

ОЛИВИНСОДЕРЖАЩИЕ БАЗАЛТЫ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА: МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ИСТОЧНИКИ МАГМ

© 2008 г. Е. Н. Гриб¹, А. Б. Перепелов²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию 20.12.07 г.

Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра прослеживаются в истории развития района, начиная с нижнего плейстоцена до настоящего времени (события 1996 г.), и относятся к типичным низко- и умереннокалиевым толеитовым базальтам островодужного геохимического типа. Исследованы составы минералов-вкрапленников, представленных плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и твердофазные включения шпинели в оливинах, реже в анортитах. Эволюционные тренды породообразующих минералов свидетельствуют о комагматичности этих базальтов и, следовательно, о существовании в недрах структуры единого долгоживущего промежуточного магматического очага. Активность этого очага связана с периодическим поступлением на поверхность высокотемпературных базальтовых расплавов. Геохимические особенности базальтов определяются их происхождением из единого источника магматического источника близкого к N-MORB, последовательной кристаллизацией первичных расплавов и ограниченным смешением с компонентами магм, кристаллизующихся на разных глубинах. Предполагается, что твердофазные включения высокоглиноземистой шпинели (герцинит), выявленные в оливине (и анортите) базальтов северного сектора КВЦ имеют реликтовую природу.

Карымский вулканический центр (**КВЦ**) расположен в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки и представляет собой крупную вулcano-тектоническую структуру. Развитие структуры началось в плиоцене (N₂) и продолжалось на протяжении 2–3 млн. лет [6, 9, 10, 11, 18]. В четвертичное время в пределах КВЦ произошло образование нескольких центров базальтового вулканизма (рис. 1), наиболее крупные из которых были расположены на севере (вулканы Стена и Соболиный) и на юге (вулкан Дитмара). В начале среднего плейстоцена (Q₂) произошла структурная перестройка КВЦ. В результате эксплозивных извержений большого объема пемз и игнимбринов андезитово-дацитового, дацитового и риодацитового составов на севере структуры сформировалась сдвоенная кальдера Стена-Соболиная, а на юге – кальдера Половинка. Эти кальдеры определили разделение КВЦ на два сектора – Семячкский и Академический [6], или Северный и Южный [9]. В последующее время каждый из этих секторов развивался автономно. Внутри кальдер были сформированы стратовулканы Однобокий, Белянкина и Пра-Семячик, которые в свою очередь также прошли стадии кальдерообразования с формированием вулканов внутри них. В начале верхнего плейстоцена (Q₃) в центральной части структуры сформировался новый центр вулканической активности, который начал свое развитие с докальдерного стратовулкана Пра-Карымский, на котором 7700 лет назад в результате мощного экспло-

зивного извержения пемзового пирокластического материала была образована кальдера Карымская [6]. Собственно вулкан Карымский расположен внутри этой кальдеры и активно развивается вплоть до настоящего времени, продуцируя лавы однородного андезитового состава.

1 января 1996 г. в Карымском вулканическом центре произошло необычное природное явление. Оно выразилось в одновременном субаэральном извержении базальтовой тефры в северной части озера Карымское, заполняющего кальдеру Академии Наук, и андезитовой лавы из вновь образованного кратера вулкана Карымский. Эти извержения предварялись мощным (M = 6.9) землетрясением, произошедшим под Карымским вулканическим центром [20]. На озере Карымское продукты извержения 1996 года представлены высокоглиноземистыми толеитовыми низко- и умереннокалиевыми базальтами с Pl-Ol-Cpx ассоциацией минералов-вкрапленников. Изучение разрезов северного борта озера позволило обнаружить и датировать слои голоценовой базальтовой тефры, которые образовались, очевидно, в результате событий, подобных произошедшему в 1996 г. [4]. Они также характеризуются Pl-Ol-Cpx ассоциацией минералов-вкрапленников. Следует отметить, что сходные минеральные ассоциации характерны также для докальдерных базальтов вулканов Стена (северный сектор структуры) и Дитмара (южный сектор структуры), тогда как все более поздние внутри-

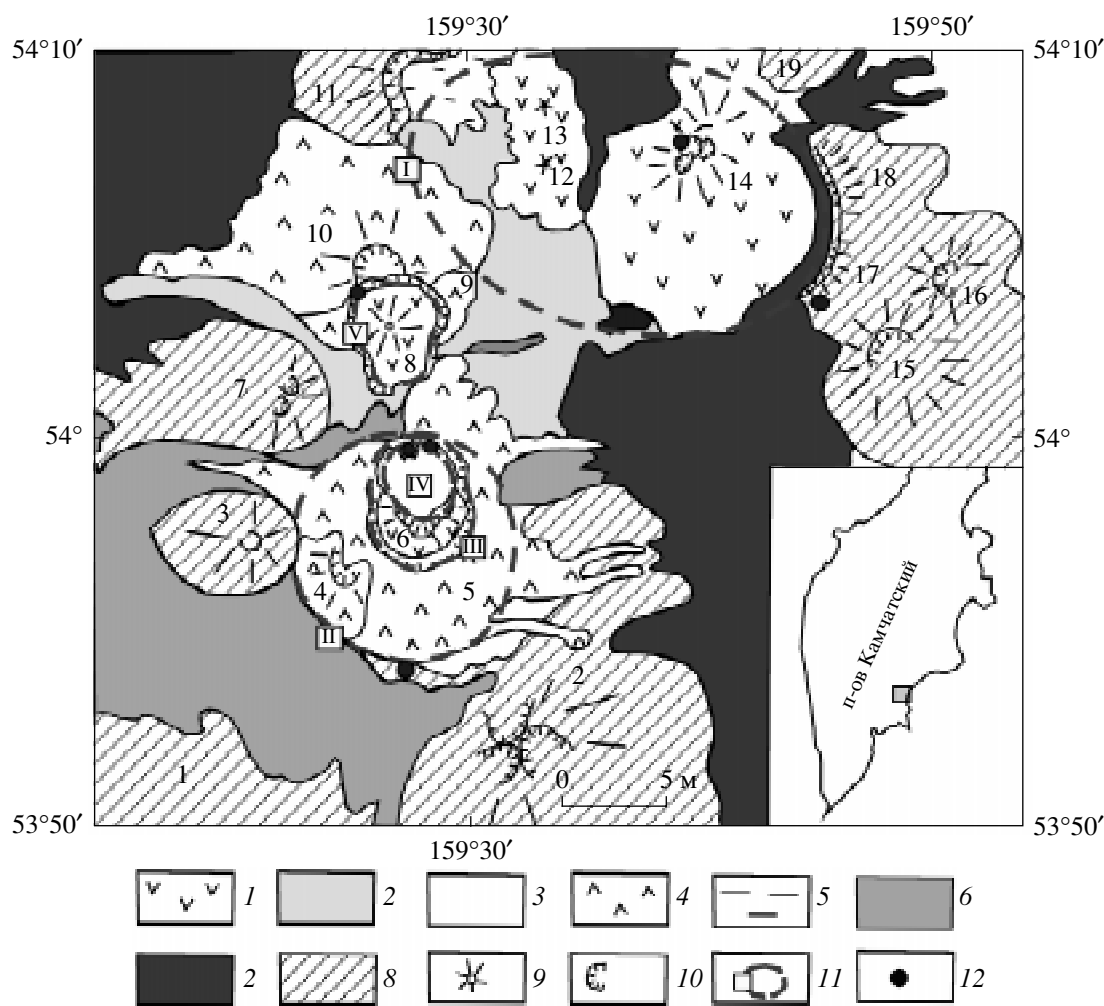


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карымского вулканического центра. Основа В.Л. Леонова с дополнениями авторов. 1 – комплекс лав и пирокластики базальтового, андезибазальтового, андезитового, дацитового составов вулканических построек верхнеплейстоцен-голоценового возраста (Q_3^4); 2 – пемзовые туфы дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерой Карымская (Q_4); 3 – пемзовые туфы дацитового, риодацитового состава, связанные с Узон-Гейзерной депрессией (Q_{3-4}); 4 – комплекс лав и пирокластики базальтового, андезибазальтового, андезитового состава вулканических построек верхнеплейстоценового возраста (Q_3); 5 – комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных, озерных отложений (Q_3^1); 6 – шлаки, игнимбриты, пемзовые туфы андезитового, дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерой Половинки (Q_3^3); 7 – игнимбриты андезитового, дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерами Стена-Соболиная; 8 – лава, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения вулканических построек, сформированных на докальдерном этапе (N_2-Q_1); 9 – вулканы: 1 – Жупановские Востряки, 2 – Дитмара, 3 – Крайний, 4 – Белянкина, 5 – Однобокий, 6 – Академии Наук, 7 – Разлатьи, 8 – Карымский, 9 – Пра-Карымский, 10 – Двор, 11 – Соболиный, 12 – Сухой, 13 – Ступенчатый Бастион, 14 – Малый Семячик, 15 – Прибрежный Южный, 16 – Прибрежный Северный, 17 – Стена, 18 – Массивный, 19 – Березовый; 10 – эрозионные цирки, кратеры вулканов, кальдеры; 11 – кальдеры: I – сдвоенные кальдеры Стена-Соболиная, II – Половинка, III – Однобокая, IV – Академии Наук, V – Карымская; 12 – точки отбора образцов оливинсодержащих базальтов. На врезке квадратом показан район исследований.

кальдерные вулканические постройки КВЦ, за исключением вулканов Малосемячковой группы [18], сложены известково-щелочными Орх-Срх базальтами. В базальтах вулкана Однобокий оливин также отмечен, но в ассоциации с анортитом он принадлежит к дезинтегрированным фрагментам алливалитовых включений.

В работе приводятся результаты детальных минералогических и петро-геохимических исследований разновозрастных оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра с целью установить степень их генетического сродства и оценить возможный состав источника первичных для них расплавов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение составов минералов в базальтах КВЦ проводилось в полированных аншлифах пород и с использованием мономинеральных фракций. Анализ минералов получен с использованием электронного микроанализатора "Camebax-244", оборудованного энерго-дисперсионным спектрометром "KeveX" в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА. Количество анализов составило от 50 до 150 для каждого из исследованных минералов.

Валовые силикатные химические анализы базальтов выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН методом "мокрой" химии, за исключением Na_2O и K_2O , которые определены методом пламенной фотометрии. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом масс-спектрометрии (ICP-MS) в Институте геохимии им. А.П. Вернадского СО РАН.

ТИПЫ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ

Оливинсодержащие базальты наиболее распространены на севере Карымского вулканического центра в разрезах Малосемячического вулканического массива [18]. Этот массив включает в себя докальдерный вулкан Стена плиоцен-нижнечетвертичного возраста, практически разрушенный более поздним кальдерообразующим извержением, внутрикальдерный вулкан Пра-Семячик и три голоценовые вулканические постройки вулкана Малый Семячик. Все эти вулканические сооружения в основании разрезов сложены высокомагнезиальными (8–11 мас. % MgO) низкокальциевыми базальтами с обильной вкрапленностью ОI (8, реже 10–12 об. %), Сrx и переменным количеством Pl. Содержание вкрапленников в лавах достигает 35–45 об. %. Выше по разрезу магнезиальные базальты постепенно сменяются умеренномагнезиальными разностями (6–8 мас. % MgO) и затем лейкократовыми базальтами. Вкрапленники последних представлены, главным образом, плагиоклазами с небольшим количеством позднего ОI и еще более редкого Сrx. Количество вкрапленников в лавах лейкократовых базальтов достигает 30–40 об. %, а в силлообразных телах и дайках увеличивается до 50 об. %. Структура базальтов Малосемячического вулканического массива порфиристая и серийно-порфиристая, а основной массы – интерсертиальная, микродолеритовая, пидотакситовая и реже гиалопилитовая. Крупные (до 2–4 мм) вкрапленники ОI обычно идиоморфны или образуют сростки из нескольких зерен, нередко содержат пойкилитовые включения Pl и Сrx. Более мелкие (0,8–1 мм) кристаллы ОI образуют сростки с Сrx и Pl.

Базальты вулкана Дитмара отличаются меньшими размерами вкрапленников (0,8–1,5 мм) и умеренной степенью кристалличности (25–35 об. %). В целом в разрезах вулкана Дитмара преобладают лавы лейкократовых базальтов, а подчиненные по объему магнезиальные разности содержат 7–8 мас. % MgO .

В разрезах северного борта Карымского озера голоценовые оливинсодержащие базальты обнаружены на разных гипсометрических уровнях в строении останцов террас. Все они представлены вулканической тефрой в виде бомб, шлаков, лапиллей и песка. Сходство базальтового материала пирокластических разрезов с продуктами взрывного извержения 1996 г. предполагает близкий по характеру режим их образования. Наиболее ранние верхнеплейстоцен-голоценовые (Q_3 – Q_4) слои тефры основного состава встречаются среди пемзовых агломератовых туфов кальдеры Однобокая и в строении останцов высокой (абс. отм. 700 м) озерной террасы [9]. Материал тефры представлен андезибазальтами и базальтами с небольшим количеством (15–20 об. %) кристаллической фазы, среди которой установлен железистый оливин (Fo 70,7–72,9), клинопироксен и редкий ортопироксен. В северо-восточном борту озера расположена низкая трехметровая озерная терраса, отпрепарированная волнами цунами во время события 1996 г. В основании террасы лежит слой бомбовых шлаков базальтов агломератовой размерности видимой мощностью до 1 метра. Отдельные более плотные обломки базальтов размером 15–20 см встречаются выше по разрезу в песчано-глинистых озерных отложениях. В настоящее время слой шлаков практически замывает. Извержение шлаковых бомб этого слоя было датировано 4800 л. н. [4]. Структура базальтов порфиристая, гломеропорфиристая, а количество вкрапленников не превышает 20 об. %. Помимо плагиоклаза, составляющего до 15% от объема породы, среди вкрапленников отмечены ОI и Сrx (3–5 об. %). Макроскопически оливин разделяется на более железистый тип с интенсивной желтоватой окраской и магнезиальный тип в виде светлых округлых зерен, содержащих большое количество мелких твердофазных включений шпинелидов. Вкрапленники оливина образуют сростания в каймах с субфенокристаллами плагиоклаза с размером сростков до 2–3 мм. Базальты шлаков из отложений террасы имеют умеренномагнезиальный состав (6–7 мас. % MgO).

