэлементов в пирометаморфизованных ксенолитах.

дящего канала влк. Безымянный калий, в отличие от натрия, характеризуется некогерентным поведением (Shcherbakov et al., 2011; Давыдова и др., 2017а; Davydova et al., 2022) и при плавлении/перекристаллизации богатых им фаз (например, калиевого полевого шпата или биотита, встречающихся в ксенолитах высоко-К трахиандезибазальтов, Давыдова и др., 2018а) будет перераспределяться в расплав. Таким образом, калий будет максимально эффективно удалиться из рассматриваемых ксенолитов, поэтому опираться на его содержание при выявлении протолита некорректно.

Состав обр. VK12/17 с небольшим количеством минералов из микрогранобластовой ассоциации аналогичен ранее описанным мафическим включениям влк. Безымянный и андезибазальтам влк. Камень. Слабо перекристаллизованные ксенолиты (обр. SK09/4b, SK09/4d) по химическому составу отвечают наиболее основным составам пород рассматриваемого разреза как по содержанию макро-, так и микроэлементов (51–52 мас. % SiO<sub>2</sub>, 9 мас. % MgO). Состав ксенолита, обр. VK12/22f, в целом ложится в поле составов платобазальтов

основания КГВ практически на всех диаграммах, кроме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (0.6 мас. % vs > 1.5 мас. %), SiO<sub>2</sub>–Rb (10 ppm vs > 25 ppm).

Обр. SK2109k, из платобазальтов основания КГВ, с нетипичным *Grt-Hd-An* составом микрогранобластовой ассоциации, по содержанию MgO, FeO соответствует составам ксенолитов высоко-К трахиандезибазальтов, но значительно обогащен кальцием (> 20 мас. % CaO) и обеднен щелочными элементами (K, Na, Rb).

Остальные изученные образцы демонстрируют широкие вариации валового химического состава. Единственная общая закономерность – все они смещены относительно составов свежих вулканических пород района в низко-К область (0.1–0.4 мас. % K<sub>2</sub>O) и практически все (за исключением кварцсодержащего обр. VK18/4b) – в низко-Si (45–53 мас. % SiO<sub>2</sub>).

Кварцсодержащий обр. VK18/4b по содержанию MgO и SiO<sub>2</sub> отвечает современным вулканитам влк. Безымянный, но сильно обеднен относительно них щелочными элементами и обогащен CaO. Ме-

нее ярко выражено обеднение  $Al_2O_3$  и обогащение  $TiO_2$  и  $FeO$ .

Образцы с микрогранобластовым и прожилковым парагенезисами (обр. VK12/12, VK12/16) незначительно обогащены  $CaO$  и  $FeO$  относительно вулканогенных пород района, схожие закономерности типичны для обр. SK2109с.

Содержание меди в ксенолитах коррелирует с содержанием сульфидной минерализации: 15–85 ppm в ксенолитах без новообразованных сульфидов, 120–1500 ppm в образцах с сульфидной минерализацией. Исключение составляет обр. SK2109к, практически не содержащий сульфидов (единичные магматические сульфиды в реликтах вкрапленников), с крупными кристаллами ангидрита в порах – в нем содержится порядка 200 ppm Cu.

Содержание серы (от значений ниже порога ее обнаружения, 0.01 мас. %) до 2.5 мас. % также коррелирует с наличием или отсутствием новообразованных сульфидов и сульфатов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Температура кристаллизации микрогранобластового парагенезиса

В этом разделе приведем данные о параметрах формирования новообразованных минералов; условия кристаллизации пород-протолитов рассматривались ранее: для вулканических пород влк. Безымянный и влк. Пра-Безымянный в (Shcherbakov et al., 2011; Turner et al., 2013; Almeev et al., 2013; Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2022), для ксенолитов платобазальтов в (Давыдова и др., 2018a).

**Ильменит-магнетитовый геотермометр и оксифугометр.** Ильменит и магнетит присутствуют в части ксенолитов в виде сростков – расчет температуры их кристаллизации с помощью программы ILMAT (Lepage, 2003; Anderson, Lindsley, 1985) показывает значения в узком диапазоне 930–950°C (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx). Для ксенолитов, где рудные минералы несут следы распада твердого раствора, расчетная температура, определенная для пар ильменит–магнетит, систематически ниже 810–880°C. Фугитивность кислорода колеблется в пределах  $NNO-NNO+0.7$ .

**Двупироксеновый геотермометр.** Наличие стекла, как свидетельство существования расплава, в большей части образцов делает корректным использование геотермометров, откалиброванных для вулканических систем. Оценка температуры с помощью уравнения 36 из (Putirka, 2008) проводилась при 1 кбар, что приблизительно отвечает глубине приповерхностного очага влк. Безымянный, согласно, например (Koulakov et al., 2021; Davydova et al., 2022). При повышении давления до 3 кбар расчетная температура изменяется максимум на 10°C. Прошедшие тест на равновесие  $(K_D(Fe-Mg)_{Cpx-Opx} = (X_{Fe}^{Cpx} / X_{Mg}^{Cpx}) / (X_{Fe}^{Opx} / X_{Mg}^{Opx})) =$

