

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ МАГМ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И
МУТНОВСКИЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)**

**А.А. Чащин¹, Ю.А. Мартынов¹, А.Б. Перепелов², Н.И. Екимова¹,
Т.П. Владимирова²**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159а, г. Владивосток,
690022, e-mail: achashchin@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1А, г. Иркутск, 664033,
e-mail: region@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 25 сентября 2007 г.

На основании детального изучения минералогических и геохимических составов основных эффузивов современных построек вулканов Горелый (Q_3^4 – Q_4^4) и Мутновский (Q_3^2 – Q_4^4), а также результатов численного моделирования (программа “Комагмат”) выполнена оценка роли фракционной кристаллизации, флюидного режима и геодинамических условий в петрогенезисе исследованных базальтоидов. Особенности эволюции магм двух вулканов дают основание предполагать, что, начиная с позднего плейстоцена (Q_3^4), вся рассматриваемая территория испытала изменение геодинамического режима с усилением роли растягивающих напряжений в ее развитии.

Ключевые слова: базальты, минералогия, геохимия, вулканы Мутновский и Горелый, Камчатка

ВВЕДЕНИЕ

Из всех известных долгоживущих вулканических центров Южной Камчатки наиболее детально изученными являются действующие вулканы Горелый и Мутновский. В опубликованных работах приведены главным образом детальные сведения о геологическом строении и динамике вулканической активности этих вулканов [6–8, 15, 18, 21, 22], а также достаточно подробные данные о минералогическом составе пород [10–12] и их петрогеохимических особенностях [12, 14, 24, 27]. Вместе с тем, в литературе практически отсутствуют данные об эволюции магматических расплавов вулканических центров. Немногочисленна информация и о физико-химических условиях кристаллизации вулканитов, что не позволяет решать многие вопросы петрогенезиса и реконструкции геодинамических условий формирования.

В настоящей работе сделана попытка в какой-то мере восполнить этот пробел на основе минералогического и геохимического изучения представительных образцов, отобранных авторами при полевых исследованиях в районе вулканов Горелый и Мутновский в 1985–1989 гг. Основное внима-

ние было уделено петрологическому исследованию посткальдерных базальтовых и андезибазальтовых лав влк. Горелый. Данные по основным породам влк. Мутновский использовались для сравнения.

Для интерпретации полученных результатов был использован программный комплекс “Комагмат”, который позволяет рассчитать термодинамические параметры кристаллизации пород, последовательность выделения минералов и химическую эволюцию расплава по мере равновесной или фракционной кристаллизации базальтовой магмы [4]. Хорошие результаты практического применения этой программы при решении вопросов петрогенезиса островодужных вулканитов были продемонстрированы в ряде работ [2–4, 13].

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Согласно геофизическим данным, мощность континентальной коры Южной Камчатки варьирует от 30 км на северо-западе до 15–20 км – на востоке [25]. Вулканы Горелый и Мутновский расположены вблизи Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, в пределах крупной отрицательной гра-

витационной аномалии – Толмачевско-Гореловской депрессии [22]. Расположенный восточнее влк. Мутновский относится также к градиентной геофизической зоне, которая интерпретируется как система крутопадающих сбросов, ограничивающая с запада складчато-глыбовую зону Берегового хребта [22].

Фундаментом для голоценовых вулканитов влк. Горелый служат дислоцированные ранне-среднемиоценовые кислые эффузивы березовской свиты и позднемиоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования алнейской серии. В основании влк. Мутновский картируются дислоцированная толща зеленокаменно-метаморфизованных и кремнистых вулканических и вулканогенно-осадочных отложений палеоген-неогенового возраста, а также слабодислоцированная толща, сложенная преимущественно вулканическими породами среднего-кислого состава позднемиоцен-плиоценового возраста. Эти отложения с угловым несогласием перекрывают вулканиты алнейской серии [22].

Вулкан Горелый по своей морфологии относится к сложным кальдерным стратовулканам [9], сформированным в результате трех крупных этапов вулканической активности (рис. 1).

Первый, *докальдерный* (Q_2), связан с формированием древней постройки щитового вулкана пра-Горелый. В настоящее время в уступах кальдеры сохранились только отдельные его фрагменты, сложенные потоками базальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов, отдельными дайками и экструзивными телами андезидацитового и дацитового состава. Реликты щитового вулкана в виде слоистого плато сохранились также в районе истоков рек Опала и Паратунка [8].

Во второй, *кальдерный этап* (Q_3^3 , 33–34 тыс. лет), в результате серий катастрофических извержений кислой пирокластики (пемза, игнимбриты) произошло формирование обширного плато площадью в 600 км^2 [5] с объемом вулканических продуктов $\sim 100 \text{ км}^3$, а в вершинной части вулкана пра-Горелый возникла кальдера размером $13 \times 12 \text{ км}$ [8].

Третий, *посткальдерный этап* развития влк. Горелый, объект нашего исследования, связан с формированием раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}) и сложной современной постройки (Q_3^4 – Q_4^4). Первый представлен лавами базальт-дацитового ряда, излияние которых произошло из моногенных вулканических аппаратов, расположенных на внешних юго-западных склонах вулкано-структуры. Современная вулканическая постройка (Q_3^4 – Q_4^4) – щитообразный с пологими склонами вулканический хребет, вытянутый на 7 км в

западно-северо-западном направлении. По результатам тефрохронологических исследований [15, 22], в ее становлении можно выделить шесть крупных циклов голоценовой вулканической активности.

В первый цикл (Q_3^4) в результате излияния лав базальт-андезитового ряда произошло формирование крупного конуса влк. Горелый-I в центральной части кальдеры.

Второй цикл (Q_4^1) характеризовался развитием конуса влк. Горелый-II и появлением большого количества побочных прорывов магмы на склонах современной постройки. Вершинную часть влк. Горелый-II венчают остатки трех больших кратеров и группа гнездовых кратеров меньшего диаметра, перекрывающих друг друга. Состав пород варьирует от базальтов до андезитов с преобладанием андезибазальтов. В этот же период времени произошло заложение трещинной (рифтогенной в понимании [22]) зоны, которая стала основной магмопроводящей структурой на завершающей стадии развития современной постройки (рис. 2).

Третий цикл (Q_4^2) вулканической деятельности связан с формированием на юго-восточном склоне влк. Горелый-II самого молодого и малообъемного конуса Горелый-III. Склоны последнего осложнены рядом побочных прорывов, из которых происходили излияния лав преимущественно андезибазальтового состава. Практически одновременно на северо-западном и юго-западном склонах влк. Горелый-II в незначительных объемах изливались лавы среднего состава четвертого цикла (Q_4^2).

Последние два крупнейших эпизода вулканической активности пятого (Q_4^3) и шестого (Q_4^4) циклов связаны с извержением лав основного и среднего состава вдоль разветвленной рифтогенной зоны, пересекающей современную постройку, а также образующей короткое северо-западное ответвление на склоне влк. Горелый-I [22]. К этому же периоду вулканической активности, по-видимому, относится шлаковый конус, расположенный между горами Двугорбая и Скалистая. Сложен он мелкопорфировыми оливинowymi базальтами (обр. 5671a).