Базальты извержения 1996 г., образовавшие полуостров Новогодный у северного берега озера, представляют собой черные пористые и стекловатые разности с большим количеством фенокристаллов плагиоклаза (25–27 об. %). Оливин и клинопироксен встречаются в них в переменных количествах – от 5 до 7 об. %. Содержания MgO в породах составляет 5–6 вес. %.

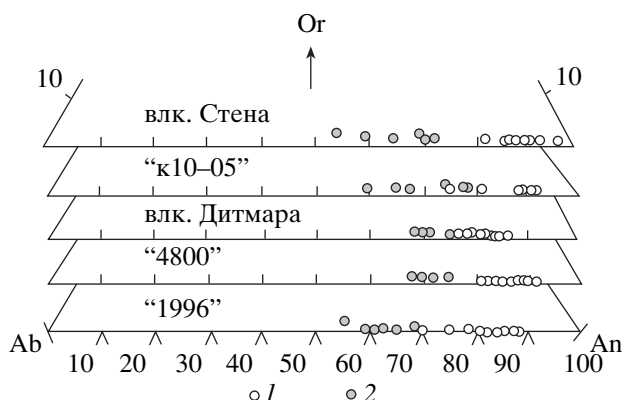


Рис. 2. Соотношение Ab-Or-An в плагиоклазах оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра. 1 – ядра вкрапленников; 2 – края.

К оливинсодержащим могут быть отнесены и лавы черных слабо пористых стекловатых базальтов (образец к10-05) в основании северо-западного борта кальдеры Карымская. Стекловатый, свежий облик этих базальтов, незначительная площадь выходов позволяют предполагать, что они представляют собой дайку, вероятно, голоценового возраста. В целом борта кальдеры представляют собой основание вулкана Пра-Карымский и сложены преимущественно субафировыми андезитами. В базальтах в основании северо-западного борта кальдеры отмечается большое (20–25 об. %) количество фенокристаллов плагиоклаза таблитчатой формы размером до 3–5 мм, погруженных в стекловатую массу, тогда как ОI (1–2 об. %) является более поздним минералом. Он обнаруживается в основной массе и между вкрапленниками плагиоклаза, где его размеры не превышают 0,4–0,6 мм. Клинопид-

роксен отмечен в виде единичных зерен размером не более 0,6 мм. Базальты отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 (18,9 вес. %) и низкими – MgO (4,3 вес. %).

Основная масса базальтов эксплозивных извержений и дайки имеет гиалопилитовую структуру и содержит микролиты плагиоклаза, субкальциевого авгита, пижонита, магнетита и реже оливина.

Базальты эксплозивных извержений и дайки в основании северо-западного борта кальдеры Карымская далее именуется индексами “4800”, “1996” и “к10-05”.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ-ВКРАПЛЕННИКОВ БАЗАЛЬТОВ

Плагиоклазы преобладают во всех типах базальтов, за исключением их наиболее магнезиальных разновидностей для вулканического массива Стена-Малый Семьячик. Количество Pl варьирует в пределах 15–25 об. % в магнезиальных и до 35–40% в лейкократовых разновидностях пород. Среди плагиоклазов выделяется фаза крупных таблитчатых и однородных по составу фенокристаллов (2–4 мм), имеющих преимущественно анортитовый состав (An 89–96) (рис. 2, табл. 1). Другую группу образуют более мелкие по размерности вкрапленники (0,8–2 мм) битовнит-анортитового состава (An 87–91). Они имеют удлиненно-таблитчатую форму, обычно корродированы и насыщены частично раскристаллизованными расплавленными и твердофазными включениями. Зональность фенокристаллов чаще всего нормальная с изменением состава в краевых зонах кристаллов до An 75–65. Диаграммы (рис. 2) демонстрируют, что первый тип фенокристаллов плагиоклаза преоб-

Таблица 1. Представительные составы вкрапленников плагиоклаза (мас. %) из базальтов Карымского вулканического центра

Компоненты	1ц	2кр	3ц	4кр	5ц	6кр	7ц	8кр	9ц	10кр	11ц	12кр
SiO ₂	44.83	50.87	45.17	47.34	46.09	49.46	47.68	47.92	45.09	45.51	45.63	51.06
Al ₂ O ₃	33.39	30.67	33.38	33.38	36.18	33.39	33.34	33.00	34.74	34.45	34.67	30.28
FeO*	0.64	1.29	0.60	0.71	0.42	0.78	0.80	0.85	0.77	0.85	0.33	0.83
CaO	18.68	14.27	17.75	16.70	17.77	14.96	17.11	16.51	18.15	17.59	18.51	14.43
Na ₂ O	0.67	3.00	1.12	1.57	0.96	2.30	1.99	2.29	1.31	1.44	1.35	3.52
K ₂ O	0.02	0.16	0.04	0.05	0.02	0.04	0.08	0.07	0.01	0.04	0.06	0.24
Сумма	98.29	100.26	98.16	99.80	101.54	101.10	101.0	100.64	100.07	99.88	100.55	100.36
Or	0.10	1.08	0.24	0.03	0.15	0.25	0.43	0.42	0.06	0.21	0.35	1.34
Ab	6.08	27.24	10.25	14.48	8.86	21.75	17.32	19.98	11.53	12.90	11.58	30.18
An	93.82	70.68	89.51	85.22	90.99	78.00	82.25	79.60	88.41	86.89	88.07	68.48

Примечание. 1–4 – вулкан Стена (обр. № С-564, коллекция О.Б. Селягина); 5–6 – дайка вулкана Пра-Карымский (обр. № к10-05); 7–8 – вулкан Дитмара (обр. № 21-99л, коллекция В.Л. Леонова), 9–10 – тефра “4800” (обр. № к6-06); 11–12 – тефра 1996 г. (обр. № к17-96). Здесь и далее фазы минералов: ц – центр, пр – промежуточная зона, кр – край кристаллов. Or – ортоклазовый, Ab – альбитовый и An – анортитовый миналы плагиоклаза, %. FeO* – здесь и далее все Fe в виде FeO.

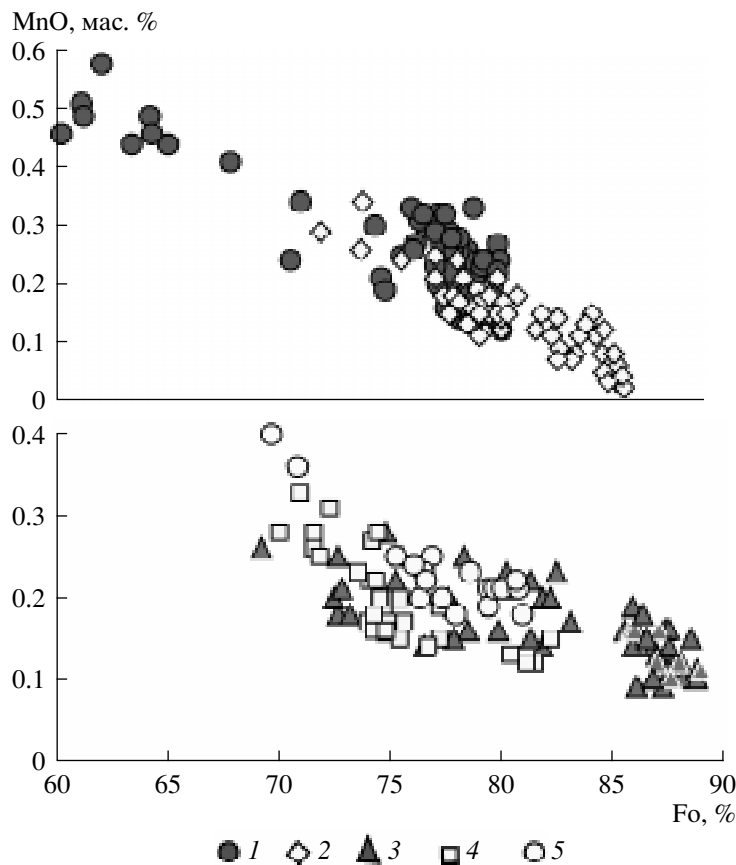


Рис. 3. Соотношение форстеритового минала (Fo) и MnO в оливинах оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра. 1 – вулканы Стена и Малый Семячик, лавы; 2 – вулкан Дитмара, лавы; 3 – базальты “4800”, тефры; 4 – базальты 1996 г., тефры; 5 – дайка в северо-западном борту вулкана Карымский.

ладает в базальтах северных вулканов и в дайке в борту кальдеры Карымская.

Оливин является преобладающим темноцветным минералом-вкрапленником в магнезиальных базальтах вулканов Стена и Малый Семячик. Фенокристаллы ОI достигают размеров в 4–5 мм и составляют до 5–7 и реже 10 % от объема породы. Большая часть кристаллов, особенно в лавах докальдерного вулкана Стена, имеет красно-бурые цветовые оттенки. Оливины содержат редкие частично раскристаллизованные расплавные включения и твердофазные включения шпинели, плаггиоклаза и, в меньшей степени, клинопироксена. Вкрапленники оливинов обычно зональны. Ядра кристаллов оливинов иногда корродированы, состав их довольно однороден (Fo 75–82) с резким увеличением железистости в краевых зонах – Fo 58–65, реже 70 (рис. 3, табл. 2). Близкий состав имеют и оливины базальтов дайки в борту кальдеры Карымская.

Оливины вкрапленников из умеренномагнезиальных базальтов вулкана Дитмара и базальтовой тефры из разрезов северного борта Карымского озера отличаются бимодальным распределением составов. В лавах вулкана Дитмара выделяются ге-

нерация относительно железистых вкрапленников оливина (Fo 76–81) и генерация преобладающих более магнезиальных оливинов (Fo 82–87). В базальтовой тефре “4800” группа магнезиальных оливинов (Fo 85–89) выделяется еще более отчетливо (рис. 3). Отмечаются сростки зерен оливина, магнезиальные ядра которых окружены железистыми каймами. По периферии таких сростков кристаллизуется плаггиоклаз. В центре сростков обнаружены зерна шпинели размером 70–100 мкм. Следует отметить, что в низкокремнистых андезитах и андезибазальтах лавового потока моногенного голоценового конуса Лагерный, расположенного к северу от Карымского, озера обнаруживаются оливины, близкие по составу оливинам из базальтов “4800”. Оливины из тефры “1996” имеют состав Fo 73–83. Менее железистые составы краевых зон вкрапленников оливина из продуктов эксплозивных голоценовых извержений (рис. 3) могут быть объяснены прекращением кристаллизации минерала в результате быстрой закалки шлаков при извержении, а на вулкане Дитмара быстрым охлаждением маломощных лавовых потоков. С увеличением железистости количество MnO в оливинах базальтов закономерно возрастает.

Таблица 2. Представительные составы вкрапленников оливина (мас. %) из базальтов Карымского вулканического центра

Компоненты	1 ц	2 пр	3 кр	4 ц	5 ц	6 ц	7 ц	8 кр	9 ц	10 ц	11 ц	12 ц	13 ц	14 кр
SiO ₂	40.06	38.30	37.01	39.29	40.08	38.91	38.56	38.70	39.38	38.99	38.73	42.10	38.31	38.84
FeO*	21.46	20.44	30.16	18.36	18.64	23.37	20.02	18.34	13.21	15.32	20.75	10.62	23.91	22.57
MgO	39.27	41.37	32.08	41.59	41.74	37.44	40.14	42.41	46.40	44.51	39.73	47.12	38.11	38.72
CaO	0.16	0.17	0.18	0.16	0.14	0.20	0.16	0.17	0.22	0.18	0.17	0.14	0.00	0.00
MnO	0.27	0.28	0.46	0.21	0.21	0.32	0.15	0.14	0.04	0.07	0.10	0.10	0.17	0.20
Сумма	101.22	100.56	99.89	99.61	100.81	100.24	99.03	99.76	99.25	99.07	99.48	100.08	100.5	100.33
Fo	76.5	78.3	65.1	80.2	80.0	74.1	78.1	80.5	86.2	83.8	77.3	88.8	74.0	75.4

Примечание. 1–4 – вулкан Стена (обр. № С-564, коллекция О.Б. Селянгина); 5–6 – дайка в борту кальдеры Карымской (обр. № к10-05) 6-субфенокристалл; 7–10 – вулкан Дитмара (обр. № 21-99л, коллекция В.Л. Леонова), 10 – субфенокристалл; 11–12 – тефра “4800” (обр. № к6-06); 13–14 – тефра “1996” (обр. № к17-96). Fo – форстеритовый минал оливина, %. Другие обозначения см. в табл. 1.