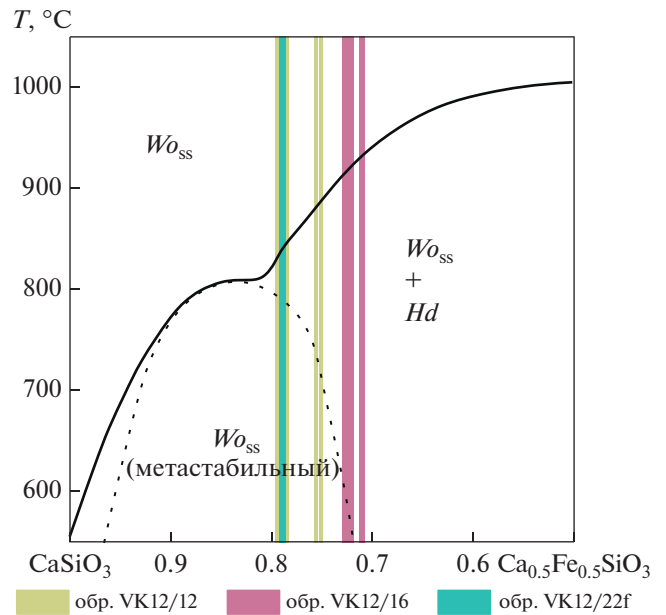


Рис. 9. Положение составов Fe-воластонита из пирометаморфизованных ксенолитов на диаграмме состав–температура для ряда воластонит–геденбергит. Поля приведены согласно (Rustein, 1971).

$= 1.09 \pm 0.14$ , Putirka et al., 2008) пары зафиксированы всего в нескольких образцах: 960°C (VK12/16); 950–960°C (SK2109g) и 990°C (SK2109h). При этом во всех этих образцах пары ильменит–магнетит отсутствовали.

**Гранат-клинопироксеновый термометр** (Nakamiga, 2009) применяли только к обр. SK2109к (единственному, содержащему включения граната в клинопироксене), полученная оценка последнего равновесия пары гранат–клинопироксен соответствует 850°C.

**Аномально железистый воластонит** (16.5 мас. %  $FeO$ ), сохраняющийся в  $Fe-Wo-Hd$  прожилках, также может быть использован для минимальной оценки температуры. Согласно данным по исследованию фазовых равновесий в системе  $CaSiO_3-CaFeSi_2O_6$  (рис. 9; Rutstein, 1971; Shimazaki, Yamanaka, 1973; Ganino et al., 2019; Seryotkin et al., 2012), кристаллизация Fe-воластонита происходила при температуре не ниже 920°C в ксенолите, обр. VK12/16, и 800–850°C в образцах VK12/12 и VK12/22f (рис. 9).

В целом наличие стекла (расплава) в большинстве перекристаллизованных образцов (рис. 4а, 4б) и данные геотермометрии однозначно свидетельствуют о том, что максимальная достигаемая в ксенолитах температура стремится к температуре окружающей магмы, что маркирует переход от роговиковой фации к пирометаморфической (Grapes, 2011). Поэтому здесь и далее мы используем термин “пирометаморфизованные ксенолиты” для обозначения ксенолитов с микрогранобластовыми минеральными агрегатами и стеклом, чтобы под-

черкнуть разницу между ними и неизменными ксенолитами вулканических пород, ранее нами описанными на влк. Безымянный (Давыдова и др., 2018).

#### *Влияние магмы на захваченные ксенолиты*

В ходе экспериментальных работ по плавлению основных пород нормальной щелочности и амфиболитов (например, Beard, Lofgren, 1991; Melekhova et al., 2022) было показано, что при содержании воды ниже насыщения расплава при 1–6.9 кбар формируется *Px-Pl-Mag* рстит и расплав, аналогичный расплавам исходных вулканических пород. При плавлении под  $P_{H_2O}$  формируется нетипичный для исходных пород – высоко-Al, низко-Fe – расплав, состав минералов также меняется, например состав плагиоклаза смещается в сторону чистого анортита.

Новообразованные минералы из большинства ксенолитов без прожилковых парагенезисов имеют схожие составы как между собой, так и в сравнении с минералами современных андезибазальтов (см. рис. 2д). На основании оценок геотермометрии, петрографических признаков и экспериментальных данных (Beard, Lofgren, 1991) мы считаем, что они формируются в результате пирометаморфизма – термального метаморфизма при магматических температурах (980°C) и  $P_{H_2O} < P_{общ}$ . Подобные условия полностью соответствуют условиям, ранее определенным для приповерхностного очага влк. Безымянный (Shcherbakov et al., 2011; Davydova et al., 2022).

Отдельные ксенолиты (обр. VK18/4b, SK2109b) резко отличаются по составу плагиоклаза ( $An_{90}$  вместо типичных  $An_{40-80}$ ); подобные отличия могут возникать за счет перекристаллизации в водонасыщенных условиях, формирующихся в верхней части приповерхностного очага вулкана в период между извержениями (Davydova et al., 2022) или за счет проработки гидротермальным флюидом. Воздействие высоко-Si флюида на породы, расположенные в верхней части приповерхностного очага или в магматическом канале, также объясняет формирование кварца в обр. VK18/4b. Возникновение кварца вместо встречающихся в отдельных малоглубинных (5–15 МПа) породах влк. Безымянный кристобалита и тридимита (Davydova et al., 2022; Martel et al., 2021), вероятно, обусловлено более глубинными условиями, которых отвечают полю стабильности кварца (>25 МПа, Martel et al., 2021).

#### *Строение верхней части земной коры под вулканом Безымянный*

Смена характера магматизма в центральной части современной Ключевской группы – от масштабных излияний высоко-К магм, сформировавших вулканическое плато в основании КГВ, к формированию отдельных стратовулканов с уме-

ренно-К составами магм неоднократно отмечена в литературе (например, Иванов и др., 2001; Churikova et al., 2013, 2015). Характер эруптивной деятельности и состав магмы отражаются в петрографических чертах пород, в том числе в их структурах, зачастую частично сохраняющихся при частичной перекристаллизации, и составах минералов. На основании петрографических признаков мы выделяем две группы протолитов ксенолитов: соответствующие платобазальтам основания Ключевской группы вулканов и соответствующие дацитам, андезитам и андезибазальтам вулканов Камень и Безымянный (рассматривается вместе с влк. Пра-Безымянный). Таким образом, ксенолиты вулканогенных пород захватываются в ходе пересечения магматической системой следующих комплексов (рис. 10): платобазальты (трахибазальты и трахиандезибазальты, с высоко-К спецификой), которые перекрываются склоном влк. Камень (умеренно-К базальты и андезибазальты) и, собственно, постройкой вулканов Безымянный и Пра-Безымянный (0–1.5 км ниже вершины, умеренно-К дациты-андезибазальты).