Вулкан Мутновский представляет собой сложное сооружение, ориентированное в северо-западном направлении и состоящее из четырех слившихся между собой двойных стратовулканов, осложненных многочисленными побочными шлаковыми конусами и лавовыми потоками на склонах. Развитие каждого стратовулкана протекало по единой схеме: рост конуса – образование вершинной кальдеры – рост внутрикальдерной постройки с последующим затуханием вулканической деятельности. После пространствен-

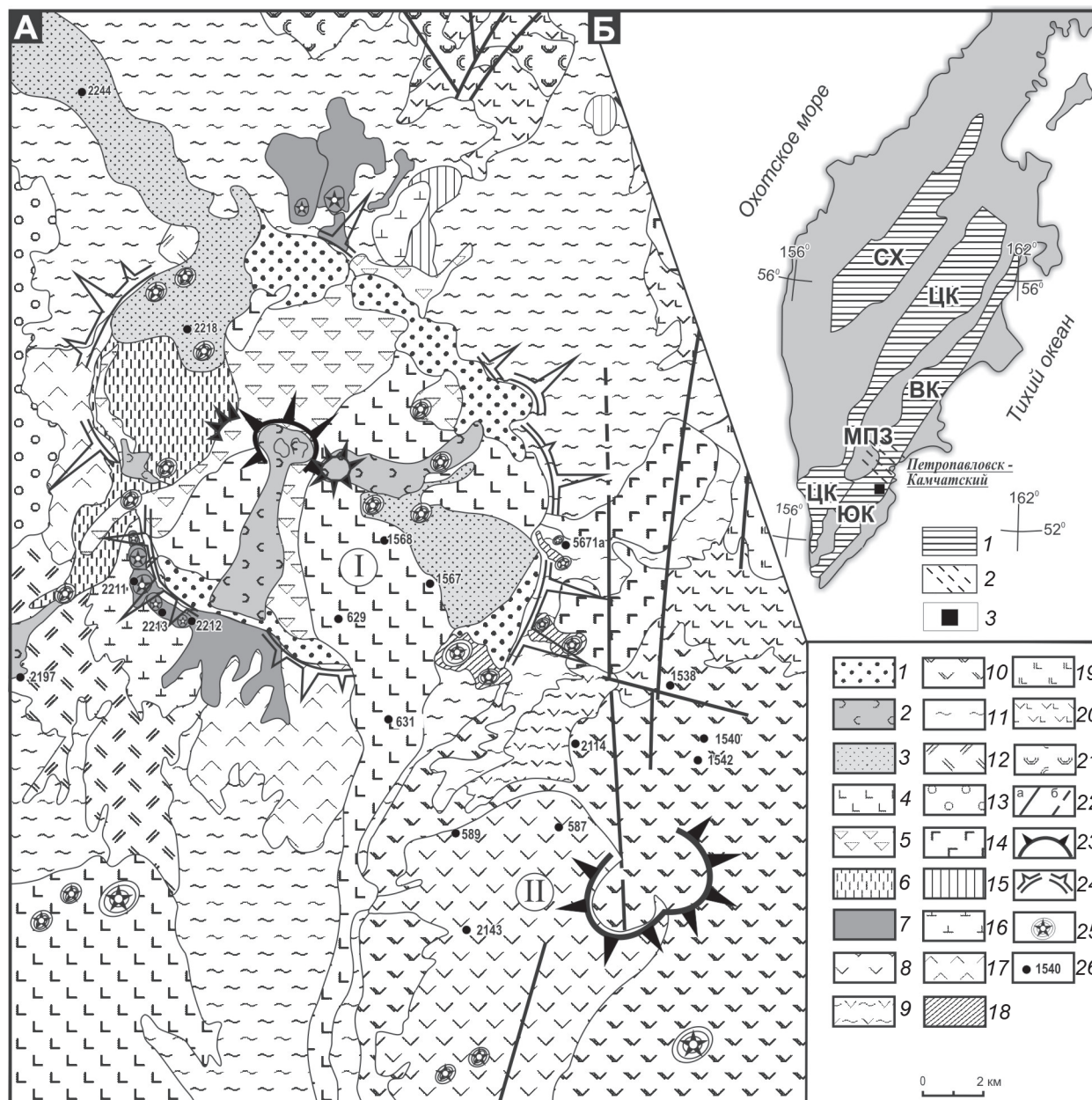


Рис. 1. Схематическая геологическая карта вулканов Горельй и Мутновский (по [21, 22 и др.], с изменениями и добавлениями авторов).

1 – комплекс водно-ледниковых, аллювиально-пролювиальных и озерных отложений с прослоями вулканических пеллов и шлаков кальдеры в. Горельй (Q_4^{1-4}); 2–6 – лаво-пирокластический комплекс современной постройки влк. Горельй: 2 – андезибазальты, андезиты VI цикла развития (Q_4^4 , 2,6 тыс. лет назад–ныне), 3 – базальты, андезибазальты, андезиты V цикла развития (Q_4^3 , 5,0–2,6 тыс. лет назад), 4 – базальты, андезитобазальты, андезиты III цикла развития (Q_4^2), 5 – лавы и шлаки базальтового и андезибазальтового состава II цикла развития (Q_4^1), 6 – базальты, андезибазальты, андезиты I цикла развития (Q_3^4); 7 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты ранне-посткальдерного комплекса влк. Горельй (Q_3^{3-4}); 8–10 – лаво-пирокластический комплекс влк. Мутновский: 8 – базальты, андезибазальты (Q_4^4), 9 – пемзовый покров андезидацитового, андезидацитового состава (Q_3^4), 10 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты (Q_3^{2-3}); 11 – игнимбриты андезидацитового, дацитового состава влк. Горельй (Q_3^3), 12 – пемзы дацитового состава влк. Горельй (Q_3^3); 13 – ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_3^2); 14 – базальт-риолитовый комплекс вулканического хребта Двугорбая–Скалистая–Каменная (Q_{2-3}); 15 – экструзии дацитов, риодацитов, риолитов (Q_{2-3}); 16–17 – породы докальдерного комплекса влк. пра-Горельй (Q_2): 16 – андезиты, 17 – дациты, риодациты; 18 – базальты докальдерного комплекса влк. Горельй (Q_{2-3}); 19–20 – лаво-пирокластический комплекс влк. Жировской (N_2-Q_1): 19 – базальты, андезибазальты, андезиты и туфобрекчии (Q_1), 20 – лаво-пирокластические образования средне-основного состава (N_2); 21 – экструзии риодацитового и риолитового составов (N_2); 22 – тектонические нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б); 23 – гребни кратеров; 24 – контур кальдеры влк. Горельй; 25 – шлаковые конуса; 26 – место отбора образца. Вулканы: Горельй (I), Мутновский (II). На врезке: схема вулканических зон Камчатки, по [19]. 1 – вулканические зоны: СХ – Срединного хребта, ЦК – Центральной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки; 2 – разломы, 3 – район работ. МПЗ – Малко-Петропавловская зона сдвиговых дислокаций.

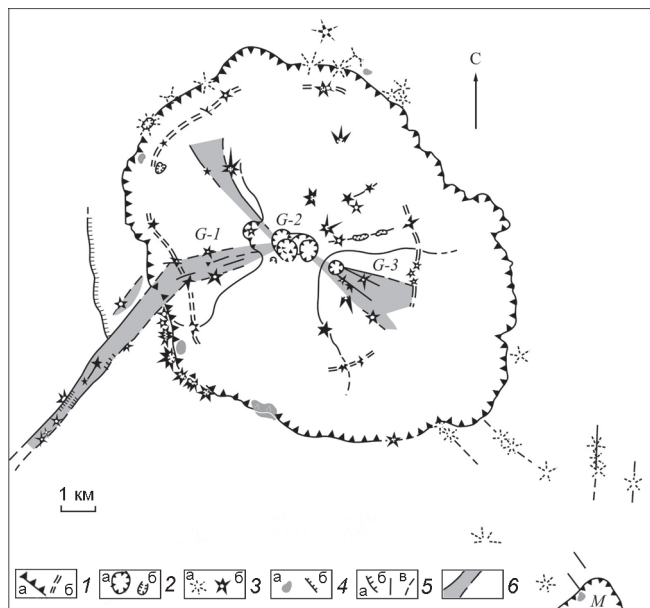


Рис. 2. Структурная схема влк. Горелый, по [22].

1 – контур кальдеры влк. Горелый по бровке уступа (а) и очертания блока предполагаемой дополнительной просадки (б); 2 – кратеры (а) и лавовые бокки (б); 3 – шлаковые конусы прорывов докальдерного и ранне-посткальдерного комплексов (а), побочные прорывы влк. Горелый (б); 4 – экструзии (а) и дайки (б); 5 – разломы с выраженным смещением блоков (а), безамплитудные (б), погребенные и предполагаемые (в); 6 – рифтовая система вулкана; G-1 – G-3 – конусы влк. Горелый; М – влк. Мутновский.

ного смещения выводного канала цикл возобновлялся на новом месте [21].

В *первый цикл* (Q_3^2) сформировался вулканический конус Мутновский-I, сложенный базальтами и андезибазальтами, с незначительной долей андезитов, андезидацитов и дацитов.