Таблица 3. Представительные составы вкрапленников клинопироксена (мас. %) из базальтов Карымского вулканического центра

Компоненты	1 ц	2 пр	3 кр	4 ц	5 кр	6 ц	7 кр	8 ц	9 ц	10 кр	11 ц	12 пр	13 кр
SiO ₂	51.34	52.05	50.56	52.56	50.24	51.53	50.17	52.29	53.48	51.52	52.33	51.26	50.75
TiO ₂	0.47	0.32	0.74	0.50	0.78	0.41	0.65	0.20	0.08	0.33	0.37	0.56	0.60
Al ₂ O ₃	3.20	2.35	3.92	3.31	5.26	2.21	3.51	2.73	1.98	2.26	2.22	3.16	3.03
FeO*	9.60	7.77	11.06	7.74	8.89	5.92	7.97	4.51	5.02	8.84	9.27	7.64	10.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.00	0.03	0.00	0.29	0.21	0.92	0.22	0.00	0.00	0.05	0.00
MgO	14.58	15.70	13.22	16.03	14.33	17.04	15.65	15.45	16.84	15.43	15.56	14.68	14.03
CaO	20.23	20.53	19.81	18.46	18.53	21.09	20.36	22.79	22.66	21.33	19.38	20.84	19.46
Na ₂ O	0.39	0.15	0.20	0.44	0.37	0.04	0.08	0.18	0.05	0.18	0.34	0.41	0.31
MnO	0.18	0.04	0.14	0.10	0.11	0.03	0.03	0.09	0.05	0.17	0.05	0.05	0.11
Сумма	99.99	99.00	99.65	99.17	98.51	98.56	98.63	99.16	100.24	100.06	99.52	98.55	99.35
Mg [#]	73.0	78.3	68.0	78.7	74.2	83.6	77.8	85.9	85.68	75.7	75.0	77.4	71.3
Wo	42.15	42.39	42.30	39.45	40.82	42.67	42.10	47.67	45.31	42.92	40.15	44.13	41.56
En	42.24	45.09	39.26	47.65	43.90	47.98	45.03	44.97	46.86	43.19	44.85	43.25	41.68
Fs	15.61	12.52	18.44	12.90	15.28	9.35	12.87	7.36	7.83	13.89	15.00	12.62	16.76

Примечание. 1–3 – вулкан Стена (обр. № С-564); 4–5 – дайка в борту кальдеры Карымской (обр. № к10-05); 6–7 – вулкан Дитмара (обр. № 21-99л); 8–10 – тефра “4800” (обр. № к6-06); 11–13 – тефра “1996” (обр. № к17-96). Коэффициент магнезиальности: Mg[#] = Mg/(Mg + Fe), ат. %. Миналы пироксена: Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Другие обозначения см. в табл. 1.

Клинопироксен присутствует среди фенокристаллов в переменных количествах, от 3–5 об. % в докальдерных раннеплейстоценовых базальтах до 2–3 об. % в голоценовых. Размеры вкрапленников Сrx находятся в пределах 0.8–1.5 мм. В лавах вулкана Стена кристаллы Сrx достигают размеров в 2.5 мм, а в базальтах “к10-05” клинопироксен редок и его размеры не превышают 0.5–0.6 мм. Кристаллы часто зональны, с железистыми или магнезиальными ядрами и тонкой осцилярной зональностью в краевой зоне. Составы их изменяются от диопсидов до авгитов (рис. 4а). Диапазон магнезиальности кли-

нопироксенов довольно широк (Mg[#] 71.3–86), но для каждого объекта характерно свое соотношение составов вкрапленников к этой величине (рис. 4б, табл. 3). Например, наиболее магнезиальные докальдерные базальты вулкана Стена содержат наименее магнезиальные клинопироксены – авгиты (Mg[#] 72–80, En₄₀₋₄₆ Wo₃₉₋₄₆ Fs₁₀₋₁₆). В лавах вулкана Дитмара возрастает доля магнезиальных Сrx (Mg[#] 75–84). Наиболее магнезиальные разности отмечены в базальтах голоценовой тефры “4800” и представлены диопсидом и диопсид-салитом (Mg[#] 78–86, En₄₅₋₄₇ Wo₄₅₋₄₈ Fs₇₋₁₁). В базальтах извержения 1996 г.

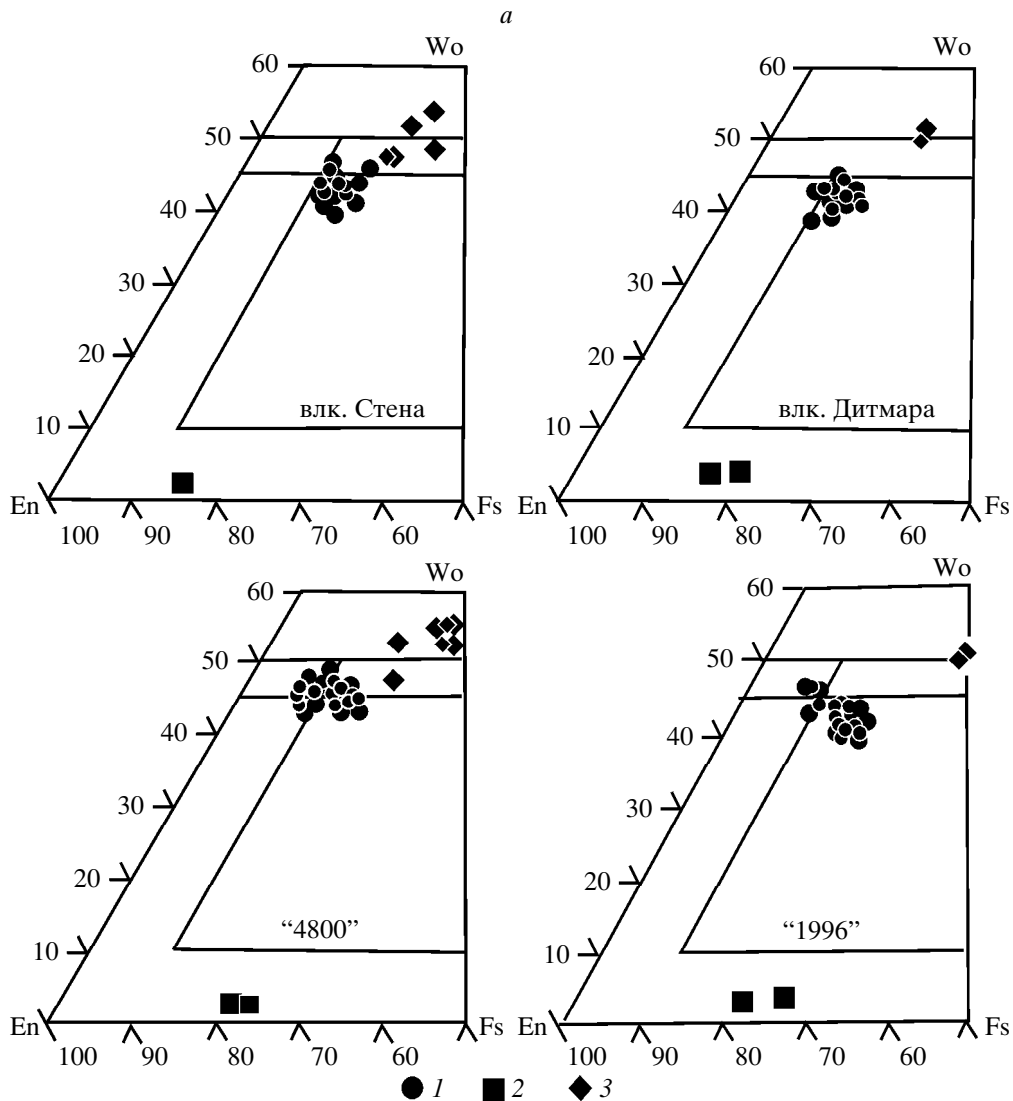


Рис. 4. Состав вкрапленников клинопироксена. Соотношение магния-кальция-железа (En-Wo-Fs) в пироксенах оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра (а): 1 – вкрапленники клинопироксена; 2 – ортопироксен, твердофазные включения в клинопироксенах; 3 – высокоглиноземистый клинопироксен (фассаит) дочерняя фаза в частично раскристаллизованных включениях в оливинах. Соотношение окислов в клинопироксене в зависимости от его магнезиальности ($Mg^{\#}$) (б): 1 – вулканы Стена и Малый Семячик; 2 – вулкан Дитмара; 3 – базальты “4800”; 4 – базальты “1996”. Фигуративные точки с $Mg^{\#} > 70$ – вкрапленники, с $Mg^{\#} < 70$ – фассаиты, дочерние кристаллические фазы в расплавных включениях в оливинах. Стрелками показано изменение состава в зональном кристалле фассаита из частично раскристаллизованного включения в оливине базальта влк. Стена.

преобладают авгиты, а диопсиды встречаются лишь в ядрах субфенокристаллов [7]. На диаграмме “ $Mg^{\#}$ – оксид” вкрапленники клинопироксенов разновозрастных базальтов Карымского вулканического центра образуют единые тренды (рис. 4б). Со снижением магнезиальности наблюдается уменьшение содержания CaO, Cr_2O_3 , слабое увеличение концентрации TiO_2 , Al_2O_3 и более значительное Na_2O , наиболее заметное для Srх из базальтов 1996 г. Отметим также повышенную титанистость вкрапленников в базальтах вулкана Дитмара и почти полное отсутствие Cr_2O_3 в Srх из лав вулкана Стена. Наиболее

магнезиальные клинопироксены “4800” отличаются наиболее высокими содержаниями CaO (22–23 мас. %) и Cr_2O_3 (0.2–0.9 мас. %).

Ортопироксен среди вкрапленников в оливинсодержащих базальтах КВЦ встречается крайне редко (рис. 4а). Он отмечен в базальтах “1996” и в слабо раскристаллизованных андезибазальтах раннеолоценовой тефры [9]. В докальдерных базальтах и тефре “4800” Орх встречается только в качестве твердофазных включений ($Mg^{\#}$ 77–82) в клинопироксене ($Mg^{\#}$ 78–83). Необычный высокоглиноземистый (Al_2O_3 6.7%, $Mg^{\#}$ 85, при отсутствии Na_2O)

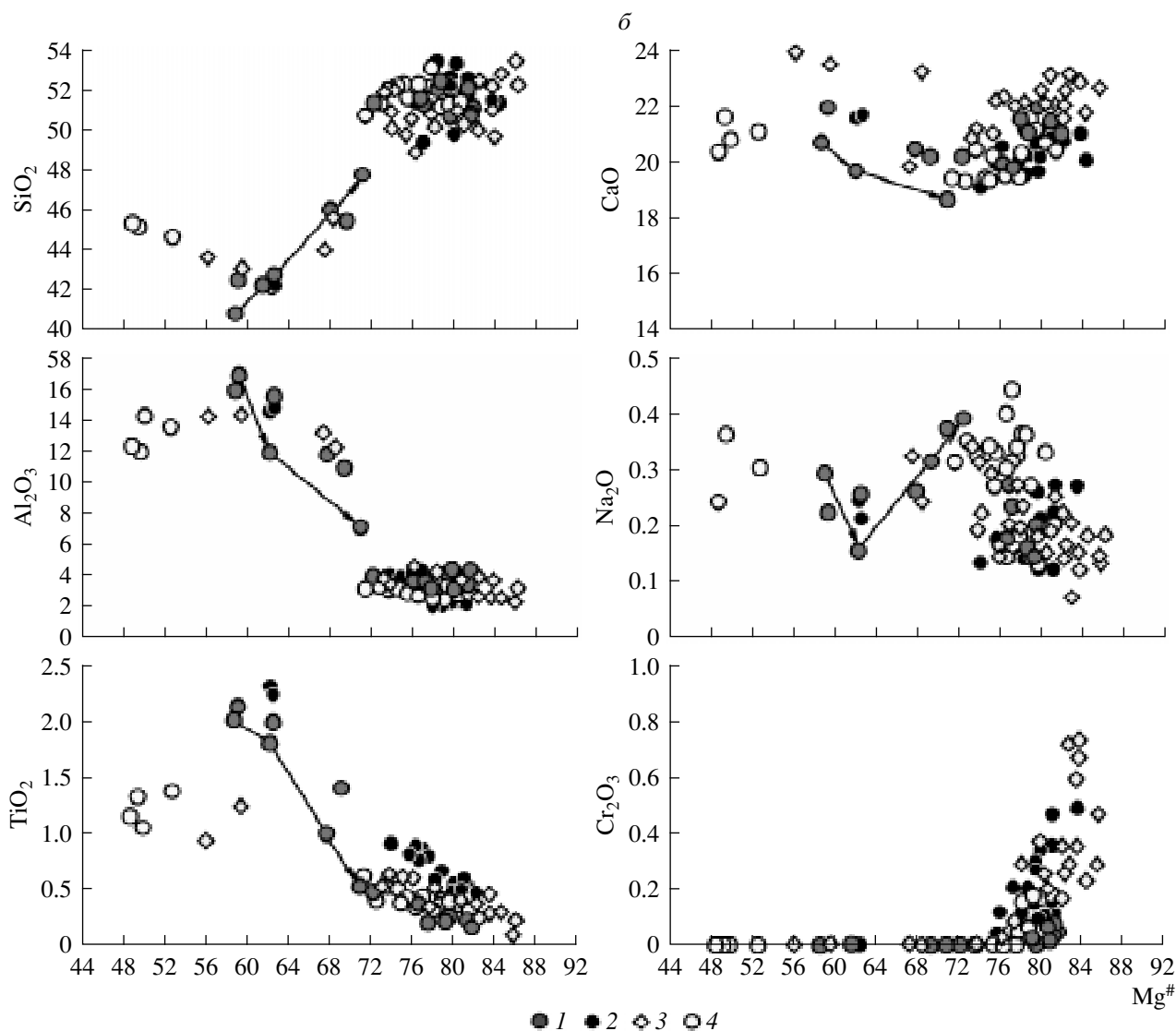


Fig. 4. Contd.

ортопироксен (алюмобронзит) отмечен в виде кристаллического включения в клинопироксене с $Mg^{\#}$ 78 в базальтах вулкана Стена.