При метаморфизме основных пород в низкобарных условиях (первые кбар) формируются сходные роговиковые гранобластовые структуры и ограниченный набор минералов – пироксены, плагиоклаз, оливин, шпинелиды (Graves, 2011), что затрудняет выявление глубины захвата ксенолитов магмой. Состав минералов микрогранобластового парагенезиса для ксенолитов без следов допирометаморфических гидротермальных изменений попадает в узкие рамки, соответствующие составам магматических минералов (рис. 2д), что косвенно свидетельствует о близких условиях перекристаллизации и позволяет нам предполагать, что большинство ксенолитов захвачено и пирометаморфизовано в условиях приповерхностного очага влк. Безымянный – около 1 кбар (Shcherbakov et al., 2011; Давыдова и др., 2017; Koulakov et al., 2017, 2021; Green et al., 2020; Davydova et al., 2022).

Также в процессе извержения влк. Безымянный на поверхность выносятся метабазиты (амфиболиты, Мальшев, 2000), дупироксен-плагиоклазовые сланцы и роговики), разнообразные габброиды и перидотиты. Типичных для влк. Ключевской ксенолитов осадочных пород (Пийп, 1956) на влк. Безымянный не обнаружено ни в ходе многолетних полевых работ авторов, ни в ходе предыдущих исследований (например, Иванов, 1976; Мальшев, 2000).

#### *Гидротермальные изменения пород-протолитов (допирометаморфические)*

Часть ксенолитов платобазальтов характеризуется наличием большого количества сульфидов и следами допирометаморфических гидротермальных преобразований, в том числе прожилками, перекристаллизованными в Fe-воластонит-геденбергиновые агрегаты, которые обсудим ниже. В ксено-

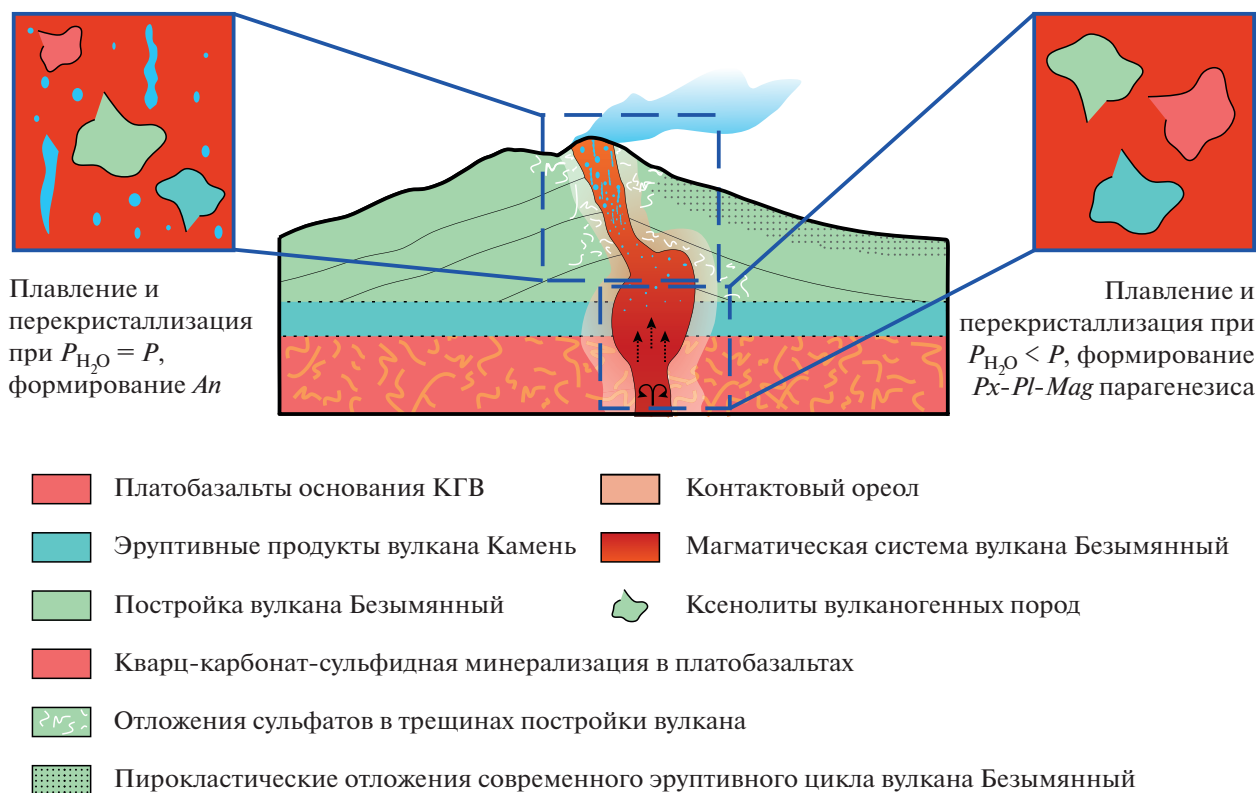


Рис. 10. Схематическое строение верхней коры под вулканом Безымянный.