Во *второй цикл* (Q_3^3) был сформирован конус влк. Мутновский-II, жерло которого смещено от оси предшествующего на 3 км. Эта довольно хорошо сохранившаяся постройка представляет собой двойной вулкан типа Сомма-Везувий. Сложен он преимущественно базальтами, и только на северном склоне постройки обнаружены риодациты, а на северо-восточном и южном склонах – потоки андезитов.

Третий цикл (Q_3^4) связан с образованием постройки Мутновский-III, расположенной между вершинами двух ранее образованных сооружений. Состав слагающих пород варьирует от базальтов до андезидацитов при доминирующей роли базальтов. В конце третьего цикла происходило формирование кальдеры, сопровождавшееся выбросами пемзы андезидацитового состава.

Четвертый цикл (Q_4^4) вулканической деятельности приходится на начало голоцена, когда на юго-западном склоне влк. Мутновский-III образовался новый конус – Мутновский-IV, сложенный исключительно лавами основного состава.

Последней крупной вспышкой активности влк. Мутновский является эксплозивное извержение, образующее так называемую активную воронку. Стенки воронки сложены в основном гидротермально-измененными базальтами, а также пирокластическим материалом андезибазальтового состава [1]. В настоящей работе использовались петрогеохимические данные по эффузивам основного состава первого и четвертого циклов, наиболее детально геологически изученных.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов определялся на микрозонде Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и на микроанализаторе JXA-5a в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – около 50 нА. В качестве эталонов использованы химически проанализированные, однородные по составу минералы (санидин – для Si, Na, K, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит – для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа – не более 1.5–2 отн. %.

Содержания петрогенных оксидов определены традиционным методом “мокрой” химии в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитики: Л.В. Шкодюк, Г.И. Макарова, С.П. Баталова); концентрации Ni, Co, Cr, V – количественно спектральным анализом; Rb, Ba, Sr, Zr – рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Е.А. Ноздрачев) по методике, описанной в работе [17].

Температуры гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах определялись (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Э.Г. Одариченко) при помощи предварительно отградуированной по точке плавления золота (1063°C) муфельной печи конструкции ИГЕМ РАН, с применением известного метода закалки [16]. Длительность каждого опыта составляла 7–9 часов. $T_{\text{гом}}$ включений определялись с точностью $\pm 10^\circ\text{C}$.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД Вулкан Горелый

Базальты и андезибазальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый характеризуются плагиоклаз-клинопироксен-оливиновым парагене-

зисом минералов-вкрапленников и преобладающей субафировой структурой.

Плагиоклаз – доминирующий минерал-вкрапленник, представлен единичными мелкими фенокристами удлиненно-таблитчатой, реже таблитчатой формы (до 0.3 мм). По составу соответствует лабрадору (62–54 % An), андезину (43–49 % An), иногда битовниту (85–82 % An). Некоторые кристаллы имеют прямую зональность, с падением содержания анортитового минала от центра (60–54 % An) к краю (31–51 % An) зерна. Одновременно в этом же направлении растет содержание ортоклазовой молекулы. Концентрация Al_2O_3 снижается (табл. 1).

Клинопироксен представлен редкими вкрапленниками таблитчатой формы, отвечающими по составу авгиту ($Wo_{42-45}En_{40-43}Fs_{18-15}$), с высокими содержаниями Al_2O_3 (3.70–6.40 %) и низкими – MnO (0.15–0.28 %) при низкой железистости ($f=22-27$).

Оливин образует мелкие, реже крупные кристаллы округлой или изометричной формы, по составу относящиеся к хризолиту или гиалосидериту (Fo_{81-66}). Отдельные вкрапленники имеют прямую зональность, с закономерным увеличением к краевым зонам содержания ферросилитового минала. Иногда зерна оливина окружены пижонитовой каймой.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (41–61 % An), ксеноморфными зернами клинопироксена ($Wo_{44-34}En_{46-44}Fs_{10-22}$), пижонита ($Wo_{9-7}En_{59-60}Fs_{32-33}$), оливина (Fo_{66-63}) и рудного минерала.

Отличительной особенностью пород раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый является низкое содержание темноцветных минералов и отсутствие вкрапленников ортопироксена.

Базальты и андезибазальты всех циклов формирования молодой постройки достаточно близки между собой по петрографическим и минералогическим характеристикам и в дальнейшем описаны совместно.

Структура пород порфировая или мелкопорфировая. По соотношению минералов-вкрапленников среди них выделяются две основные петрографические разновидности – плагиоклаз-ортопироксен-оливиновая с клинопироксеном (преобладающая) и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновая с ортопироксеном. Для лав первой петрографической разновидности характерны высокие содержания ортопироксена (7–8 %), тогда как в породах второй разновидности существенно возрастает доля оливина (7–10 %) при подчиненной роли ортопироксена (1–2 %). Крайне редко среди изученных вулканитов встречается оливиновая разновидность. Последняя свойственна только для молодых высокомагнезиальных базальтов со-

временной постройки. Своеобразие данных пород заключается в высоком содержании оливина и в полном отсутствии пироксенов в виде вкрапленников.

Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые или таблитчатые вкрапленники, по составу отвечающие лабрадор-андезину (69–43 % An). Как показало микроскопическое профилирование, кристаллы плагиоклаза обнаруживают слабую зональность нормально-го типа с колебанием составов от $An_{60-68}Or_{1.62-1.76}$ в центральной части до $An_{54-51}Or_{3.52-4.39}$ в краевой зоне. Одновременно от центра к краю кристалла возрастают концентрации FeO, SiO_2 и уменьшаются – Al_2O_3 (табл. 1).

В отдельных образцах присутствуют единичные кристаллы плагиоклаза с аномально высоким содержанием кальция – битовниты (76–89 % An), иногда окруженные каймой кислого плагиоклаза (63–52 % An). Наиболее часто высокоосновной плагиоклаз встречается в молодых лавах рифтогенной зоны вулкана. Важным представляется и присутствие в базальтоидах всех циклов развития современной постройки единичных вкрапленников плагиоклаза с обратной зональностью – с увеличением содержания CaO, Al_2O_3 и уменьшением – SiO_2 и K_2O к краям кристаллов.

В целом по своему составу изученные плагиоклазы пород современной постройки близки минералам соответствующих пород раннего посткальдерного комплекса. Исключение составляют плагиоклазы из базальтоидов рифтогенной зоны, для которых свойственны повышенное содержание ортоклазовой молекулы (2.5–4.5 %) и низкое – FeO.

Клинопироксен представлен довольно крупными таблитчатыми или шестоватыми вкрапленниками (до 2.5 мм), а также мелкими изометричными и удлиненно-столбчатыми выделениями в основной массе. Кристаллы по составу отвечают авгиту ($Wo_{39-36}En_{43-44}Fs_{18-21}$). В отличие от минералов из базальтов раннего посткальдерного комплекса, они обладают низкими концентрациями Al_2O_3 (1.60–2.82 %), повышенными железистостью ($f=28-32$) и содержанием MnO (0.20–0.46 %). Отдельные вкрапленники обнаруживают зональность как нормально-го ($Wo_{38-40}En_{47-44}Fs_{14-16}$ – для центральных и $Wo_{36-39}En_{48-44}Fs_{17}$ – для краевых частей вкрапленников), так и обратного типа ($Wo_{41-38}En_{42-44}Fs_{17-18}$ для центральных и $Wo_{41-39}En_{45-46}Fs_{14-16}$ для краевых частей вкрапленников). Последний тип зональности наиболее характерен для авгитов из базальтоидов II и III циклов формирования современной постройки.

Ортопироксен встречается преимущественно в виде вкрапленников удлиненно-шестоватой формы

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы породобразующих минералов из основных эффузивов вулканов Горелый и Мутновский.