Шпинелиды в базальтах встречаются в основном в виде твердофазных включений в оливинах, клинопироксенах и плагиоклазах, реже – в виде дочерних фаз в частично раскристаллизованных расплавленных включениях. Размеры шпинелидов варьируют в пределах 5–30 мкм. Изредка встречаются и более крупные выделения. Форма зерен овальная и октаэдрическая. В оливиновых сростках из базальтов тефры “4800” в межзерновом пространстве встречаются единичные зерна шпинели размером до 70–100 мкм. Далее будут рассмотрены, в основном, составы включений шпинелидов в оливинах, и в меньшей степени в анортитах. Их отличает широкий диапазон и характерный для каждого из объектов исследований ряд распределения составов – от

хромитов, хромпикотитов, через субалюмохромиты до герцинитов с одной стороны, и от субферрихромпикотитов, через субферриалюмохромиты до хроммагнетитов и хром-содержащих титаномгнетитов, с другой (рис. 5а, табл. 4). При этом выявлено различие в составе шпинелей в оливинах из базальтов северного и южного секторов структуры. Редкие твердофазные включения шпинели в оливинах Fo 78–82 базальтов вулканов Стена и Малый Семячик представлены глиноземистыми разностями ($Al^{\#}$ 0.61–0.72, $Mg^{\#}$ 0.47–0.54, $Cr^{\#}$ 0.15–0.20). Содержание в них Al_2O_3 составляет 32.5–41.5%, TiO_2 – 0.37–0.59%. Еще более глиноземистые твердофазные включения герцинитов (Al_2O_3 44–47%, TiO_2 – 0.39–0.71%) были определены в фенокристаллах анортита в базальте “к10-05” в северо-западном борту кальдеры Карымская. На диаграмме (рис. 5а) они занимают самую нижнюю позицию вдоль стороны $Al-Fe^{+3}$, тя-

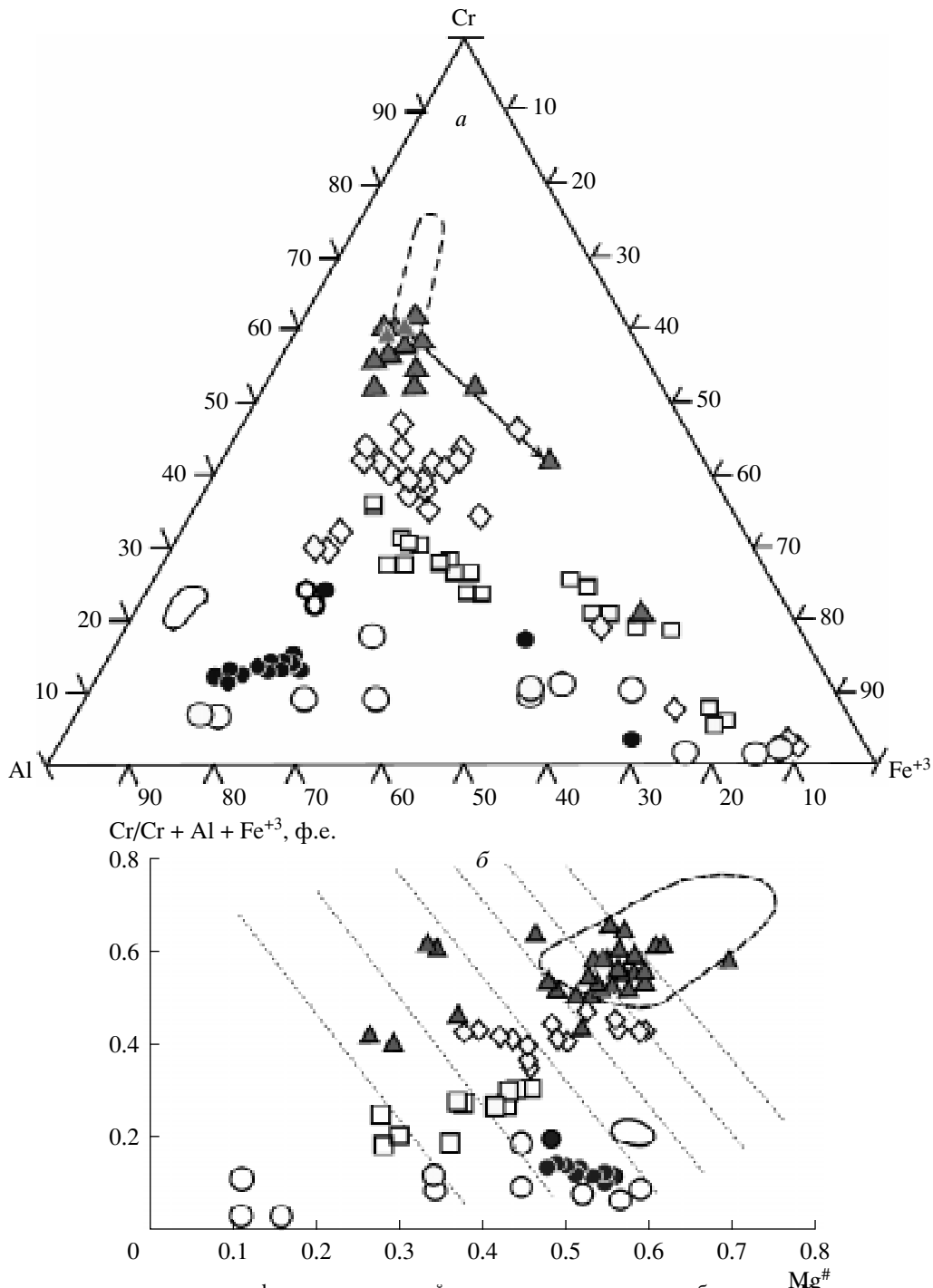


Рис. 5. Состав шпинелидов – твердофазных включений в оливинах исследуемых базальтов Карымского вулканического центра. Диаграмма соотношения Al–Cr–Fe³⁺ в шпинелях (а): 1 – вулканы Стена и Малый Семячик; 2 – вулкан Дитмара; 3 – базальты “4800”; 4 – базальты “1996”; 5 – дайка на вулкане Пра-Карымский, образец к10–05; 6 – глиноземистая шпинель в оливинах щелочных базальтов нижней части разреза щапинской свиты [5]. Поля: 7 – шпинели из лав вулкана Ключевской [21]; 8 – шпинели в меловых щелочных базальтах полуострова Камчатский Мыс, образец D213–17 [17]. Стрелкой показано изменение состава зерна шпинели в оливиновом сростке в базальте “4800”; обозначения 1–8 повторяются далее. Соотношение хромистости (Cr[#]) и магнезиальности (Mg[#]) шпинелей (б). Тонкие пунктирные линии – изоплеты содержания Fo во вмещающих оливинах, ассоциирующих со шпинелями. Диаграмма соотношения TiO₂–Al₂O₃ в шпинелях (в). IAB и MORB – поля шпинелей из базальтов островных дуг и срединно-океанических хребтов, соответственно, по [27]. Диаграмма зависимости глиноземистости (Al[#]) и железистости (Fm) шпинелей (г): 9 – поля шпинелей из различных типов ксенолитов и плутонических гипербазитов Камчатки и других районов по [12]: А – лерцолитов в базанитах Вьетнама, Б – гарцбургитов и пироксенитов вулкана Харчинского, В – верлитов-пироксенитовой ассоциации района вулкана Бакенинг, Г – гарцбургитов и пироксенитов вулкана Ключевской; 10 – предполагаемые границы полей барофильности, оценка произведена с использованием шпинель-пироксенового геобарометра [28]. Cr[#] = Cr/Cr + Al + Fe³⁺, Mg[#] = Mg/Mg + Fe²⁺, Al[#] = Al/Al + Cr + Fe³⁺, Fm = Fe/Fe + Mg.

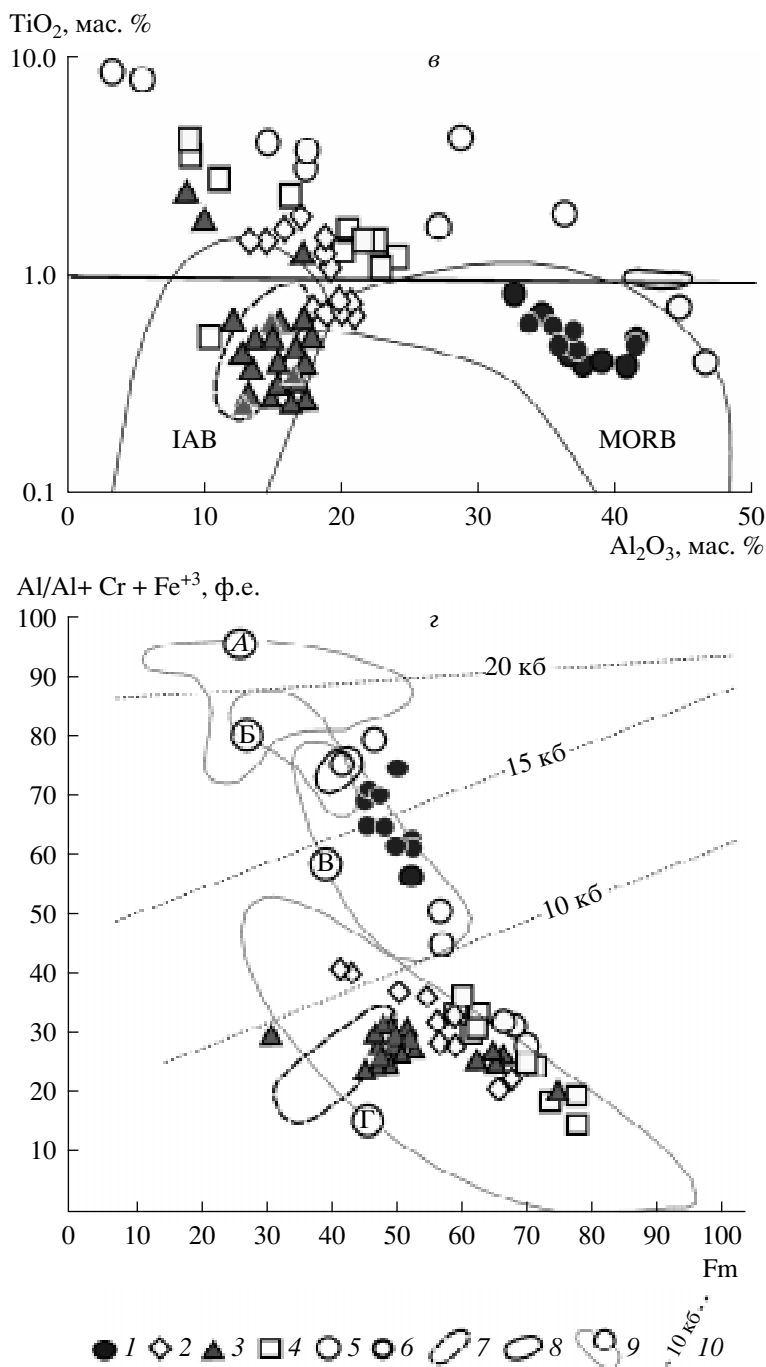


Fig. 5. Contd.

годея к области максимума алюминия. В твердофазных включениях шпинелидов более поздних по времени кристаллизации субфенокристаллов оливина, наряду с низкой хромистостью и уменьшением глиноземистости, происходит увеличение содержания расчетного окисного железа.

В базальтах южного сектора Карымского вулканического центра (вулкан Дитмара, тефра “4800”) магнезиальные оливины (Fo 85–89) содер-

жат хромистые шпинелиды. Наиболее высокие содержания хрома отмечены в хромитах, хромпикотитах в оливинах из базальтов “4800” ($Cr^{\#}$ 0.51–0.7, $Mg^{\#}$ 0.48–0.69). Содержание оксида хрома в них достигает 43–51%, TiO_2 – 0.27–0.64%. Они образуют на диаграмме (рис. 5a) компактный рой точек составов, что предполагает их кристаллизацию на определенном этапе и в относительно стабильных условиях. В более железистых оливинах при снижении $Mg^{\#}$ и со-

Таблица 4. Представительные составы включений шпинели (мас. %) во вкрапленниках из базальтов Карымского вулканического центра

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8 ц	9 кр	10	11	12	13	14
TiO ₂	1.45	0.47	0.83	0.51	1.63	1.05	0.64	0.37	2.34	0.45	0.55	0.31	1.55	1.66
Al ₂ O ₃	26.28	36.42	39.28	46.72	26.82	18.73	19.98	13.37	8.92	14.00	17.91	15.44	10.57	20.36
Fe ₂ O ₃	25.15	18.61	15.49	13.34	24.47	22.43	13.53	10.04	28.76	18.00	12.32	8.85	42.37	22.81
FeO	22.42	20.38	20.10	18.67	21.92	20.61	17.09	24.44	27.50	20.68	17.87	14.78	25.00	21.96
Cr ₂ O ₃	15.52	12.22	12.57	6.67	13.97	26.66	35.95	46.40	27.79	37.72	39.62	48.09	14.93	22.90
MgO	9.60	11.28	12.16	13.56	9.61	9.47	11.74	6.83	5.84	8.65	10.98	12.91	5.23	9.09
MnO	0.25	0.17	0.23	0.00	0.24	0.20	0.29	0.40	0.25	0.45	0.44	0.50	0.22	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.67	99.55	100.75	99.47	98.66	99.15	99.22	101.85	101.40	99.95	99.70	100.88	99.87	98.81
Fo (An)	78.5	79.5	79.5	(90.0)	80.7	80.0	84.2			79.1	85.5	88.7	74.3	80.9

Примечание. 1–3, 5–14 – включения шпинелей во вкрапленниках оливина. 4 – включение шпинели во вкрапленнике анортита; 1–3 – вулкан Стена (обр. № С-564); 4–5 – дайка в борту кальдеры Карымской (обр. № к10-05), 6–7 – вулкан Дитмара (обр. № 21-99л); 8–12 – тефра “4800” (обр. № к6-06), 8–9 – субфенокристалл шпинели; 13–14 – тефра “1996” (обр. № к17-96). Fo (An) – форстеритовый и анортитовый миналы вкрапленников оливина и плагиоклаза с включениями шпинелей. Другие обозначения см. в табл. 1.