литах, сформировавшихся при перекристаллизации пород вулканов Камень и Безымянный подобных *Fe-Wo-Hd* агрегатов или нетипичных для средних магматических пород составов минералов не отмечается, однако в части из них присутствует обильная сульфидная минерализация и сульфид-магнетитовые прожилки.

#### Платобазальты: кварц-карбонат-сульфидная минерализация

##### Fe-волластонит-геденбергитовые прожилки и гнезда

Большая часть реликтов допирометаморфических пород в ксенолитах представлена вулканогенными парагенезисами, однако отдельные ксенолиты (обр. VK12/12, VK12/16, VK12/22f, SK2109I) также содержат не полностью перекристаллизованные прожилки и гнезда минералов сходной морфологии и состава. Под воздействием магматических температур они перекристаллизованы в агрегаты из Fe-волластонита и геденбергита, с включениями кварца и сульфидных минералов. В отдельных образцах подобные агрегаты содержат магнетит, в других — титанит.

Известно, что при температуре выше  $650^{\circ}\text{C}$  и при 1 кбар ( $\sim 800^{\circ}\text{C}$  при 3 кбар) происходит реакция кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ) + кварц ( $\text{SiO}_2$ )  $\rightarrow$  волластонит ( $\text{CaSiO}_3$ ) +  $\text{CO}_2$  (Harker, Tuttle, 1956; Tanner et al.,

1985). При наличии в исходной ассоциации железа, магнезия, алюминия возможно также формирование других пироксенов и пироксеноидов или обогащение волластонита железом (например, Pure et al., 2021).

Незначительная мощность реликтов *Fe-Wo-Hd* прожилков (до 1 мм) в пирометаморфизованных ксенолитах позволяет предполагать вовлеченность в реакцию вещества окружающих прожилки вулканических пород, включающих в себя силикаты, рудные минералы (Fe-Ti оксиды — титаномагнетит, реже ильменит) и вулканическое стекло (4–5 мас. % FeO). Кроме того, в отдельных образцах (например, VK12/12) с прожилками фиксируются окисленные сульфиды железа. Все указанные фазы могут служить источником дополнительных элементов — Fe, Mg, Ti.

Фазы железа обеспечивают формирование высоко-Fe волластонита и геденбергита. Fe-волластонит значительно обогащен железом относительно описанных ранее природных разновидностей — 16.5 мас. % FeO (например, Fe-волластонит в ксенолитах влк. Тонгариро содержит 10 мас. % FeO (Graham, 1987), в фумаролах влк. Кудрявый — 12.8 мас. % (Ganino et al., 2019)). Данное различие, на наш взгляд, обусловлено более высокой температурой минералообразования ( $960\text{--}980^{\circ}\text{C}$  в пирометаморфизованных ксенолитах влк. Безымянный против  $\sim 850^{\circ}\text{C}$  в фумаролах влк. Кудрявый). Магматические пироксены протолитов магнезиаль-

ны (в среднем выше Mg# 70), что обеспечивает формирование диопсида в краевых частях прожилков и минералов промежуточного состава (рис. 3д).

Таким образом, мы считаем, что Fe-волластонит-геденбергитовые прожилки и гнезда сформировались в результате перекристаллизации допирометаморфических кварц-карбонат-сульфидных гидротермальных образований под воздействием магматических температур (в ходе пирометаморфизма после захвата ксенолитов магмой).

#### Анортит-геденбергитовая ассоциация с включениями граната

Помимо ксенолитов с реликтами прожилков, выраженных морфологически и по составу минералов, среди ксенолитов влк. Безымянный также присутствуют породы без реликтов прожилков, однако явно отличающиеся по составу новообразованных минералов от ксенолитов, протолиты которых не подверглись допирометаморфическому гидротермальному воздействию (обр. SK2109k).

В обр. SK2109k новообразованные пироксены заметно обогащены геденбергитовым миналом и близки по составу пироксенам из перекристаллизованных прожилков (рис. 3д), включения граната в новообразованном клинопироксене и пойкилитовые структуры магнетита также нетипичны для ксенолитов без следов гидротермальных изменений. Анализ привноса-выноса вещества (изоконный анализ, *isocopy analyses*, например, Grant, 2005; Pure et al., 2021) с помощью линий неизменной химической массы согласно программы EASYGRESGRANT (López-Moro, 2012) показывает значительное (более 150 от. %) обогащение ксенолита кальцием и обеднение щелочными элементами (на 70–90 от. %) по сравнению с высоко-К трахиандезибазальтами или платобазальтами основания КГВ. Состав ксенолита при этом ложится на линию смешения между составами неизменных и непирометаморфизованных ксенолитов высоко-К трахиандезибазальтов и чистого кальцита (рис. 7, диаграмма CaO vs SiO<sub>2</sub>). Мы предполагаем, что часть платобазальтов подверглась карбонатизации, а их дальнейшее захоронение под постройками вулканов Камень и Безымянный и, соответственно, нахождение в стенках горячей, активно дегазирующей магматической системы запустило одну из типичных “скарновых” реакций, приводящих к формированию граната. Например, (Taylor, Liou, 1978): кальцит (CaCO<sub>3</sub>) + магнетит (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) + O<sub>2</sub> → андрадит (Ca<sub>3</sub>Fe<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>). Возможны более сложные схемы, включающие предварительное образование волластонитовой ассоциации по описанной выше для перекристаллизованных прожилков схеме, также приводящее к дальнейшему формированию граната при более высокотемпературных условиях (2 кбар, 600–860°C, Moecher, Chou, 1990; Dachs, Geiger, 2019): волластонит (CaSiO<sub>3</sub>) + магне-

тит (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) + O<sub>2</sub> → андрадит (Ca<sub>3</sub>Fe<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>). Наличие в данном образце ангидрита допускает течение окислительной реакции. Аномальное содержание железа в волластоните будет влиять на *P-T* условия протекания данной реакции, однако не повлияет значительно на типы участвующих в реакции фаз.