	Вулкан Горелый																
	ЮМ-2211								ЮМ-2212								
	Pl ^I	Pl ^I	Срх ^I	Срх ^{II}	Ol ^I	Ol ^I	Pl ^I	Pl ^I	Pl ^I	Pl ^{II}	Срх ^I	Срх ^{II}	Pl ^{II}	Pl ^{II}	Ol ^{II}	Ol ^{II}	
SiO ₂	52.38	60.85	49.24	48.11	39.15	38.17	46.03	50.60	57.41	49.97	50.04	52.87	37.36	54.69	52.79	46.05	52.13
TiO ₂	0.04	0.12	1.95	2.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.92	1.24	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56
Al ₂ O ₃	30.07	24.60	3.70	3.83	0.00	0.00	33.62	29.99	26.08	4.89	3.86	0.98	0.00	28.67	29.5	34.34	2.07
FeO*	0.49	0.49	8.67	10.41	17.51	23.83	0.73	1.30	1.29	8.63	11.98	19.68	29.2	0.82	0.64	0.56	9.25
MnO	0.00	0.01	0.23	0.26	0.21	0.37	0.00	0.00	0.00	0.15	0.5	0.6	0.68	0.00	0.00	0.00	0.11
MgO	0.07	0.02	13.37	12.74	42.85	37.89	0.07	0.03	0.29	14.76	13.91	20.72	32.39	0.00	0.00	0.00	17.01
CaO	12.39	5.84	21.06	20.87	0.16	0.25	16.80	13.09	8.35	20.64	18.23	4.39	0.00	11.51	12.49	18.18	19.13
Na ₂ O	4.30	6.34	0.37	0.47	0.00	0.00	2.07	4.16	5.97	0.27	0.42	0.00	0.00	4.56	4.28	1.13	0.43
K ₂ O	0.29	1.40	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.83	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.22	0.00	0.00
Σ	100.04	99.70	99.00	99.26	99.94	100.52	99.38	99.51	100.57	100.23	100.18	99.72	99.62	100.58	99.92	100.26	100.70
An	60.39	30.76					81.53	62.30	41.36					57.11	60.94	89.89	
Ab	37.90	60.44					18.18	35.83	53.31					40.94	37.79	10.11	
Or	1.70	8.80					0.29	1.87	5.13					1.95	1.28	0.00	
Fo					81.35	73.92							66.40				
f			26.68	31.45						24.71	33.48	34.78					23.38
Wo			45.37	45.00						43.06	39.90	9.00					38.26
En			40.06	38.20						42.85	42.30	59.30					47.31
Fs			14.58	16.70						14.07	17.80	31.60					14.43

	Вулкан Горелый																
	Ча-629								Ча-631								
	Срх ^I	Срх ^I	Орх ^I	Орх ^I	Ol ^I	Ol ^I	Pl ^I	Pl ^I	Pl ^I	Pl ^{II}	Срх ^I	Срх ^{II}	Pl ^{II}	Pl ^{II}	Ol ^{II}	Ol ^{II}	
SiO ₂	50.68	52.23	53.98	53.64	54.06	54.09	51.96	37.22	37.05	52.71	54.56	51.29	50.91	51.96	52.60	39.66	37.85
TiO ₂	0.82	0.75	0.00	0.36	0.46	0.35	0.71	0.00	0.00	0.00	0.06	1.08	0.96	0.71	0.30	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	2.47	1.98	0.78	1.72	1.17	1.43	1.55	0.00	0.00	28.49	27.51	3.06	3.47	1.55	1.01	0.00	0.00
FeO*	10.67	10.62	19.02	17.82	18.99	16.25	20.17	26.74	32.34	2.49	1.14	11.11	17.56	20.17	18.19	16.77	25.72
MnO	0.14	0.43	0.62	0.60	0.58	0.50	0.71	0.36	0.73	0.00	0.00	0.00	0.65	0.71	0.49	0.31	0.37
MgO	17.21	14.62	23.88	24.74	23.89	25.79	19.13	35.18	28.83	0.00	0.07	15.0	15.68	19.13	24.65	43.84	36.43
CaO	17.82	19.84	1.97	2.02	1.84	1.91	5.95	0.00	0.00	12.25	9.41	17.99	10.52	5.95	1.92	0.12	0.21
Na ₂ O	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.25	6.25	0.45	0.54	0.00	0.00	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Σ	100.12	100.48	100.24	100.9	101.0	100.33	100.17	99.50	98.84	100.75	99.48	99.98	100.29	100.17	99.16	100.79	100.70
An										59.30	44.21						
Ab										37.58	53.22						
Or										3.11	2.57						
Fo					70.10	61.40											71.66
f			31.45	29.35	31.40	27.71	37.74					30.78	39.26	37.74	29.28		
Wo			3.9	4.1	3.7	3.8	12.30					38.3	23.00	12.30	3.73		
En			66.6	69.1	67.3	71.3	55.10					44.4	47.7	55.10	68.03		
Fs			29.5	26.9	29.0	24.9	32.60					17.3	54.00	32.6	28.17		

Таблица 1. (Окончание).

	Вулкан Горелый												Вулкан Мутновский																	
	ЮМ-2218												ЮМ-1542																	
	Pl ^I	Pl ^r	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Spx ⁱ	Spx ^c	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ		
SiO ₂	51.07	54.08	51.91	49.64	53.67	53.41	40.80	36.16	47.73	55.86	45.70	49.73	51.32	52.26	38.58	37.59	35.87													
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	1.32	0.33	0.56	0.06	0.00	0.01	0.04	0.00	0.86	0.65	0.40	0.05	0.00	0.00													
Al ₂ O ₃	30.0	28.09	1.83	3.12	1.42	1.12	0.00	0.00	33.09	26.93	34.68	4.19	1.76	1.14	0.07	0.00	0.00													
FeO [*]	0.58	1.21	11.86	12.93	18.09	19.67	18.92	28.59	0.80	1.05	0.59	10.93	14.45	18.06	23.95	27.77	35.79													
MnO	0.00	0.00	0.40	0.19	0.47	0.49	0.29	0.22	0.00	0.00	0.00	0.08	0.30	0.36	0.46	0.35	0.67													
MgO	0.00	0.09	15.30	14.65	23.4	22.41	40.26	34.93	0.04	0.05	0.06	13.60	14.67	16.33	36.15	34.48	27.5													
CaO	13.71	11.52	18.09	17.35	2.12	2.11	0.17	0.22	16.65	10.06	18.39	20.89	16.57	11.97	0.29	0.20	0.37													
Na ₂ O	3.57	5.24	0.34	0.25	0.33	0.15	0.00	0.00	2.06	5.86	0.91	0.33	0.24	0.25	0.00	0.00	0.00													
K ₂ O	0.27	0.49	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00													
Σ	99.20	100.72	99.75	99.49	99.72	99.94	99.62	100.30	100.38	99.92	100.36	100.63	99.96	100.80	99.51	100.69	100.48													
An	66.88	53.37							81.67	48.49	91.64																			
Ab	31.55	43.93							18.33	51.10	8.20																			
Or	1.57	2.70							0.00	0.41	0.15																			
Fo			31.19	33.12	30.80	33.56	79.33	68.53				31.06	35.60	38.29	72.90	66.60	57.70													
f			37.20	36.28	4.33	4.36						43.21	34.33	24.54																
Wo			43.45	42.62	66.75	64.07						39.13	42.29	46.57																
En			19.03	21.10	28.92	31.57						17.66	23.37	28.90																
Fs																														
Вулкан Мутновский																														
Ча-589														Ча-587																
Pl ^I	Pl ^r	Pl ^e	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Spx ⁱ	Spx ^c	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ		
SiO ₂	44.95	49.51	55.07	51.32	51.09	51.71	50.45	51.98	37.99	37.97	52.33	52.28	52.18	52.12	50.5	38.32	38.17													
TiO ₂	0.04	0.02	0.12	0.69	0.73	0.62	0.76	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.37	0.71	0.00	0.00													
Al ₂ O ₃	34.55	30.83	27.37	1.72	3.16	2.18	2.17	0.98	0.00	0.00	28.94	29.17	1.32	1.15	3.07	0.00	0.00													
FeO [*]	0.52	0.85	1.32	13.90	11.35	11.71	18.50	21.84	25.98	28.03	0.71	0.88	15.44	19.67	9.32	25.18	24.31													
MnO	0.00	0.00	0.00	0.40	0.30	0.29	0.52	0.55	0.34	0.41	0.00	0.00	0.48	0.70	0.00	0.46	0.41													
MgO	0.04	0.03	0.06	15.42	15.97	18.15	14.39	20.03	36.43	33.43	0.00	0.00	15.87	18.6	15.58	35.66	36.45													
CaO	18.16	14.49	9.81	16.74	18.11	15.33	13.94	5.32	0.21	0.22	12.86	13.31	13.86	6.45	19.71	0.21	0.25													
Na ₂ O	0.82	3.33	5.58	0.21	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	4.26	3.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00													
K ₂ O	0.05	0.08	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00													
Σ	99.13	99.14	99.61	100.40	100.78	100.21	100.80	100.99	100.97	100.10	99.21	99.64	99.64	99.04	99.41	99.81	99.59													
An	92.21	70.32	48.52						62.16	64.93																				
Ab	7.51	29.23	49.92						37.76	34.61																				
Or	0.28	0.45	1.56						0.58	0.46																				
Fo									71.42	68.01																				
f			33.59	28.51	26.58	41.91	37.96																							
Wo			34.15	36.83	30.84	28.80	10.59																							
En			43.73	45.16	50.78	41.36	55.47																							
Fs			22.12	18.01	18.39	29.84	33.94																							