держаний оксида хрома, значение хромистости шпинели практически не изменяется. Исключение составляют низкомагнезиальные, низкохромистые титансодержащие шпинелиды из железистых вкрапленников оливина (рис. 5б). Наиболее хромистые шпинели базальтовой тefры “4800” тяготеют к полю шпинелей из оливинов базальтоидов вулкана Ключевской [21]. Зерна шпинели из межзерновых зон оливиновых сростков (тефра “4800”) зональны. Ядра зерен имеют хромистый состав, а в краевых зонах кристаллов наблюдается увеличение содержания железа. Шпинели в оливинах из базальтов вулкана Дитмара представлены субальмохромитами. Со снижением магнезиальности оливинов составы шпинелидов эволюционируют в сторону уменьшения концентраций Cr₂O₃ (от 36.0 до 26.7 мас. %), Al₂O₃ (от 21.3 до 13.5 мас. %) и MgO (от 12.7 до 7.8 мас. %) при одновременном увеличении их железистости (от 33.3 до 54 мас. %) и концентрации TiO₂ (от 0.64 до 2.04 мас. %). Cr[#] шпинелидов снижается при этом незначительно – от 0.51 до 0.40 мас. %. В оливинах из базальтов “1996” шпинелиды представлены еще более глиноземистыми разновидностями – субферриалюмохромитами. Тренд их эволюции, связанный с обогащением оксидами железа и титана непрерывный, что свидетельствует о постепенном обогащении расплава этими компонентами.

В основной массе базальтов присутствует титаномagnetит. В базальтах южного сектора он хромсодержащий, а в лавах северного – бесхромистый, но с повышенным содержанием титана. Повышение содержания титана в процессе кристаллизации находит отражение и в появлении в основной массе ильменита.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНАХ

В настоящей работе рассматриваются, главным образом, негомогенизированные расплавные включения в оливинах. Включения имеют округлую форму, их размеры варьируют от первых мкм до 10–20 мкм и реже 30–40 мкм. Последние, в целом, достаточно редки, но пользуются широким распространением в оливинах базальтовой тefры “1996”. Расплавные включения, как правило, в различной степени раскристаллизованы и состоят из кристаллических фаз, остаточного стекла и вскрытой полости газового пузырька (рис. 6, табл. 5). Дочерние кристаллические фазы представлены фассаитом (высокоглиноземистым, высококальциевым и титанистым Crx), иногда в ассоциации со шпинелидами. Фассаит во включениях образует единичные игольчатые микролиты, скопления игольчатых микролитов скелетного облика и отдельные более крупные фазы. Наиболее раскристаллизованные включения характерны для оливина Fo 78–82 из базальтов вулкана Стена (рис. 6в, г) и Fo 85–87 из базальтовой тefры “4800”. Фассаит в них заполняет иногда до половины объема включения. В оливинах вулкана Стена встречено включение, в котором фассаит кристаллизуется от границы с оливином-хозяином, образуя в кайме сростание с другим идиоморфным зональным кристаллом фассаита, который, в свою очередь, находится в сростании с глиноземистой шпинелью – плеонастом (рис. 6з). В зональном кристалле фассаита (табл. 5, № 6, 7) магнезиальность увеличивается от центра (58.7) к краю (70.9), а глиноземистость, содержание железа и титана снижаются, приближаясь к значениям этих

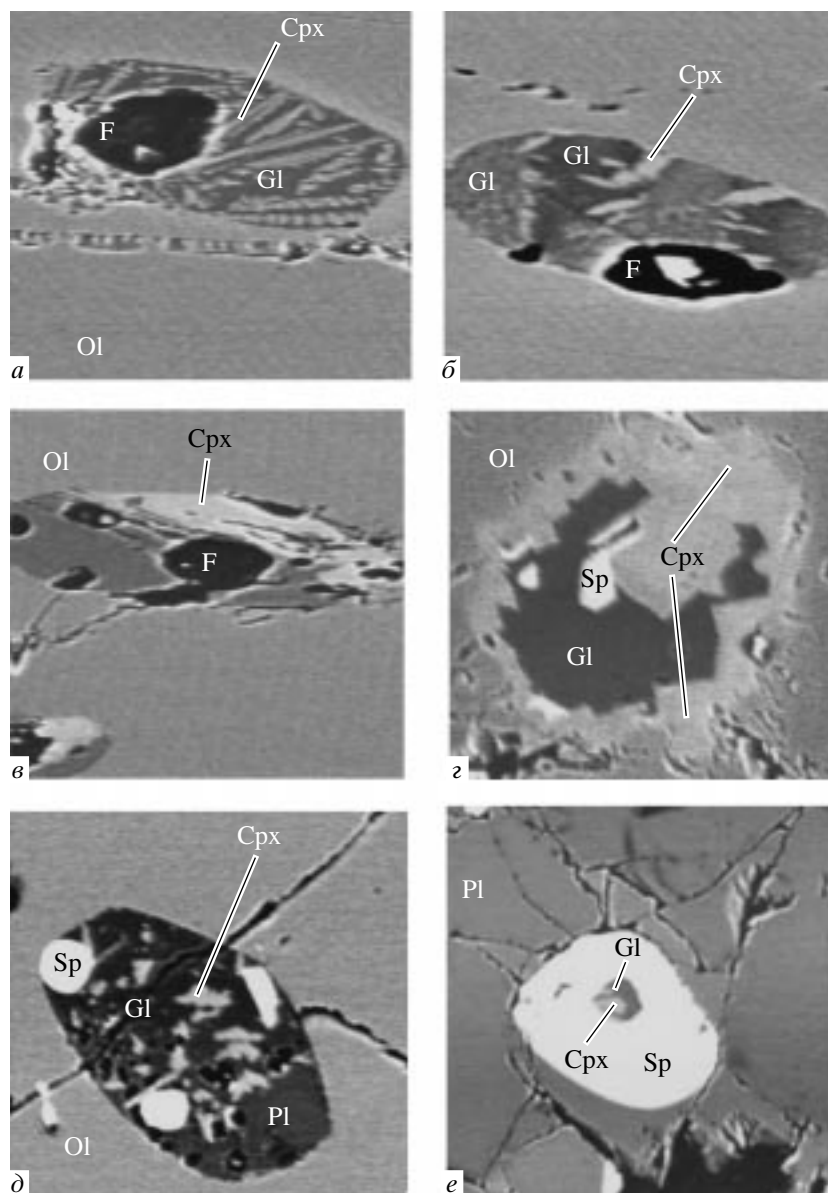


Рис. 6. Микрофотографии расплавных включений: в оливинах (а–г, вулкан Стена; д, тефра 1996 г.); в анортите (е, дайка “к10-05”). Индексы кристаллических фаз: Ol – оливин-хозяин, Crx – дочерняя кристаллическая фаза клинопироксена (фассаит), Gl – остаточное стекло, F – вскрытая полость газового пузырька, Sp – шпинель, дочерняя кристаллическая фаза, Pl – в (д), дочерняя фаза, битовнит, в (е) – минерал-хозяин, анортит. Размер кадра: а – г – 50 мкм, д – 100 мкм, е – 200 мкм.

компонентов во вкрапленниках клинопироксена. В краевой зоне увеличивается концентрация Na_2O до уровня содержания этого компонента в клинопироксенах базальтов “1996”. Содержание Al_2O_3 в плеонасте достигает 54.13 мас. %.

В базальтах “1996” во включениях расплава совместно с микролитами фассаита распространены субальюмохроммагнетиты (Al_2O_3 6–9 мас. % и Cr_2O_3 5–12 мас. %). Иногда зерна шпинелидов пересекают границы расплавных включений, что указывает на их нахождение в виде фаз-узников. Частично раскристаллизованное расплавное включение

с дочерней фазой фассаита встречено также в твердофазном включении шпинели в фенокристалле аноррита из базальта “к10-05” – дайки в северо-восточном борту кальдеры Карымская (рис. 6е).

Фассаит во включениях отличается повышенным содержанием Al_2O_3 (12–16.5 мас. %), TiO_2 (1–2.4 мас. %), FeO (8.6–14.4 мас. %) (табл. 5). Его $\text{Mg}^\#$ коррелируется с $\text{Mg}^\#$ оливина-хозяина и варьирует от 48.6–52.6 в тефре “1996” до 56–69.7 в базальтах повышенной магнезиальности (рис. 4б). На графиках видно, что для фассаитов характерно наличие точки перегиба в области $\text{Mg}^\#62$. Причиной резко-

Таблица 5. Составы остаточных стекол и кристаллических фаз (мас.%) в негомогенизированных расплавных включениях в оливинах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	52.74	64.22	67.49	58.43	54.63	41.74	47.78	44.82	45.16	46.61	0.00	0.00
TiO ₂	1.30	0.15	0.13	1.30	1.39	2.05	0.51	0.95	1.32	0.00	0.18	5.25
Al ₂ O ₃	22.04	18.75	18.27	20.34	22.99	16.50	7.04	12.23	11.21	33.89	54.11	8.72
FeO*	4.68	1.52	1.23	4.42	2.57	11.35	9.88	9.19	14.40	1.26	34.44	68.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.21
MgO	2.07	0.28	0.24	1.39	0.85	9.06	13.53	12.24	7.87	0.00	10.58	5.73
CaO	12.74	3.78	3.25	10.14	14.96	21.08	18.60	20.07	21.68	18.20	0.06	0.00
Na ₂ O	3.46	5.23	3.65	2.69	2.64	0.24	0.37	0.25	0.36	1.51	0.00	0.00
K ₂ O	0.57	3.35	3.49	0.85	0.64	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Сумма	99.60	97.28	97.75	99.56	100.72	102.02	97.75	99.75	102.00	101.51	99.37	100.51
Fo	77.6	81.4	81.4	78.8	78.4	81.4	81.4	87.5	74.3	74.3	81.4	74.3

Примечание. 1–5 – остаточное стекло в расплавных включениях в оливинах: 1–3 – вулкан Стена (1 – включение с игольчатым микролитом фассаита, 2 – включение с зональным кристаллом фассаита, центр включения, 3 – то же, рядом с кристаллом фассаита); 4–5 – вулкан Дитмара, частично раскристаллизованные включения. 6–9 – кристаллические фазы фассаита и высокоглиноземистого авгита: 6–7 – вулкан Стена (6 – зональный кристалл, центр, 7 – то же, край); 8 – “4800”, 9 – “1996”, частично раскристаллизованное включение. 10 – “1996”, фаза плагиоклаза во включении. 11–12 – фазы шпинелидов в расплавных включениях: 11 – вулкан Стена, плеонаст (совместно с зональным фассаитом 6–7), 12 – “1996”, субферриалуомохромит. Fo – форстеритовый минал оливина–хозяина.

го понижения содержания Al₂O₃, CaO, TiO₂ по мере дальнейшего снижения магнезиальности фассаита, может служить начало кристаллизации в расплавных включениях как плагиоклаза, так и Fe–Ti оксидов. В базальтах “1996” среди дочерних фаз в расплавных включениях в оливинах Fo 74–76 обнаружен плагиоклаз (битовнит) (рис. 6д, табл. 5).

Состав остаточных стекол в расплавных включениях зависит от степени их раскристаллизации (табл. 5). При минимальном содержании дочерних кристаллических фаз содержание SiO₂ в остаточном стекле варьирует в пределах 50.7–52.4% и имеет глиноземистый состав (20–22 мас. % Al₂O₃, 12–14 мас. % CaO). При увеличении степени кристалличности остаточные стекла раскисляются до андезибазальтового состава (54.6–56.9 мас. % SiO₂). С понижением MgO в стеклах происходит умеренное увеличение содержания SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂ и уменьшение FeO, Na₂O. Во включениях с высокой степенью раскристаллизации резко возрастают содержания SiO₂ (дацитовые и риодацитовые составы), Na₂O и снижаются – Al₂O₃, CaO, TiO₂ и FeO. При этом в остаточных стеклах иногда увеличиваются содержания K₂O и концентрация воды (“горение” стекол при микрозондовом анализе).