При нагреве до температуры окружающей магмы и/или уменьшении давления гранатосодержащий парагенезис сменяется клинопироксен-плаггиоклаз-титанитовым.

#### **Породы вулканов Камень и Безымянный: обильная низко-Cu сульфидная минерализация**

Ксенолиты перекристаллизованных пород вулканов Безымянный и Камень не содержат признаков кварц-карбонатных изменений, но в отдельных случаях обладают разнообразной сульфидной минерализацией (например, обр. VK18/4b). В протолитах таких ксенолитов сульфиды представлены единичными включениями в минералах, а валовое содержание Cu в них обычно не превышает 50–70 ppm (Давыдова и др., 2017). Следовательно, обогащение сульфидами произошло после формирования вулканической породы-протолита — до или в процессе пирометаморфизма. Наличие включений сульфидов в пирометаморфических минералах, границы совместного роста между пирометаморфическими минералами и сульфидами свидетельствуют о том, что формирование сульфидной фазы произошло до пирометаморфизма.

Как было показано в работе (Zelenski et al., 2015), взаимодействие газов, выделяемых при дегазации магм влк. Безымянный, с породами купола приводит к каталитическому окислению SO<sub>2</sub> и формированию сульфатов, в том числе в виде тонких пленок сульфатов Fe<sup>3+</sup>, Fe<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> и Na-K-Mg-Ca-Al на стенках трещин. Вероятно, протолиты ксенолитов андезитов-андезибазальтов с обильной сульфидной минерализацией в определенный момент эволюции находились в условиях, аналогичных условиям в современном куполе влк. Безымянный (активная эмиссия серы + высокая трещиноватость пород, приводящая к эффективному вовлечению воздуха и возможности запуска окислительной реакции). В ходе эруптивной деятельности вулканов и сопутствующего роста построек они оказались погребены на значительной глубине. После попадания в горячую магму подобных ксенолитов с сульфатной минерализацией по трещинам начинается их дегидратационное плавление, сопровождающееся формированием *Px-Pl-Mag* рестита. Кристаллизация магнетита приводит к восстановлению сульфатной серы (например, Sun et al., 2013, 2022) и, соответственно, возможности формирования сульфидного расплава. Сульфиды в подобных ксенолитах практически не содержат меди, что косвенно подтверждает их

формирование за счет восстановления сульфатов железа.

*Природа обильной высоко-Su сульфидной минерализации в пирометаморфизованных ксенолитах вулканогенных пород*

Содержание Cu в проанализированных образцах ксенолитов (за исключением обр. VK12/16 и VK12/22f) варьирует от 35 до 200 ppm. Большая часть из них содержит менее 130 ppm Cu, что хорошо соответствует содержанию Cu в неизмененных вулканических породах нормальной щелочности Камчатки в целом (см. fig. 4 в Portnyagin et al., 2015) и вулкана Безымянный в частности (Давыдова и др., 2017). Два образца ксенолита содержат около 200 ppm Cu, однако один из них (обр. SK2109k) имеет петрографическое сходство с платобазальтами основания КВГ, для которых характерен диапазон содержаний от 150 до 250 ppm, а второй (обр. VK12/12) не сохранил первичного парагенезиса (Suppl. 1, ESM\_1.xlsx). Таким образом, несмотря на наличие в некоторых из этих ксенолитов реликтов гидротермальной минерализации, нет оснований полагать, что медь была привнесена в эти породы извне или существенно перераспределена. Однако исключать влияние гидротермальных допирометаморфических процессов на содержание Cu в изученных породах также нельзя.

Отдельный интерес вызывают образцы VK12/16 и VK12/22f, содержащие 620 и 1500 ppm Cu соответственно. Данные значения существенно превышают максимально зафиксированные даже для платобазальтов (~270 ppm) (Churikova et al., 2013; Portnyagin et al., 2015). Оба образца имеют реликты гидротермальной сульфидной минерализации, предшествующей пирометаморфизму и еще одну важную особенность: аномально высокие относительно других ксенолитов содержания Ba (до 820 ppm) и S (до 2.4 мас. %). В случае высокого содержания Ba можно предположить, что его повышенная концентрация в ксенолитах является следствием высокого содержания и, возможно, перераспределения этого элемента в протолите — платобазальты основания КВГ обогащены Ba относительно пород нормальной щелочности (Portnyagin et al., 2015). Однако в случае S достичь такого уровня обогащения без ее привноса извне невозможно, так как даже экстремально богатый S примитивный расплав содержит не более 1.2 мас. % (Zelenski et al., 2022), а в закристаллизовавшейся вулканической породе сложно ожидать ее содержания более первых десятых мас. %. Наиболее простым объяснением аномальных содержаний Cu, S и Ba в изученных ксенолитах является гидротермальная допирометаморфическая минерализация их протолита богатым этими элементами флюидом. Отсутствие каких-либо петрографических признаков поступления сульфидов в ксенолиты из вмещающей магмы (отложение сульфидов

в поровом пространстве, следы инфильтрационного воздействия и т.п., например, Leshner, 2017) служит косвенным доказательством того, что сульфидная фаза формируется за счет вещества протолита — содержащихся в нем ранее сульфидных или сульфатных фаз и халькофильных элементов. Нельзя с уверенностью сказать, связан этот процесс с современной магматической системой влк. Безымянный или с более ранними магматическими эпизодами КВГ.