Примечание. Образцы: ЮМ-2211, ЮМ-2212 – базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый; Ча-629, Ча-631 – андезитобазальты П-III циклов формирования современной постройки влк. Горелый; ЮМ-2218 – базальт V-VI циклов формирования современной постройки влк. Горелый; ЮМ-1542 – базальт древней постройки влк. Мутновский-I; Ча-589, Ча-587 – базальты молодой постройки Мутновский-IV. Индексы у символов минералов означают: I – вкрапленники, II – микролиты основной массы; с – ядро, г – краевая зона кристалла. * – все железо определено как FeO. f = 100×FeO/FeO+MgO (ат. кол.). Оксиды – в мас. %, минеральные миналы – в мол. %.

размером 0.5–2 мм. Довольно часто они окружены клинопироксеновой каймой и мелкими зернами оливина. По составу минералы достаточно отчетливо подразделяются на две группы.

К первой относятся магнезиальные разновидности, представленные бронзитом (Wo_4 , En_{72-66} , Fs_{25-29}), которые встречаются, как правило, в базальтах первых трех циклов развития современной постройки. Некоторым кристаллам из андезибазальтовых потоков, излившихся во II и III циклы вулканической активности постройки, свойственна зональность как обратного (En_{67-71} , Fs_{29-25} – в центральной части и En_{71-73} , Fs_{25-23} – в краевой части), так и нормального (En_{69} , Fs_{27} – в центральной части и En_{67} , Fs_{30} – в краевой части) типов.

Вторую группу образуют гиперстены (Wo_4 , En_{67-58} , Fs_{30-37}), встречающиеся в лавах как I – III, так и V – VI циклов активности современной постройки. Примечательно, что некоторые вкрапленники минерала, присутствующие в лавах ранних извержений (II и III циклов) современной постройки, обладают зональностью обратного типа. Ядра таких кристаллов сложены гиперстеном ($f = 36$), а краевые зоны – бронзитом ($f = 25$).

Оливин представлен небольшими (до 1.5 мм) гипидиоморфными или изометричными порфиоровыми кристаллами и мелкими выделениями в основной массе. По составу кристаллы классифицируются как гиалосидерит или хризолит (Fo_{84-65}), практически не отличаясь от таковых в базальтах раннего посткальдерного комплекса. В отдельных образцах вокруг оливина наблюдается пижонитовая кайма. Довольно часто вкрапленники, а иногда и микролиты обладают резко выраженной прямой зональностью, с увеличением от центра к краю кристаллов содержания FeO и падением – MgO. Одновременно в краевых зонах возрастает концентрация CaO и MnO. Изредка встречаются зерна со слабовыраженной обратной зональностью (Fo_{65-66} – в центральной части и Fo_{70-67} – в краевой части). Вкрапленники высокомагнезиального оливина (Fo_{75-85}) обычно содержат твердофазные кристаллические включения шпинели.

Рудные минералы представлены преимущественно мелкими кристаллами титаномагнетита неправильной формы, иногда – зернами хромистой шпинели. По составу вкрапленники титаномагнетита можно разделить на две группы. К первой относятся кристаллы из умереннокалиевых базальтов и андезибазальтов ранних циклов (I–III) формирования современной постройки. Для них свойственно умеренное содержание TiO_2 (9–13 %) и высокое – MnO (0.33–0.45 %). Вторую группу образуют титаномагнетиты из высококалиевых базальтоидов рифтогенной зоны

вулкана. Они, как правило, обладают повышенными концентрациями TiO_2 (12–18 %) и низкими – MnO (0.17–0.45 %).

Основная масса сложена переменным количеством вулканического стекла, в которое погружены микролиты и лейсты плагиоклаза андезин-лабрадорного ряда (41–64 % An), мелкие зерна оливина (Fo_{76-61}), авгита (Wo_{42-33} , En_{43-46} , Fs_{15-21}), а также редкие кристаллы пижонита (Wo_{16-7} , En_{52-60} , Fs_{32-33}) и субкальциевого авгита (Wo_{27-18} , En_{54-59} , Fs_{25-23}). Последний минерал встречается только в базальтах ранних циклов (I–III) развития постройки.

Установлено, что стекла основной массы базальтоидов рифтогенной зоны вулкана по сравнению со стеклами аналогичных пород первых трех циклов формирования постройки более обогащены CaO (4.03–5.36 % и, соответственно, 2.31–4.62 %), MgO (1.37–2.64 % и, соответственно, 0.62–1.22 %), но менее – TiO_2 (1.90–2.16 % и, соответственно, 2.10–2.72 %).

Таким образом, при общих петрографических чертах между базальтоидами первых трех циклов формирования современной постройки и более молодыми основными лавами, связанными с активностью рифтогенной зоны вулкана, существуют определенные различия. Отличительной особенностью первых является присутствие кристаллов плагиоклаза, пироксена и оливина с обратной зональностью, а также наличие в основной массе зерен субкальциевого авгита. Минералогическая специфика лав рифтогенной зоны вулкана заключается в высоком содержании калия в плагиоклазе и титана в титаномагнетите, а также в практически полном отсутствии бронзита и субкальциевого авгита.

Вулкан Мутновский

Основные вулканы древней и молодой построек влк. Мутновский имеют во многом схожие петрографические характеристики и в дальнейшем описываются совместно.

По минеральному составу вкрапленников среди **базальтов** и **андезибазальтов** выделяются плагиоклаз-клинопироксен-оливиновая, плагиоклазовая и плагиоклаз-оливиновая с клинопироксеном разновидности. Причем первые две петрографические разновидности встречаются преимущественно среди базальтов и андезибазальтов древней постройки (Мутновский-I), тогда как последняя свойственна только для базальтов влк. Мутновский-IV.

Плагиоклаз является доминирующим минералом-вкрапленником, образующим крупные (до 2.5 мм) и мелкие (доли мм) удлиненно-таблитчатые, реже таблитчатые кристаллы битовнита (86–71 %

Ап) или анортита (90–93 % Ап). Причем последние наиболее часто встречаются в базальтах древней постройки (Q_3^2). Для минерала характерна зональность нормального типа (82–92 % Ап для центральных и 60–51 % Ап для внешних частей). К краям кристаллов увеличивается также содержание ортоклазовой молекулы, но снижаются концентрации глинозема и железа (табл. 1). Иногда ядра крупных зерен анортита (92 % Ап) резорбированы, содержат включения вулканического стекла и окружены каймой более кислого плагиоклаза (48–49 % Ап). Отдельные вкрапленники плагиоклаза в магнезиальных базальтах обнаруживают обратную зональность (74–59 % Ап – в центральной и 81–66 % Ап – в краевой части).

Оливин образует как крупные, так и мелкие порфировые выделения (0.8–2 мм), отвечающие по составу хризолиту (70–79 % Fo), реже гиалосидериту (60–70 % Fo). В магнезиальных базальтах иногда встречаются крупные кристаллы с содержанием форстеритового минала до 80–82 %. Зональность вкрапленников и микролитов обычно прямая. Внешние зоны (71–70 % Fo) имеют более железистый состав, чем ядра (68–65 % Fo). С ростом железистости в краевой части оливина возрастает концентрация CaO и MnO. Изредка, в магнезиальных базальтах, встречаются кристаллы с обратной зональностью (71–72 % Fo – в центральной части и 73–75 % Fo – в краевой части).