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра принадлежат к низко- и умереннокалиевым базальтам нормальной щелочности натриевого ряда (Na₂O/K₂O = 4–7), а по соотношению FeO*/MgO (1.0–2.9) относятся к толеитовой

серии. Отдельные составы базальтов, преимущественно, южного сектора КВЦ, с повышенным содержанием SiO₂ и K₂O расположены на границе толеитовой и известково-щелочной серий. Для базальтов вулканов Стена и Малый Семячик характерны наиболее низкокремнистые и высокомагнезиальные составы (MgO от 11.1 мас. % в высокомагнезиальных базальтах до 3.5 мас. % – в лейкократовых; Al₂O₃ от 16 до 22.7 мас.%, соответственно) (рис. 7а, табл. 6). Базальты южного сектора структуры, за исключением наиболее магнезиальных разновидностей вулкана Дитмара, продолжают эволюционный тренд базальтов вулканов Стена и Малый Семячик и относятся к глиноземистым разновидностям. В эту группу попадает и дайка в северо-западном борту кальдеры Карымская. По содержанию макрокомпонентов лавы основного состава южного сектора КВЦ близки докальдерным оливинсодержащим базальтам Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии [8], отличаясь более повышенными концентрациями CaO, MgO и Na₂O. При увеличении кремнекислотности базальтов в них возрастают концентрации многих редких литофильных элементов, наиболее значимо – Sr, Zr, Nb, Y; снижаются содержания элементов группы железа (V, Ni, Co, Sc) (рис. 7б, табл. 6). При этом в базальтах северного сектора отмечается параллельный тренд в распределении некоторых редких элементов, выражающийся в более резком снижении концентраций Ni, Co, по мере увеличения глиноземистости лав и увеличении – V и Y. Распределение Sr в базальтах КВЦ показывает, что умеренномагнезиальные базальты вулкана Дитмара (южный сектор) значительно более обогащены этим компонентом,

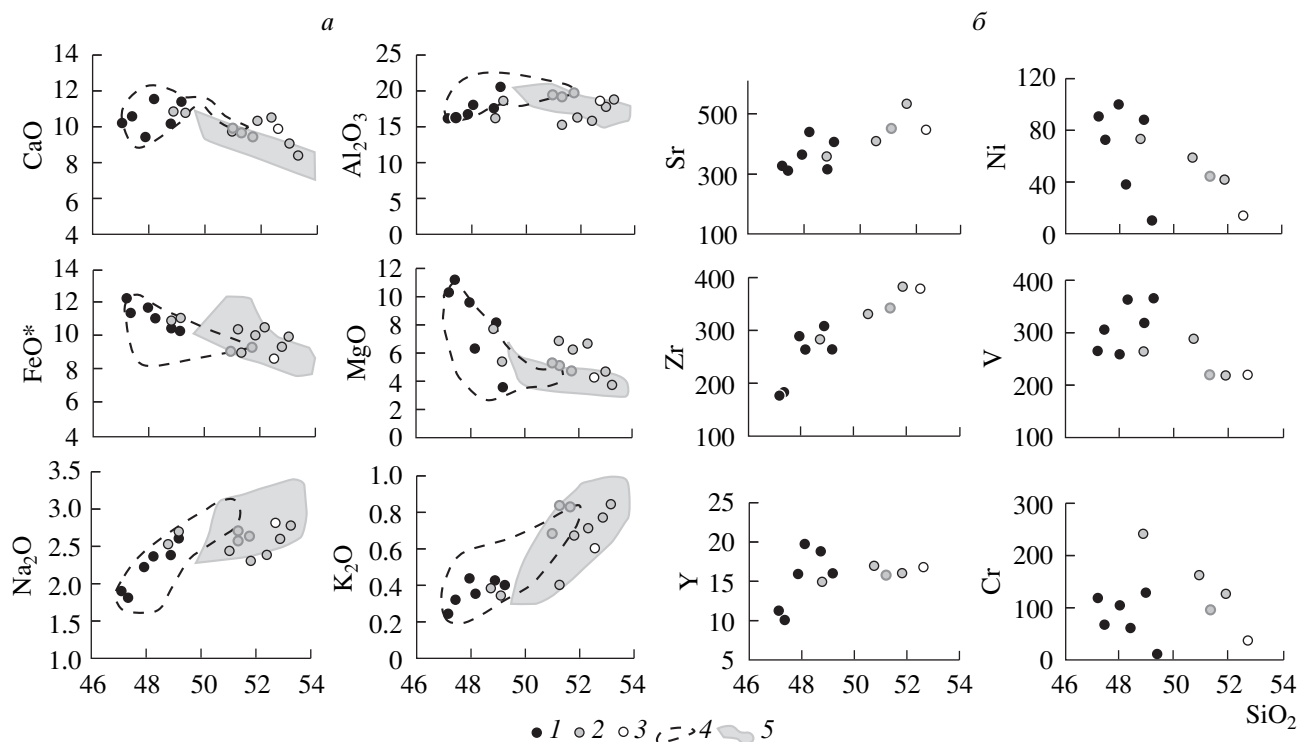


Рис. 7. Содержание петрогенных компонентов (а) и редких элементов (б) в зависимости от содержания SiO_2 (мас. %) в оливинсодержащих базальтах Карымского вулканического центра. 1 – вулканы Стена и Малый Семячик (северный сектор); 2 – базальты южного сектора, тефра извержения 1996 г. выделена более толстым ободком; 3 – базальт дайки в северо-западном борту кальдеры Карымской; 4 – поле распространения оливинсодержащих базальтов по [18]; 5 – оливинсодержащие базальты Узон-Гейзерной депрессии [8].

чем меланократовые разности вулканов Стена и Малый Семячик (северный сектор). Эта закономерность находится в соответствии с составами твердофазных включений шпинели в оливинах из базальтов различных секторов КВЦ.

По характеру спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных по хондриту, для базальтов КВЦ можно выделить три типа кривых (рис. 8 а). К первому типу относятся спектры меланократовых базальтов вулкана Стена. Они отличаются наиболее низким содержанием РЗЭ (21.4–22.4), их слабой степенью фракционирования (La/Yb 1.7–2.6), незначительным дефицитом легких лантаноидов (La/Gd 1.14–1.3) и более значительной деплетированностью (Gd/Yb 1.5–1.6) в области тяжелых. Такой спектр характерен для примитивных расплавов, в процессах кристаллизационной дифференциации которых участвуют в основном оливин и клинопироксен [3]. Второй тип образуют спектры, умеренномагнезиальных базальтов вулканов Стена, Малый Семячик, Дитмара и глиноземистых базальтов дайки в северо-западном борту кальдеры Карымская. Эти спектры отличаются крутым наклоном кривых от легких лантаноидов к средним (La/Gd 2.1–2.8) и некоторым выполаживанием по направлению к тяжелым РЗЭ (Gd/Yb 1.7–1.8). Концентрации РЗЭ увеличиваются

с ростом кремнекислотности базальтов от 26.7 до 46.8 г/т. В базальтах вулкана Дитмара содержания РЗЭ находятся на уровне базальтов вулкана Малый Семячик (41.6), а в дайке достигают максимального значения. Рост концентраций РЗЭ происходит в основном за счет резкого увеличения содержаний легких лантаноидов, что связано с увеличением роли плагиоклаза в процессах фракционирования расплава [3] и согласуется с повышенной глиноземистостью этой группы базальтов. Третий тип спектров отличается максимальной концентрацией РЗЭ (46.3–46.8) и связан с глиноземистыми базальтами эксплозивных извержений “4800” и “1996”. Характерной особенностью этих спектров является проявление резкого снижения концентраций элементов средней части ряда (La/Gd 2.9–3.0) и последующего выполаживания в области тяжелых земель (Gd/Yb 1.6–1.7). Деплетированность тяжелых РЗЭ может быть связана с одновременным фракционированием плагиоклаза и темноцветных минералов, главным образом пироксена. Для всех спектров отмечается отсутствие европиевой аномалии.

Низкие концентрации РЗЭ в магнезиальных базальтах северного сектора (вулканы Стена и Малый Семячик) и дефицит в них легких лантаноидов сопоставимы с таковыми для толеитов срединно-океанических хребтов (MORB). По соотношению Th/Yb –

Таблица 6. Содержание петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в базальтах Карымского вулканического центра

№ обр.	C-567	C-564	C-571б	C-570а	C-608	C-576	21-99л	22-99л	к27-96	к13-97	к10-05
SiO ₂	47.17	47.37	48.89	49.14	47.91	48.19	48.85	50.73	51.36	51.84	52.61
TiO ₂	0.75	0.64	0.82	0.87	0.78	0.95	0.81	0.91	0.89	0.55	0.76
Al ₂ O ₃	16.17	16.22	17.38	20.62	16.81	18.02	16.71	17.20	19.43	16.25	18.90
Fe ₂ O ₃	4.30	3.02	3.39	5.48	3.78	3.69	3.67	3.70	1.99	3.02	3.92
FeO	7.72	8.26	7.00	4.67	7.72	7.18	6.51	5.77	6.99	6.99	4.76
MnO	0.20	0.19	0.18	0.16	0.19	0.19	0.16	0.17	0.12	0.15	0.15
MgO	10.30	11.10	7.94	3.47	9.63	6.42	7.71	6.70	5.10	6.38	4.30
CaO	10.54	10.71	10.67	11.62	9.58	11.85	11.1	10.30	9.94	10.52	10.20
Na ₂ O	1.92	1.81	2.39	2.61	2.23	2.38	2.52	2.66	2.58	2.30	2.81
K ₂ O	0.26	0.31	0.41	0.39	0.42	0.34	0.40	0.52	0.84	0.68	0.62
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.11	0.10	0.13	0.13	0.11	0.23	0.13	0.10	0.15
LOI	0.43	0.45	0.79	0.73	0.55	0.49	1.64	1.09	0.19	1.12	0.88
Сумма	99.85	100.14	99.97	99.86	99.71	99.83	100.19	99.98	99.56	99.9	100.06
Sc	34	31	39	31	27	43	36	35	26	31	26
V	266	305	319	346	258	362	262	279	222	218	224
Cr	113	67	126	7	102	59	244	160	97	124	41
Co	57	56	45	27	53	42	38	38	25	27	26
Ni	89	72	88	8	99	36	74	59	43	41	15
Cu	97	132	146	131	75	157	124	149	105	104	79
Zn	86	80	92	79	83	91	66	70	142	74	65
Ga	15.6	15.5	19.5	20.4	17.9	20.0	15.9	19.1	17.4	21.5	17.5
Ge	1.1	1.1	1.2	0.9	1.1	1.3	1.1	1.3	1.0	1.3	1.5
Rb	3	2	5	2	5	4	5	7	8	10	9
Sr	307	285	396	385	349	421	339	402	442	519	436
Y	11	10	19	16	16	20	15	17	16	16	17
Zr	26	25	51	42	47	43	47	56	58	66	66
Nb	0.7	0.8	1.3	1.0	1.6	1.4	1.6	1.9	1.8	1.8	2.0
Mo	1.0	0.7	1.0	0.5	0.8	0.5	0.9	1.0	1.7	1.2	0.8
Sn	0.8	0.5	0.7	0.6	0.7	0.6	0.4	1.0	1.4	0.9	0.9
Sb	0.4	0.4	0.6	0.5	0.5	0.5	1.8	1.3	1.7	1.9	0.5
Cs	0.18	0.11	0.28	0.21	0.29	0.27	0.35	0.30	0.33	0.37	0.27
Ba	102	94	132	115	129	121	118	126	177	186	166
La	2.29	1.94	4.24	3.07	4.20	3.92	5.66	5.27	6.63	6.75	5.81
Ce	5.88	5.38	11.12	8.31	10.80	11.16	13.56	12.72	16.37	15.62	14.65
Pr	0.91	0.87	1.74	1.34	1.64	1.75	1.81	1.84	2.22	2.17	2.10
Nd	4.61	4.25	8.55	6.82	8.13	8.55	8.21	8.48	9.76	9.68	9.50
Sm	1.35	1.40	2.45	2.08	2.14	2.69	2.20	2.30	2.31	2.31	2.73
Eu	0.48	0.50	0.88	0.78	0.79	0.96	0.75	0.79	0.77	0.75	0.91
Gd	1.69	1.70	2.96	2.67	2.64	3.18	2.51	2.55	2.26	2.33	2.76
Tb	0.30	0.31	0.50	0.44	0.43	0.54	0.43	0.41	0.38	0.40	0.47
Dy	1.89	2.00	3.16	2.78	2.63	3.45	2.54	2.61	2.35	2.54	3.00
Ho	0.41	0.42	0.66	0.59	0.55	0.72	0.53	0.54	0.50	0.52	0.61
Er	1.16	1.17	1.93	1.69	1.60	2.05	1.51	1.48	1.37	1.45	1.70
Tm	0.17	0.18	0.28	0.25	0.23	0.30	0.22	0.22	0.23	0.21	0.25
Yb	1.11	1.13	1.74	1.60	1.47	1.92	1.44	1.40	1.44	1.34	1.62
Lu	0.17	0.16	0.27	0.23	0.23	0.29	0.22	0.22	0.21	0.21	0.24
Hf	0.67	0.70	1.31	1.07	1.22	1.15	1.37	1.55	1.59	1.75	1.88
Ta	0.05	0.07	0.11	0.08	0.11	0.09	0.14	0.18	0.16	0.19	0.16
W	0.09	0.07	0.11	0.06	0.27	0.07	0.70	0.76	0.77	0.92	0.09
Tl	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.03
Pb	3.46	2.30	2.59	1.78	2.16	2.33	1.57	2.36	1.96	2.87	2.73
Th	0.39	0.25	0.43	0.29	0.44	0.33	0.84	0.63	0.82	0.90	0.68
U	0.19	0.15	0.23	0.16	0.25	0.18	0.26	0.29	0.44	0.47	0.36

Примечание. № C-567-C-576 – базальты северного сектора КВЦ, образцы О.Б. Селягина, № 21-99л – к13-97 – базальты южного сектора КВЦ, № к10-05 – базальт центрального сектора КВЦ. Аналитические методы см. в тексте.