*Обмен медью в ходе взаимодействия ксенолита с магмой*

Опираясь на петрографические и химические различия, мы предполагаем существование трех возможных механизмов, контролирующих концентрацию серы в протолитах и, соответственно, в пирометаморфизованных ксенолитах: первично-магматические концентрации; кварц-карбонатные изменения, сопровождаемые сульфидной минерализацией в платобазальтах; каталитическое окисление SO<sub>2</sub> и формирование сульфатов в процессе формирования постройки вулканов Безымянный и Пра-Безымянный.

Концентрация меди в большинстве случаев также отражает состав протолита перед захватом его магмой. Однако в нескольких образцах фиксируются признаки переноса меди в хлоридных комплексах, растворенных во флюидной фазе — наличие богатых Cl, Cu-содержащих пленок на контакте минералов с поровым пространством.

Высокие коэффициенты распределения Cu в системе сульфид/силикатный расплав гарантируют, что в условиях стабильности сульфидной фазы медь будет перераспределяться в сульфид (например, Lee et al., 2012). Таким образом, богатый медью флюид и/или расплав должен формироваться в условиях нестабильности сульфидной серы (например, Braschi et al., 2012; Portnyagin et al., 2015; Georgatou et al., 2022). Окислительно-восстановительные условия существования магм в приповерхностном очаге влк. Безымянный преимущественно находятся вне поля стабильности S<sup>2-</sup> (Давыдова и др., 2017). Разрушение сульфидов при нахождении в окислительной обстановке приводит к эффективному перераспределению халькофильных и сидерофильных элементов в расплав или флюид (Iacono-Marziano et al., 2022). Регулярные инъекции магм глубинного происхождения, содержащих сульфидные фазы (Давыдова и др., 2017; Davydova et al., 2022), приводят к формированию обогащенных медью мафических включений в магме приповерхностного очага. Захват обогащенных медью гидротермально измененных пород из стенок магматической системы — к формированию аномально обогащенных медью ксенолитов (настоящая работа). Долгое нахождение в приповерхностном очаге приводит к дезинтеграции включений и ксенолитов, а также окислению сульфидов. Все это может приводить к значительному



накоплению халькофильных элементов, в первую очередь – меди – в приповерхностном очаге.

Форма нахождения халькофильных элементов в магмах приповерхностного очага дискуссионна. Cu и Ni имеют коэффициенты распределения водный флюид/расплав меньше единицы (например, Zelenski et al., 2021), однако добавление хлора, типичного для газов влк. Безымянный (Zelenski et al., 2015), значительно повышает растворимость меди во флюиде (Zajacz et al., 2011). Вместе с зафиксированными пленками, обогащенными Cu, Cl и O, это позволяет нам предполагать, что основной формой нахождения меди в приповерхностном очаге влк. Безымянный являются хлоридные комплексы.

Предположительно при долгом нахождении в магмах приповерхностного очага вынос кремния, щелочных элементов и дегазация, сопровождаемая потерей флюид-растворимых элементов, приводят к обеднению ксенолитов медью и обогащению некогерентными и флюид-нерастворимыми элементами, в том числе никелем и хромом. Однако при относительно коротком времени взаимодействия содержащего сульфидные фазы ксенолита с окисленной магмой, недостаточном для полного разрушения сульфидной фазы, возможно частичное перераспределение меди, растворенной во флюидной фазе во вмещающей магме, в сульфидную фазу ксенолитов.

## ВЫВОДЫ

Извержения влк. Безымянный выносят на поверхность множество ксенолитов. Верхнекоровые ксенолиты представляют собой полностью или частично пирометаморфизованные эруптивные продукты вулканов Безымянный, Пра-Безымянный, Камень и платобазальты основания Ключевской группы. Изученные ксенолиты вулканитов основного и среднего состава пирометаморфизованы при условиях приповерхностного очага влк. Безымянный, что привело к образованию *Px-Pf-Mag* парагенезиса с характерными микрогранулообразными структурами.

Часть захваченных магмой вулканических пород были преобразованы под действием гидротермальных растворов и фумарольных газов, сформировавших жилы и гнезда резко контрастного состава. По отдельным платобазальтам основания Ключевской группы развивалась кварц-карбонат-сульфидная минерализация, по отдельным породам построек вулканов Камень и Безымянный – сульфатная минерализация за счет реакции  $SO_2$  с кислородом воздуха на стенках трещин. Перекристаллизация этих парагенезисов привела к формированию богатых сульфидными фазами ксенолитов.

Привноса серы в ксенолиты в ходе взаимодействия со вмещающей магмой не отмечается, ее содержание унаследовано от исходных пород и варьирует от низких значений (сотые доли процента и ниже) в ксенолитах с неизменными

протолитами до нескольких мас. % в ксенолитах с ранее гидротермально измененными протолитами.

Содержание халькофильных элементов в большинстве случаев также наследуется от протолита – богатые медью (до 1500 ppm) ксенолиты формируются при перекристаллизации платобазальтов с допирометаморфической гидротермальной кварц-карбонат-сульфидной минерализацией. Ксенолиты с обильной сульфидной минерализацией, бедные медью, формируются при перекристаллизации пород построек вулканов с сульфатной минерализацией, ранее образовавшейся на стенках трещин за счет контакта  $SO_2$  с кислородом воздуха.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность М.Е. Зеленскому за организацию полевых работ в 2012 г., М.Д. Щеклеиной за помощь в проведении полевых работ в 2021 г., С.М. Толчинскому за помощь в подготовке образцов, Н.Н. Кошляковой за помощь в проведении аналитических исследований, а также В.С. Каменецкому и Э.В. Сокол за ценные замечания, которые позволили по-новому взглянуть на материал и значительно улучшить качество статьи.