Клинопироксен присутствует в виде мелких, реже крупных зерен таблитчатой формы, отвечающих по составу авгиту ($Wo_{36-43}, En_{43-44}, Fs_{16-20}$). Выделены две группы минералов. Первая представлена кристаллами авгита с высокими концентрациями TiO_2 (0.52–0.87 %), Al_2O_3 (3.83–4.19 %) и CaO (19.5–21 %). Обнаружены они преимущественно в глиноземистых базальтах древней постройки влк. Мутновский-I. Микрозондовое профилирование показало, что в некоторых клинопироксенах этой группы проявлена резкая прямая зональность, связанная с обогащением краевых частей кристалла ферросилитовым компонентом и уменьшением содержания CaO и Al_2O_3 (табл. 1).

Для клинопироксенов второй группы, наиболее распространенных в магнезиальных базальтах современной постройки влк. Мутновский-IV, свойственны низкие содержания Al_2O_3 (1.81–2.81 %), TiO_2 (0.41–0.53 %) и CaO (17.6–18.5 %). Причем для них характерна как прямая, так и обратная зональность (табл. 1).

Основная масса сложена буровато-серым стеклом, микролитами плагиоклаза (59–46 % Ап), изометричными кристаллами оливина (63–68 % Fo), авгита ($Wo_{36-32}, En_{43-41}, Fs_{21-24}$), реже субкальциевого

авгита ($Wo_{20-24}, En_{53-47}, Fs_{27-29}$), а также рудными минералами. В некоторых образцах магнезиальных базальтов присутствуют редкие зерна ферроавгита ($Wo_{36-35}, En_{23-20}, Fs_{41-44}$) и пижонита ($Wo_{18-8}, En_{50-61}, Fs_{32-31}$). Структура основной массы микролитовая или интерсерральная, участками микродолеритовая.

При близких петрографических характеристиках основные лавы древней и современной построек влк. Мутновский несколько отличаются по минералогическому составу. Своеобразие древних лав (Мутновский-I) заключается в значительном присутствии крупных кристаллов высокоосновного плагиоклаза (90–93 % Ап), имеющих иногда резко выраженную прямую зональность. Примечательно, что ядра, а иногда и краевые зоны таких кристаллов резорбированы. Специфической чертой молодых базальтов (Мутновский-IV) является присутствие вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина с обратной зональностью, а также наличие в основной массе зерен ферроавгита и пижонита.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД Петрогенные оксиды Вулкан Горелый

Ранний посткальдерный комплекс (Q_3^{3-4}) влк. Горелый сложен породами дифференцированного ряда от базальтов до дацитов. По содержанию K_2O базальты относятся к умереннокалиевым разновидностям известково-щелочной серии, располагаясь на диаграмме Мияширо в поле толеитовой серии (рис. 3А, 3Б). К петрохимическим особенностям пород также следует отнести высокие содержания CaO (8.83–9.76 %), TiO_2 (1.20–1.32 %), суммарного железа (10–11 %) и низкие – K_2O (0.86–1 %) (табл. 2).

Содержание SiO_2 в проанализированных образцах первых трех циклов вулканической активности современной постройки влк. Горелый (Q_3^4 – Q_4^2) варьирует от 51 % до 57 %. От основных лав раннего посткальдерного комплекса их отличают повышенные содержания K_2O , низкие CaO, суммарного железа и, в какой-то мере, TiO_2 (табл. 2; рис. 4). Базальты и андезибазальты относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии нормальной щелочности и принадлежат к высокоглиноземистым ($al=1-1.3$) разновидностям калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O=1.9-3.0$). На классификационной диаграмме $SiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 3Б) их фигуративные точки располагаются вдоль границы известково-щелочной и толеитовой серий.

Вулканыты двух последних эффузивных извержений (V и VI циклы), связанные с активностью

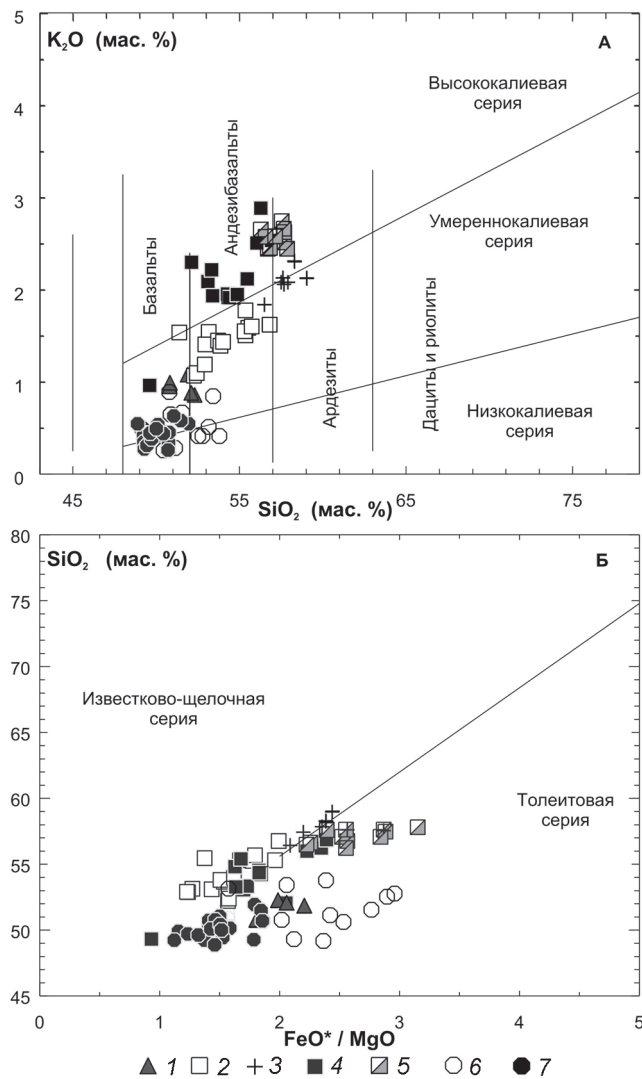


Рис. 3. Классификационные диаграммы $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (А) и $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (Б) для пород вулканов Горелый и Мутновский.

1–5 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), 2 – базальты, андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4\text{--}Q_4^2$), 3 – андезиты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4\text{--}Q_4^2$), 4 – базальты, андезибазальты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$), 5 – андезиты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$); 6–7 – влк. Мутновский: 6 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 7 – базальты современной постройки Мутновский-IV ($Q_3^4\text{--}Q_4$). Здесь и на рис. 4, 5 содержания петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток.

рифтогенной зоны вулкана ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$), в большинстве случаев представлены андезибазальтами, базальтами и реже андезитами. Все разновидности молодых эффузивов обладают повышенными содержаниями K_2O и соответствуют высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 3А). Согласно классификационной

диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (диаграмма не приводится) они относятся к породам нормальной щелочности ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 4\text{--}6.7\%$), хотя среди лав самых молодых извержений (Q_4^4) встречаются отдельные образцы с содержанием щелочей, соответствующем субщелочной серии. На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{--}\text{SiO}_2$ большинство лав рифтогенной зоны располагаются вблизи границы известково-щелочной и толеитовой серий (рис. 3Б).

Таким образом, наблюдается закономерное изменение петрохимических характеристик основных лав влк. Горелый с омоложением возраста их излияния. Вулканы рифтогенной зоны отличаются повышенными концентрациями TiO_2 , K_2O и, в какой-то мере, P_2O_5 , при более низком уровне содержания CaO (рис. 4).

Вулкан Мутновский

Среди вулканитов, слагающих древнюю постройку (Мутновский-I), преобладают высокоглиноземистые ($al=1.15\text{--}1.80$) базальты и андезитобазальты натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4.3\text{--}10$). В небольшом объеме присутствуют также андезиты и дациты. По соотношению кремнезема и калия (рис. 3А) основные вулканиты относятся к низкокалийевым разновидностям известково-щелочной серии. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}\text{FeO}^*/\text{MgO}$ их фигуративные точки размещаются в поле толеитовых пород. К отличительным петрохимическим особенностям базальтоидов древней постройки относятся повышенные содержания Al_2O_3 и низкие – MgO и CaO .

Современная постройка вулкана (Мутновский-IV) сложена исключительно лавами основного состава низкой щелочности. По соотношению кремнезема и калия (рис. 3А) они относятся к низко- и умереннокалийевым разновидностям известково-щелочной серии, располагаясь на диаграмме Мияширо (рис. 3Б) вблизи границы толеитовой и известково-щелочной серий. По величине коэффициента глиноземистости ($al=0.85\text{--}1.04$) они принадлежат к умеренноглиноземистому типу. По сравнению с базальтами древней постройки молодые базальты обогащены MgO , CaO , но отличаются низкими концентрациями SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (табл. 2; рис. 5).