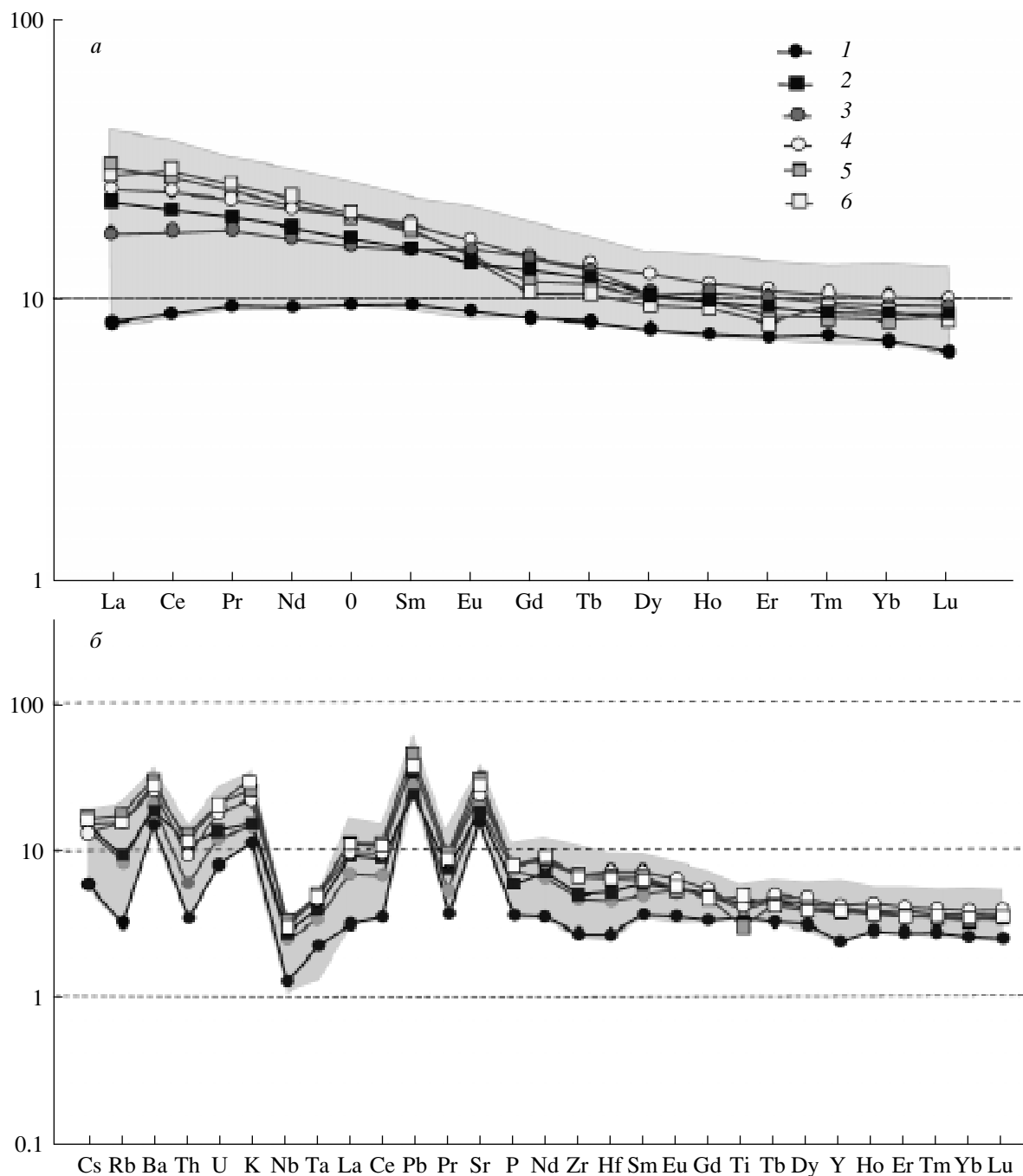


Рис. 8. Геохимия редких и редкоземельных элементов в оливинсодержащих базальтах Карымского вулканического центра: *a* – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, *б* – спайдердиаграммы гигромагматофильных элементов, нормированных по примитивной мантии. 1–2 – докальдерные вулканы (1 – вулкан Стена, 2 – вулкан Дитмара); 3–4 – верхнеплейстоцен-голоценовые образования (3 – вулкан Малый Семячик; 4 – дайка в северо-западном борту кальдеры Карымской; 5 – тефра “4800”; 6 – тефра “1996”). Затененное поле – спектр составов базальтов Карымского вулканического центра, включая двупироксеновые разности, *в* – диаграмма отношений $\text{Th/Yb} - \text{Ta/Yb}$ [29] в оливинсодержащих базальтах Карымского вулканического центра. Условные обозначения фигуративных точек см. рис. 7. Поля: светло-серое – базальты северной части Восточного вулканического пояса Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии по [22], серое – базальты Срединного хребта, там же.

Th/Yb [29] составы базальтов Карымского вулканического центра, как и базальтов вулканов северной части Восточного вулканического пояса и Цен-

трально-Камчатской депрессии [22], близки к составу обедненного мантийного источника (рис. 8 *в*). Расположение их составов вне поля мантийной зависи-

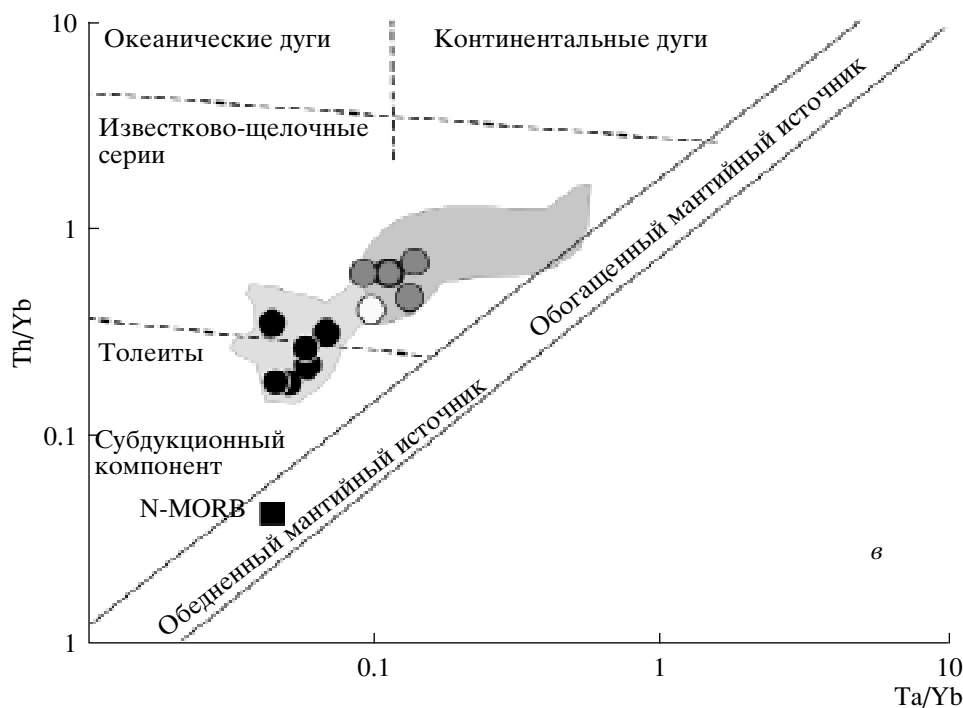


Fig. 8. Contd.

мости свидетельствует о флюидном обогащении базальтовых расплавов в результате дегидратации погружающейся океанической плиты. Базальты южного сектора КВЦ на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb располагаются в поле составов базальтов Срединного хребта Камчатки [22], что отражает, главным образом, их более дифференцированный характер.

Кривые распределения гигромагматофильных элементов (рис. 8б) имеют схожую конфигурацию с выраженными Nb и Ta минимумами и отчетливыми максимумами в распределении Ba, K, Pb и Sr, что характерно для магм островодужных геодинамических обстановок, в процессе формирования которых принимали участие надсубдукционные флюиды [24]. Обращает на себя внимание Y-минимум в наиболее магнезиальных базальтах вулкана Стена, что наряду с низким уровнем содержания в них тяжелых РЗЭ может свидетельствовать о гарцбургитовом рестите первичных магм и высоких степенях плавления мантии [23]. Близкий характер распределения магматофильных элементов в базальтах КВЦ указывает на их происхождение в результате общих процессов магмообразования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования состава породообразующих минералов оливинсодержащих базальтов различных этапов развития КВЦ показывают, что для минералов характерны близкие эволюционные тренды, свидетельствующие о генетическом родстве исходных ба-

зальтоидных расплавов и общности процессов их кристаллизации. Направления трендов согласуются с представлениями о фракционной кристаллизации при снижении температуры, как одного из основных параметров, определяющих направленность эволюции расплавов. Анализ сосуществующих кристаллических фаз (сростков и твердофазных включений в минералах) показывает, что этот процесс связан с котектической минеральной ассоциацией Pl-Ol-Crx. Для всех рассмотренных базальтов выделяется сквозная ассоциация этих минералов с составом: Ol (Mg[#]74–78) – Crx (Mg[#]76–78) – Pl (An 77–89). Эта ассоциация соответствует габброидным интрузивным сериям и может рассматриваться как производная корового магматического очага при давлении 2–5 кбар [1], что соответствует глубинам 7–18 км. Преобладание фенокристаллов оливина умеренной магнезиальности (Mg[#] 75–82) в меланократовых базальтах (MgO 9–11 мас. %) вулканов Стена и Малый Семячик может свидетельствовать о том, что большая часть из них является неравновесной фазой. Согласно [26] равновесными с такими расплавами могут быть оливины с Mg[#] 85–86 (в базальтах вулкана Стена было обнаружено единственное зерно оливина Fo 85 с включением глиноземистой шпинели [18]). Кроме того, существует еще неравновесная минеральная ассоциация, которая оценена по составу сосуществующих твердофазных включений: Ol (Mg[#]80–82, реже 85) – Crx (Mg[#]80–82) – Pl (An 89–96). Она также является производной магм малоглубинных коровых магматических очагов.

Для более дифференцированных кремнекислых базальтов южного сектора, особенно лав вулкана Дитмара и тефры “4800”, характерен широкий интервал магнезиальности оливинов и клинопироксенов. Наряду с низкомагнезиальными вкрапленниками, здесь довольно широко представлены фенокристаллы оливина с $Mg^{\#}$ 85–89 и клинопироксена с $Mg^{\#}$ 84–86. Плагиоклаз в ассоциации с ними не встречен ни в сростках, ни в виде твердофазных включений. Эта ассоциация также неравновесна составу лав и кристаллизовалась, очевидно, из более магнезиальных расплавов. Согласно [26], в умеренномагнезиальных базальтах вулкана Дитмара с содержанием MgO в расплаве 7–8% равновесным является оливин $Mg^{\#}$ 78–80.

Редкие, но характерные для всех оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра твердофазные включения ортопироксена ($Mg^{\#}$ 77–82) в авгитах близкой магнезиальности свидетельствуют о том, что этот минерал присутствовал на более ранней стадии кристаллизации базальтового расплава, как это было отмечено и для базальтов вулкана Ключевской [21].

Наиболее информативным в изученных базальтах является состав твердофазных включений шпинелидов в оливинах. В базальтах южного сектора в оливинах встречаются в основном хромистые шпинелиды, включающие в себя хромиты, хромпикотиты, субальмохромпикотиты. Высокохромистая шпинель определена в наиболее магнезиальных оливинах (Fe 86–89) из базальтовой тефры “4800”. По уровню хромистости ($Cr^{\#}$ 0.57–0.68), степени окисленности (FeO/Fe_2O_3 1.8–2.5) и низкой концентрации TiO_2 (0.27–0.4 мас. %) она близка хромистым шпинелям вулкана Ключевской (рис. 5), для которого установлена кристаллизация первичных пикритовых расплавов на уровне верхней мантии [21]. Компактное обособление точек составов шпинелей на диаграмме (рис. 5а) свидетельствует о стабильных условиях кристаллизации расплава. Температуры их кристаллизации рассчитаны на основании $OI-Sp$ геофугометра [25] в пределах $1300^{\circ}C$ при фугитивности кислорода – 6.35/+1.17 QFM. Парагенезис $OI-Sp$, состав которых соответствовал бы мантийным уровням [23], обнаружен не был, однако, высокое значение $Cr^{\#}$ ликвидусной шпинели свидетельствует о расположении источника первичных, близких к пикритоидным, магм на границе коры и верхней мантии. Хромистые, и в то же время, более глиноземистые и железистые по составу шпинелиды базальтов вулкана Дитмара и базальтовой тефры 1996 г. кристаллизовались, возможно, из более дифференцированных и более обогащенных железом и титаном расплавов.

Особый интерес вызывает обнаружение включений высокоглиноземистой (33–47% Al_2O_3) шпинели (герцинита) в оливине ($Mg^{\#}$ 78–81) базальтов вулканов Стена и Малый Семячик и в анортите ба-

зальта “к10-05” (дайка в северо-западном борту кальдеры Карымская). Высокоглиноземистая шпинель не характерна для надсубдукционных островодужных магм и до этого не определялась в лавах других четвертичных вулканов Восточного вулканического пояса, как среди субфенокристаллов, так и твердофазных включений в минералах. По уровню глиноземистости ($Al^{\#}$ 0.6–0.78) шпинели в оливинах и анортитах базальтов северного сектора КВЦ близки шпинелям внутриплитных щелочных позднемиоцен-плиоценовых базальтов (щипинская свита) восточных отрогов Валагинского хребта, бассейна р. Левая Жупанова [5] и меловых базальтов (обр. № D-213-17) Камчатского Мыса [17], а также шпинелям, встречающимся в ультрамафитовых ксенолитах из островодужных базальтов [12] (рис. 5б–з). В то же время, от глиноземистых шпинелей щелочных лав они отличаются пониженным содержанием титана и хрома, а от шпинелей в ультраосновных ксенолитах – низкой магнезиальностью и повышенной концентрацией железа. На классификационной диаграмме Al_2O_3 и TiO_2 для низкотитанистых мантийных шпинелей (рис. 5в), приведенной в [27], составы высокоглиноземистых шпинелей базальтов северного сектора КВЦ находятся в поле шпинелей базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), в то время как высокохромистые шпинели тефры “4800”, как и вулкана Ключевской – в поле шпинелей базальтов островных дуг (IAB).