*Источники финансирования.* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-77-00016).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный 2006–2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 609–634.
- Давыдова В.О., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Перепелов А.Б. Ксенолиты высококальциевых трахиандезитобазальтов в пирокластических отложениях вулкана Безымянный (Камчатка) // Геология и геофизика. 2018а. Т. 59. № 9. С. 1357–1371.
- Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Оценки времени смещения магм в системе вулкана Безымянный (Камчатка) по данным диффузионной хронометрии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2018б. № 4. С. 52–58.
- Иванов Б.В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 52–61.
- Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрельков С.Е. Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. 2001. С. 45–57.
- Мальшев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 260 с.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Ермаков В.А. и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 82–97.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаборатории вулканологии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. II. 309 с.

- Флеров Г.Б., Овсянников А.А.* Вулкан Ушковский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 156.
- Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Иванов Б.В.* Петрохимия пород вулкана Камень: сравнение с соседними вулканами Ключевской группы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 23–45.
- Almeev R.R., Kimura J.-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Yu.* Decoding crystal fractionation in water-rich calc-alkaline magma from Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia, using mineral and bulk rock chemistry // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 141–171.
- Anderson A.T., Lindsley D.H.* Model for the Ti magnetite or ilmenite geothermometers and oxygen barometers // Trans. Amer. Geophys. Union. 1985. V. 66. P. 416.
- Beard J.S., Lofgren G.E.* Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb // J. Petrol. 1991. V. 32. № 2. P. 365–401.
- Beyer C., Frost D.J., Miyajima N.* Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 169. № 2. P. 1–21.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitskiy L.D.* Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. № 6. P. 383–402.
- Braschi E., Francalanci L., Vougioukalakis G.E.* Inverse differentiation pathway by multiple mafic magma refilling in the last magmatic activity of Nisyros Volcano, Greece // Bull. Volcanol. 2012. V. 74. № 5. P. 1083–1100.
- Calkins J.A.* <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya river basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // Linkages Among Tectonics, Seismicity, Magma Genesis, and Eruption in Volcanic Arcs. IV International Biennial Workshop on Subduction Processes Emphasizing the Japan–Kurile–Kamchatka–Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2004. P. 53–54.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ivanov B.V., Wörner G.* Relationship between Kamen Volcano and the Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 3–21.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al.* Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 156–181.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Dachs E., Geiger C.A.* Thermodynamic behaviour of grossular–andradite, Ca<sub>3</sub>(Al<sub>x</sub>Fe<sub>1-x</sub><sup>3+</sup>)<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, garnets: a calorimetric study // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. № 3. P. 443–451.
- Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Koulakov I.Y.* Petrological evidence of rapid evolution of the magma plumbing system of Bezymianny volcano in Kamchatka before the December 20th, 2017 eruption // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2022. V. 421. P. 107422.
- Ganino C., Libourel G., Bernard A.* Fumarolic incrustations at Kudryavy volcano (Kamchatka) as a guideline for high-temperature (>850°C) extinct hydrothermal systems // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2019. V. 376. P. 75–85.
- Georgatou A., Chiaradia M., Klaver M.* Deep to shallow sulfide saturation at Nisyros active volcano // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. V. 23. № 2. P. e2021GC010161.
- Graham I.J.* Petrography and origin of metasedimentary xenoliths in lavas from Tongariro Volcanic Centre // N. Z. J. Geol. Geophys. 1987. V. 30. № 2. P. 139–157.
- Grant J.A.* Isocon analysis: A brief review of the method and applications // Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C. 2005. V. 30. № 17–18. P. 997–1004.
- Grapes R.* Pyrometamorphism. Springer Science & Business Media, 2011.
- Green R.G., Sens-Schönfelder C., Shapiro N. et al.* Magmatic and sedimentary structure beneath the Klyuchevskoy volcanic group, Kamchatka, from ambient noise tomography // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. № 3. P. e2019JB018900.
- Harker R.I., Tuttle O.F.* Experimental data on the P (sub co 2)–T curve for the reaction; calcite-quartz (→) wollastonite-carbon dioxide // Amer. J. Sci. 1956. V. 254. № 4. P. 239–256.
- Iacono-Marziano G., Le Vaillant M., Godel B.M. et al.* The critical role of magma degassing in sulphide melt mobility and metal enrichment // Nat. Commun. 2022. V. 13. № 1. P. 1–10.
- Ionov D.A., Bénard A., Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D.* Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: First trace element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy Group volcanoes // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 122–131.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandards Newsletter. 1980. V. 4. № 1. P. 43–47.
- Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N. et al.* Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. № 5. P. 3852–3874.
- Koulakov I., Plechov P., Mania R. et al.* Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12.2017 // Sci. Rep. 2021. V. 11. № 1. P. 1–12.
- Lee C.T.A., Tang M.* How to make porphyry copper deposits // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 529. P. 115868.
- Lee C.T.A., Luffi P., Chin E.J. et al.* Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation // Science. 2012. V. 336. № 6077. P. 64–68.
- Lepage L.D.* ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry // Comput. Geosci. 2003. V. 29. № 5. P. 673–678.
- Leshner C.M.* Roles of xenomelts, xenoliths, xenocrysts, xenovolatiles, residues, and skarns in the genesis, transport, and localization of magmatic Fe–Ni–Cu–PGE sulfides and chromite // Ore Geol. Rev. 2017. V. 90. P. 465–484.
- López-Moro F.J.* EASYGRESGRANT—A Microsoft Excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metasomatic systems // Comput. Geosci. 2012. V. 39. P. 191.
- Martel C., Pichavant M., Di Carlo I. et al.* Experimental constraints on the crystallization of silica phases in silicic magmas // J. Petrol. 2021. V. 62. № 1. P. egab004.
- Melekhova E., Camejo-Harry M., Blundy J. et al.* Arc crust formation of Lesser Antilles revealed by crustal xenoliths from Petit St. Vincent // J. Petrol. 2022. V. 63. № 5. P. egac033.
- Moecher D.P., Chou I.M.* Experimental investigation of andradite and hedenbergite equilibria employing the hydrogen sensor technique, with revised estimates of Δf<sub>G</sub><sup>0</sup> (sub m, 298) for andradite and hedenbergite // Amer. Mineral. 1990. V. 75. № 11–12. P. 1327–1341.
- Nachit H., Ibhi A., Ohoud M.B.* Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neo-