Микроэлементы

Вулкан Горелый. Для основных вулканитов раннего посткальдерного комплекса свойственны сравнительно низкие концентрации Ni (24–42 г/т), Cr (45–110 г/т), Co (20–30 г/т), несколько повышенные V (330–390 г/т) и низкие значения Ni/Co отношения (0.8–1.6). Отличительной особенностью описываемых пород является заметная обогащенность Sr (640–680 г/т) и Zr

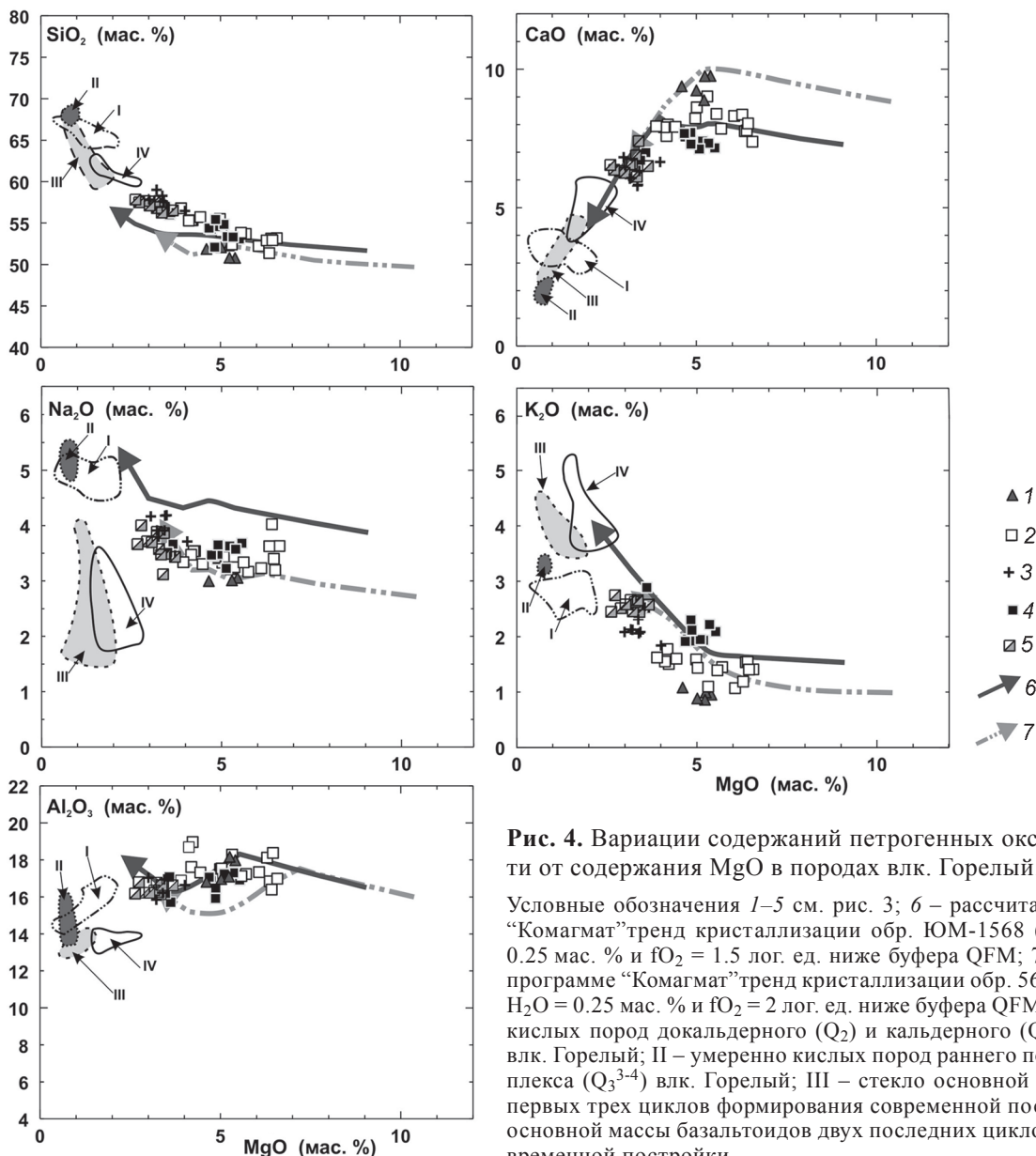


Рис. 4. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в породах влк. Горелый.

Условные обозначения 1–5 см. рис. 3; 6 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации обр. ЮМ-1568 (табл. 2) при $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 1.5$ лог. ед. ниже буфера QFM; 7 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации обр. 5671a (см. табл. 2) при $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 2$ лог. ед. ниже буфера QFM. Поля: I – умеренно кислых пород докальдерного (Q_2) и кальдерного (Q_3^3) этапов развития влк. Горелый; II – умеренно кислых пород раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}) влк. Горелый; III – стекло основной массы базальтоидов первых трех циклов формирования современной постройки; IV – стекло основной массы базальтоидов двух последних циклов формирования современной постройки.

(180–190 г/т), а также некоторая деплетированность в отношении таких крупноионных элементов, как Rb (16–18 г/т), Ba (400–440 г/т), что хорошо согласуется с их относительно низкой калиевостью (табл. 2).

Для лав *первых трех циклов формирования современной постройки* характерны значительные вариации концентраций когерентных элементов (Ni – 40–100 г/т, Sr – 80–200 г/т, V – 190–360 г/т), положительно коррелирующие с содержанием MgO (рис. 6). Концентрация Co изменяется в более узких пределах (20–35 г/т) и практически не зависит от магнезиальности пород.

Существенно варьируют содержания Sr и Zr (400–600 г/т и 120–240 г/т, соответственно), в мень-

шей мере Rb и Ba (25–35 г/т и, соответственно, 400–500 г/т). С ростом магнезиальности в породах намечается тенденция увеличения концентрации Sr и падения – Zr; содержания Rb и Ba остаются практически постоянными (рис. 6).

По сравнению с вулканитами раннего посткальдерного комплекса породы первых трех циклов формирования современной постройки отличаются повышенными концентрациями Sr, Ni, Rb и низкими – V, Sr. Им также свойственны более высокие величины Ni/Co (2–4) и Sr/V (0.30–0.84) отношений.

Высококалиевые базальтоиды *рифтогенной зоны* (V и VI циклы) вулкана по уровню содержания и характеру поведения когерентных элементов (Co,