Согласно [12], глиноземистость ($Al^{\#}$) шпинели определяется давлением. На диаграмме корреляции $Al^{\#}$ и степени железистости шпинелей из ультрамафитовых ксенолитов, обнаруженных в вулканических породах различных геодинамических обстановок (рис. 5г), глиноземистые шпинели в базальтах вулканов Стена и Малый Семячик попадают в поле шпинелей ксенолитов верлит-пироксенитового состава из вулканитов внутриплитного геохимического типа. Кристаллизация таких шпинелей происходит в области давлений 12–17 кбар, что соответствует глубинам 35–50 км. Наиболее глиноземистые из них, в том числе твердофазные включения шпинели в анортите (базальт “к10-05”), располагаются в поле шпинелей из щелочных базальтов Камчатского мыса [17].

Как было отмечено, базальты северного сектора КВЦ, в оливинах которых встречаются высокоглиноземистые шпинели, по составу минеральных ассоциаций относятся к габброидному типу, кристаллизация которых происходит на небольших глубинах, а близкие эволюционные тренды составов породообразующих минералов разновозрастных базальтов северного и южного секторов свидетельствуют об их генетическом родстве и принадлежности к типичным островодужным образованиям. Учитывая эти противоречия – островодужный характер магм и “внутриплитный” тип шпинелей, можно предположить реликтовую природу высокоглиноземистых шпинелей из базальтов северного сектора КВЦ.

Они могут отражать состав протокристаллических фаз и расплавов более ранних этапов магмообразования в районе КВЦ, принадлежащих отличному от островодужного геодинамическому режиму.

Другим важным фактором, способствующим кристаллизации высокоглиноземистой шпинели может являться повышенная глиноземистость расплава. В работе [27] по результатам экспериментальных исследований, в том числе и с расплавленными включениями, установлена зависимость глиноземистости шпинелей от глиноземистости расплава. Низкотитанистые шпинели с содержанием глинозема 30–40%, согласно этим данным, могут кристаллизоваться из примитивных расплавов с содержанием Al_2O_3 в пределах 14–17%. Высокая глиноземистость базальтов Малосемячического вулканического центра была установлена еще предшествующими исследованиями [2, 18]. В [18] установлена “анортитовая тенденция” в эволюции магм Малосемячического центра. Следует отметить, что показателем высокой глиноземистости исходных расплавов северного сектора КВЦ является в данном случае и состав дочерних кристаллических фаз в частично раскристаллизованных расплавленных включениях в оливинах. Они представлены высокоглиноземистыми фазами, а именно, фассаитом и шпинелью (плеонастом), содержащим до 55% Al_2O_3 . В подобных включениях в оливинах из базальтов южного сектора также присутствует фассаит, но шпинелиды имеют промежуточный, более железистый состав.

Частично раскристаллизованные включения с дочерними фазами фассаита и высокоглиноземистой шпинели были обнаружены также в оливинах с $Mg^{\#}$ 86–91 из авачитов (высокомагнезиальных пород в постройке Авачинского вулкана) [16].

Показательно, что фассаит и высокоглиноземистая шпинель в качестве породообразующих минералов кристаллизуются в щелочных внутриплитных базальтах мелового возраста на Камчатском мысе [17], а также в щелочных позднемиоцен-плиоценовых базальтах Валагинского хребта [5]. Структура Валагинского хребта расположена западнее вулканов Стена и Малый Семячик. Следует отметить, что базальтоиды повышенной щелочности и титанистости, свойственные этой структуре, зафиксированы в плиоценовом фундаменте центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки, в частности, Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии [8] и Карымского вулканического центра – гора Стол [6]. На диаграмме $Al-Cr-Fe^{+3}$ (рис. 5а) глиноземистые шпинели (два анализа) в оливинах Fo 83–85 из базальтов нижней части разреза щапинской свиты близки составам твердофазных включений шпинели в оливине Fo 85 из базальтов докальдерного вулкана Стена [18]. При этом состав вкрапленников фассаита из “щапинских” базальтов отличается от фассаита (дочерние фазы) в расплавленных включениях в оливине исследуемых базальтов

(табл. 5), в основном, более высоким содержанием титана [5].

О.Н. Волынецом с соавторами [5] было установлено, что щелочные базальты внутриплитного типа позднемиоценового возраста (щапинская свита) распространены на Восточной Камчатке достаточно широко, а во времени отмечено изменение их геохимических характеристик. Так базальты верхней части разреза щапинской свиты попадают в поле базальтов окраинно-континентальных рифтов, а верхнеплиоцен-четвертичные вулканисты собственно Восточного вулканического пояса (докальдерный этап развития КВЦ) уже имеют типично островодужные геохимические особенности. На основе анализа геохимических данных [5] было сделано предположение, что в ходе становления Восточного вулканического пояса происходила смена геодинамических режимов с изменением условий генерации и глубины зарождения магм, а также с последовательным смещением очагов магмообразования с глубоких на более высокие уровни. В связи с этим оливины и анортиты базальтов северного сектора Карымского вулканического центра, содержащие твердофазные включения высокоглиноземистой шпинели, могут представлять собой кристаллические фазы магм промежуточных коровых магматических очагов предшествующего этапа щелочного магматизма, вовлеченных в процесс извержения. Пространственная сопряженность района развития щелочных базальтов (верховья р. Левая Жупанова) и примитивных базальтов докальдерного вулкана Стена, а также их проявление, сближенное в масштабе геологического времени, предполагают возможность захвата расплавом островодужного геохимического типа в процессе извержения кристаллического материала стадии протокристаллизации щелочно-базальтовой магмы миоцен-плиоценовых очагов. В последние годы при изучении расплавленных включений в минералах базальтов Восточного вулканического пояса (в том числе Карымского вулканического центра) были обнаружены щелочные (нефелин-нормативные) расплавы с повышенным содержанием натрия и титана [15, 16, 19]. В этой связи находки высокоглиноземистых минералов в расплавленных включениях в оливинах (и анортитах) Карымского вулканического центра, характерных для щелочных расплавов, подтверждают представление о том, что на ранних этапах развития Восточного вулканического пояса происходило формирование K-Na щелочных магматических расплавов. Следует отметить, что существование “более тесных генетических связей” между вулканистами внутриплитных и островодужных типов, в отличие от прежних представлений, предполагается на основании минералогических и геохимических исследований ультраосновных включений в вулканистах [12, 13].

Анализ деформаций, предшествовавших эксплозивному субаэральному извержению базальтовой тefры в 1996 г. на северном берегу Карымского озе-

ра (кальдера Академии Наук), позволил вычислить глубину центра тяжести магматического источника на глубине 18 км [20]. Сходство минералогических особенностей разновозрастных оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра позволяет предположить, что здесь на глубине порядка 15–20 км (5–6 кбар) существует единый промежуточный магматический очаг базальтовой магмы, который периодически поставляет на поверхность высокотемпературные расплавы, начиная с конца плиоцена-нижнего плейстоцена и вплоть до настоящего времени. При этом широкий диапазон составов темноцветных минералов в базальтах южного сектора Карымского вулканического центра говорит о том, что на момент извержения они представляли собой неравновесную смесь расплава и минеральных фаз, кристаллизующихся на разных глубинах. Присутствие в минеральных ассоциациях КВЦ высокохромистой шпинели, высокомагнезиальных оливина и клинопироксена свидетельствует о связи единого промежуточного очага с еще более глубинными зонами магмогенерации, возможно, на границе нижней коры и верхней мантии. Судя по экспериментальным данным, высокомагнезиальная ассоциация оливина и клинопироксена могла кристаллизоваться при давлении 8–9 кбар (глубина порядка 30 км) и температурах более 1200°C [1]. В верхнеплейстоцен-голоценовое время (и в 1996 г.) в южном секторе Карымского вулканического центра глубинные расплавы поступают по субмеридиональному разлому и на поверхности прослеживаются в районе северного берега оз. Карымское [9, 10, 14].

Для базальтов вулканов Стена и Малый Семячик связь с нижнекоровыми магматическими очагами петрологическими методами не установлена. Несмотря на обнаружение высокоглиноземистой шпинели, являющейся барофильным минералом, как в докальдерных, так и в голоценовых базальтах, маловероятно предполагать активность магмопроводящих зон миоцен-плиоценового возраста. В то же время, низкая магнезиальность оливина и клинопироксена, габброидные ассоциации вкрапленников в базальтах, а также присутствие в лавах полнокристаллических габброидных включений [18] предполагают небольшую (2–6 кбар) глубину их формирования. Возможно, столь длительная активность вулканов северного сектора (порядка 2–3 млн. лет, включая голоцен) и периодическое поступление на поверхность магнезиальных $P1-O1-Srx$ базальтов [18] может служить показателем особых тектонических условий, существующих в этой зоне и определяющих высокую скорость поступления базальтов из промежуточного магматического очага на поверхность.

ВЫВОДЫ

1. Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра относятся к типичным низ-

ко- и умереннокалиевым толеитовым базальтам островодужного геохимического типа, характерным для Восточного вулканического пояса Камчатки.

2. Петрология разновозрастных оливинсодержащих базальтов Карымского вулканического центра предполагает существование на глубине порядка 15–20 км (5–6 кбар) промежуточного магматического очага базальтовой магмы, в пределах которого протекают процессы кристаллизационной дифференциации. Начиная с нижнего плейстоцена и до настоящего времени, активность этого очага предопределяет периодическое поступление на поверхность высокотемпературных базальтовых расплавов.

3. Геохимические особенности базальтов КВЦ предполагают формирование расплавов из единого истощенного мантийного источника близкого к N-MORB и последовательной кристаллизацией первичных расплавов. В процессе эволюции базальтоидных расплавов происходило их ограниченное смешение с компонентами магм, кристаллизующимися на разных глубинах, а также ассимиляция кумульных минеральных ассоциаций.

4. В виде твердофазных включений в оливинах (и анортите) из базальтов северного сектора Карымского вулканического центра установлена высокоглиноземистая шпинель (герцинит). Предполагается реликтовая природа высокоглиноземистой шпинели или кристаллизация ее из высокоглиноземистых расплавов.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. А.В. Колоскову за конструктивное обсуждение статьи, которое улучшило ее содержание, а также М.Ю. Пузанкову за помощь в использовании геотермометров, В.М. Чубарову и Т.М. Филосовой за обеспечение качественного микрозондового анализа, А.Р. Дунин-Барковской за помощь в обработке графического материала. Благодарим к.г.-м.н. В.Л. Леонова и О.Б. Селянгина за предоставленные для исследования образцы базальтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов: РФФИ № 05-05-64-730, 07-05-00-959, 08-05-00-453 и ДВО РАН № 06-III-A-08-329.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
2. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 94 с.
3. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
4. *Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Муравьев Я.Д.* Голоценовые извержения в кальдере Академии Наук и возраст стратовулкана Карымский (Камчатка) // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 648–652.
5. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообра-

- зования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–28.
6. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 292 с.
 7. Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2–3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–97.
 8. Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л. Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11–28.
 9. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 21–40.
 10. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть II. PTF – условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 23–37.
 11. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
 12. Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коро-мантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.
 13. Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканических Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16–42.
 14. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 186 с.
 15. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н. и др. Химический состав, летучие компоненты и элементы примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головинна (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 563–581.
 16. Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В. и др. Петрология “авачитов” – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). Часть II. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 358–388.
 17. Савельев Д.П., Философова Т.М. Минералогические особенности меловых щелочных базальтов полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Вестник Краунц. Серия Науки о Земле. 2005. № 5. С. 94–101.
 18. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
 19. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Озеров А.Ю. и др. Состав магм извержения 1996 г. Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2001. № 5. С. 498–509.
 20. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их извержении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–38.
 21. Хубуняя С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю. и др. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.
 22. Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкост простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 173–190.
 23. Arai S. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // J. of Volcanol. and Geoth. Res. 1994. V. 114. P. 279–293.
 24. Avers J. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.
 25. Ballhaus C., Berry R., Green D. 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.
 26. Ford C., Russel D., Graven J., Fisk M. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal // Liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // J. of Petrol. 1983. V. 24. P. 256–265.
 27. Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // J. of Petrol. 2001. V. 42. № 4. P. 655–671.
 28. Mercier J. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1–37.
 29. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Hawkesworth. C.J., Norry M.J. (eds). Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. Nantwich: Shiva Publ. 1983. P. 230–249.

Olivine-Bearing Basalts at the Karymskii Volcanic Center: Mineralogy, Petrogenesis, and Magma Sources

© 2008 г. Е.Н. Гриб¹, А.В. Перепелов²

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

²*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033, Russia*

The olivine-bearing basalts of the Karymskii volcanic center (KVC) can be traced during the history of the area since the Lower Pleistocene until now (the 1996 events); they are typical low- and moderately potassium tholeiite basalts of the island arc geochemical type. We have investigated the composition of phenocryst minerals represented by plagioclase, olivine, clinopyroxene, as well as solid-phase inclusions of spinel in olivine, more rarely in anorthotite. The evolution trends of the rock-forming minerals provide evidence of a comagmaticity of these basalts, hence of a long-lived intermediate magma chamber in the interior of the structure. The activity of this chamber is related to periodic transport of high temperature basalt melt on to the surface. The geochemistry of the basalt is controlled by their origin at the same depleted magma source close to N-MORB, by successive crystallization of the primary melt, and by restricted mixing with magma components that are crystallizing at different depths. It is hypothesized that the solid-phase inclusions of high alumina spinel (hercynite?) found in olivine (and anorthotite) of the basalt in the KVC north sector are of relict origin.