- formed biotites // *C. R. Geosci.* 2005. V. 337. № 16. P. 1415–1420.
- Nakamura D.* A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *J. Metamorph. Geol.* 2009. V. 27. № 7. P. 495–508.
- Palin R.M., White R.W., Green E.C. et al.* High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks // *J. Metamorph. Geol.* 2016. V. 34. № 9. P. 871–892.
- Portnyagin M., 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. Geothermal Res.* 2015. V. 307. P. 182–199.
- Pure L.R., Charlier B.L., Wilson C.J. et al.* Chemical and isotopic changes induced by pyrometamorphism in metasedimentary xenoliths at Tongariro volcano, New Zealand // *Lithos.* 2021. V. 400. P. 106404.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
- Rutstein M.S.* Re-examination of the wollastonite–hedenbergite ( $\text{CaSiO}_3$ – $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ ) equilibria // *Amer. Mineral.* 1971. V. 56. № 11–12. P. 2040–2052.
- Seryotkin Y.V., Sokol E.V., Kokh S.N.* Natural pseudowollastonite: Crystal structure, associated minerals, and geological context // *Lithos.* 2012. V. 134. P. 75–90.
- Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S.* Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 83–99.
- Shimazaki H., Yamanaka T.* Iron–wollastonite from skarns and its stability relation in the  $\text{CaSiO}_3$ – $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  join // *Geochem. J.* 1973. V. 7. № 2. P. 67–79.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 3–41.
- Sun W., Liang H.Y., Ling M.X. et al.* The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 103. P. 263–275.
- Sun W., Shang X.* In situ experiments reveal mineralization details of porphyry copper deposits // *J. Oceanol. Limnol.* 2022. V. 40. № 1. P. 110–112.
- Tanner S.B., Kerrick D.M., Lasaga A.C.* Experimental kinetic study of the reaction; calcite + quartz  $\leftrightarrow$  wollastonite + carbon dioxide, from 1 to 3 kilobars and 500 degrees to 850 degrees C // *Amer. J. Sci.* 1985. V. 285. № 7. P. 577–620.
- Taylor B.E., Liou J.G.* The low-temperature stability of andradite in COH fluids // *Amer. Mineral.* 1978. V. 63. № 3–4. P. 378–393.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. № 2. P. 241–265.
- Turner S.J., Izbekov P.E., Langmuir C.* The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 2013. V. 263. P. 108–121.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Zajacz Z., Seo J. H., Candela P.A. et al.* The solubility of copper in high-temperature magmatic vapors: a quest for the significance of various chloride and sulfide complexes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. № 10. P. 2811–2827.
- Zelenski M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N., Kontonikas-Charos A.* High sulfur in primitive arc magmas, its origin and implications // *Minerals.* 2022. V. 12. № 1. P. 37.
- Zelenski M., Taran Y., Galle B.* High emission rate of sulfuric acid from Bezymianny volcano, Kamchatka // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. № 17. P. 7005–7013.
- Zelenski M., Simakin A., Taran Y. et al.* Partitioning of elements between high-temperature, low-density aqueous fluid and silicate melt as derived from volcanic gas geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2021. V. 295. P. 112–134.

## Sulfide Mineralization in Pyrometamorphosed Upper Crustal Xenoliths, Bezymianny Volcano, Kamchatka

V. O. Davydova<sup>1</sup>, V. D. Shcherbakov<sup>1</sup>, N. A. Nekrylov<sup>2</sup>,  
P. Yu. Plechov<sup>1,2</sup>, and V. O. Yapaskurt<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Lomonosov Moscow State University, Geological Departments, Moscow, Russia*

<sup>2</sup> *Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia*

Bezymianny volcano supply on the surface numerous xenoliths, revealing the composition of the crust containing the magmatic system and the processes occurring within it. In this study, we present data on the xenoliths from the upper crust that were partially melted and recrystallized (pyrometamorphosed) in the shallow chamber of Bezymianny volcano. Some xenoliths contain relics of primary igneous associations, and some contain relics of prepyrometamorphic hydrothermally alteration. Thus, protoliths of pyrometamorphosed rocks could be reconstructed, and hydrothermal processes could be determined for rocks previously altered with fluids. The most common xenoliths are moderate-K andesites, basaltic andesites, and basalts from Kamen and Bezymianny volcanoes. During pyrometamorphism, a new microgranoblastic paragenesis forms, consisting of homogenous pyroxenes, plagioclase, and Fe-Ti oxides, sometimes surrounded by glass. Xenoliths of plateau basalts from the Klyuchevskaya group of volcanoes (high-K trachyandesitic basalts) are less common. Some of plateau basalt xenoliths contain trace of quartz–carbonate–sulfide mineralization, which was formed before the capture of xenoliths and their pyrometamorphism. A hydrothermally altered rock was melted and recrystallized after xenoliths were captured by magma, resulting in a Fe–wollastonite–hedenbergite association (sometimes with garnet), which is not typical for Bezymianny. The copper content of these xenoliths is anomalously high (up to 1500 ppm).

**Keywords:** Bezymianny volcano, crust xenoliths, pyrometamorphism, sulfides, copper