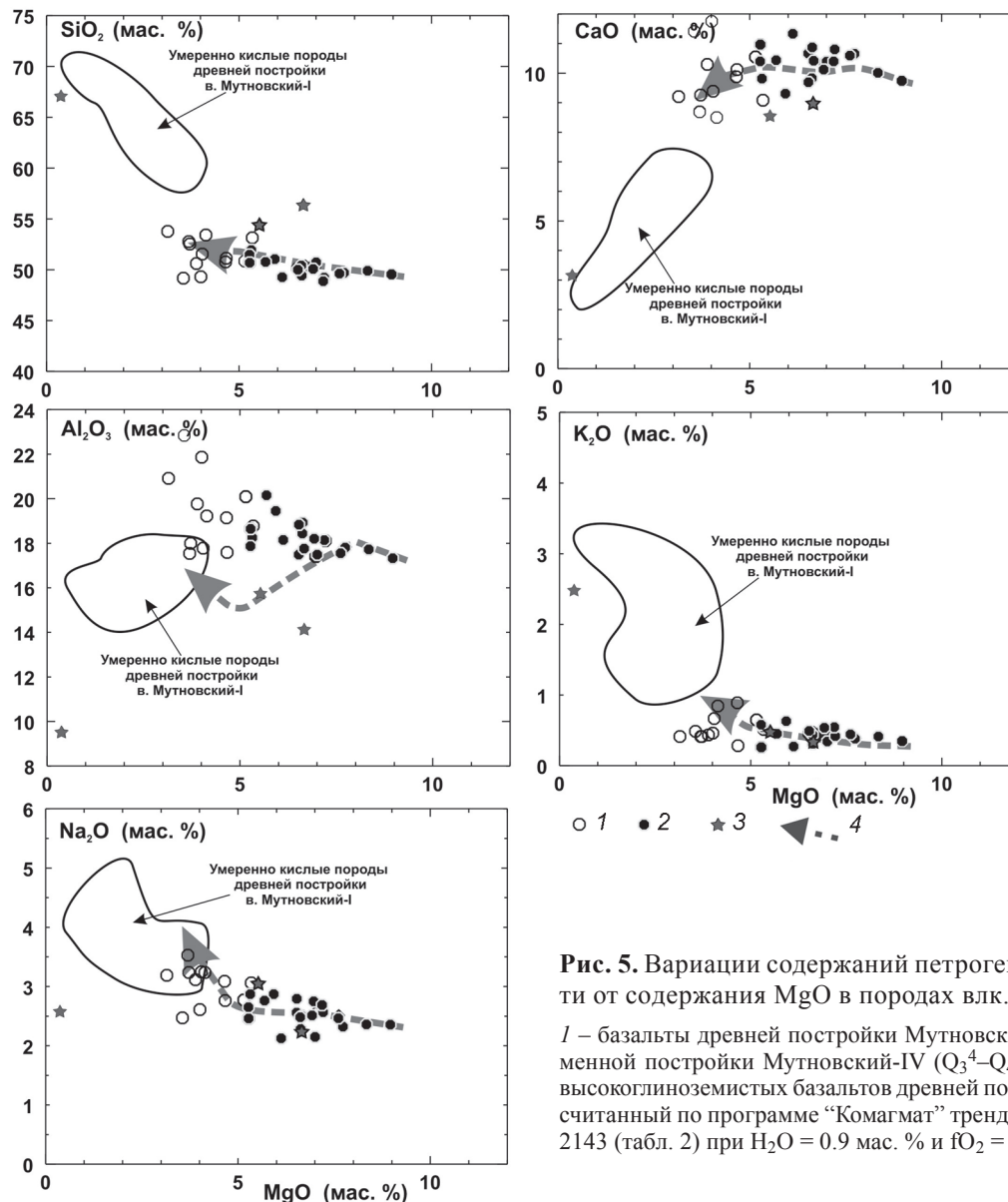


Рис. 5. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в породах влк. Мутновский.

1 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 2 – базальты современной постройки Мутновский-IV (Q_3^4 – Q_4), 3 – стекло основной массы высокоглиноземистых базальтов древней постройки Мутновский-I; 4 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации образца ЮМ-2143 (табл. 2) при $H_2O = 0.9$ мас. % и $fO_2 = 0.9$ лог. ед. выше буфера QFM.

V, Cr), а также Sr во многом подобны умереннокалиевым базальтоидам I–III циклов. В то же время, они отличаются относительно низкими концентрациями Ni (20–70 г/т) и, соответственно, низкими значениями Ni/Co отношения (2.2–2.5). При этом концентрации некогерентных элементов (Rb, Ba, в какой-то мере –Zr) в них выше, что хорошо коррелируется с их повышенной калиевостью.

Вулкан Мутновский. Базальты и андезидобазальты древней постройки (Мутновский-I) характеризуются низкими содержаниями Ni (10–40 г/т), Cr (12–40 г/т), Co (20–45 г/т) и высокими – V (280–470 г/т), с низкими величинами Ni/Co (0.4–1.2) и Cr/V (0.040–0.070) отношений. Низкие концентрации Rb (5–10 г/т), Ba (150–250 г/т) и Zr (80–94 г/т) хорошо коррелируют-

ся с низкой калиевой щелочностью этих пород. Несколько повышенный уровень содержания Sr хорошо согласуется с важной минералогической особенностью вулканитов – значительным присутствием вкрапленников высококальциевого плагиоклаза.

Магнезиальные базальты современной постройки (Мутновский-IV) отличаются высокими содержаниями Ni (30–80 г/т), Cr (45–145 г/т), но сравнительно низкими – V (200–320 г/т). Соответственно для этих пород характерны высокие отношения Ni/Co (1.60–2.47) и Cr/V (0.2–0.6).

Содержание крупноионных литофильных (Rb, Ba) и некоторых высокозарядных (Zr) некогерентных элементов в древних и молодых лавах влк. Мутновский близки (рис. 6).

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в образцах вулканов Горелый и Мутновский.

Компоненты	ЮМ-2211	ЮМ-2212	ЮМ-2213	ЮМ-1568	ЮМ-1567	ЧА-629	ЧА-46	М-5671а	ЮМ-2218	ЮМ-2244	ЮМ-2197	ЮМ-2114	ЮМ-1538	ЮМ-1540	ЧА-589	ЧА-	ЮМ-2143
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	влк. Горелый																
SiO ₂	50.89	50.95	50.16	52.82	53.09	55.06	58.54	49.32	52.78	53.94	57.02	48.55	49.09	50.80	51.38	50.54	48.50
TiO ₂	1.33	1.32	1.20	1.07	1.13	0.94	1.20	1.06	1.47	1.30	1.39	0.88	0.88	1.12	0.95	0.82	0.91
Al ₂ O ₃	18.02	18.22	16.26	16.30	17.04	18.61	15.71	15.88	16.92	16.77	16.83	22.55	21.76	19.15	18.05	20.06	16.85
Fe ₂ O ₃	3.05	5.46	10.25	4.43	3.28	3.7	3.14	2.59	1.56	5.19	1.75	4.65	3.40	7.46	3.69	2.36	4.49
FeO	7.08	4.63	0.64	5.18	5.73	3.97	4.99	7.27	7.50	4.06	6.77	4.12	5.40	2.67	6.11	6.17	6.14
MnO	0.07	0.17	0.17	0.14	0.15	0.13	0.14	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.19	0.17	0.15	0.17
MgO	5.43	5.28	4.47	6.39	5.65	4.11	3.20	10.32	5.14	4.72	3.25	3.51	3.99	4.65	5.26	5.66	9.07
CaO	9.76	9.76	9.06	7.73	7.75	7.86	6.01	8.78	7.31	7.55	6.60	11.27	11.70	9.88	9.71	10.39	9.47
Na ₂ O	3.05	3.01	2.89	3.37	3.12	3.45	3.76	2.70	3.58	3.42	3.58	2.44	2.60	3.09	2.84	2.75	2.29
K ₂ O	0.96	1.00	1.05	1.54	1.44	1.55	2.11	0.99	1.92	1.95	2.47	0.48	0.46	0.89	0.54	0.45	0.34
P ₂ O ₅	0.56	0.50	0.56	0.45	0.49	0.20	0.37	0.27	0.57	0.36	0.56	0.12	0.10	0.13	0.21	0.18	0.25
H ₂ O			0.36		0.14		0.18	0.08	0.62	0.15		0.31	0.10		0.15	0.05	0.31
п.п.п.			2.90		0.77	0.20	0.35	0.08		0.07		0.86		0.07	1.08	0.37	0.48
Σ	100.20	100.30	99.97	99.78	99.78	99.75	100.0	99.51	99.60	99.77	100.37	99.90	99.63	100.1	100.14	99.95	99.58
Cr	73	109	45	150	200	88	20		165	122	29	40	28	22	61	56	110
Ni	33	31	32	78	82	50	19		85	51	24	20	19	16	27	47	80
Co	20	24	20	23	25	23	24		29	23	22	28	37	17	23	26	35
V	374	389	333	350	320	300	400		210	250	235	472	346	516	370	180	210
Rb	16	18	17		27	24	37		33	46	63	5	6	5	6	5	5
Ba	403	420	441		478	768	581		423	725	672	497	519	127	194	156	131
Sr	679	677	642		569	558	431		423	417	371	497	519	517	440	451	420
Zr	180	187	190		179	148	201		198	216	371	92	91	94	56	49	49
	влк. Мутновский																

Примечание. 1–11 – влк. Горелый: 1–3 – базальты раннего посткальдерного комплекса, 4–7 – базальты и андезиты II–III циклов формирования современной постройки, 8–11 – базальты и андезиты V–VI циклов формирования современной постройки; 12–17 – влк. Мутновский: 12–14 – базальты древней постройки Мутновский-I, 15–16 – базальты молодой постройки Мутновский-IV.

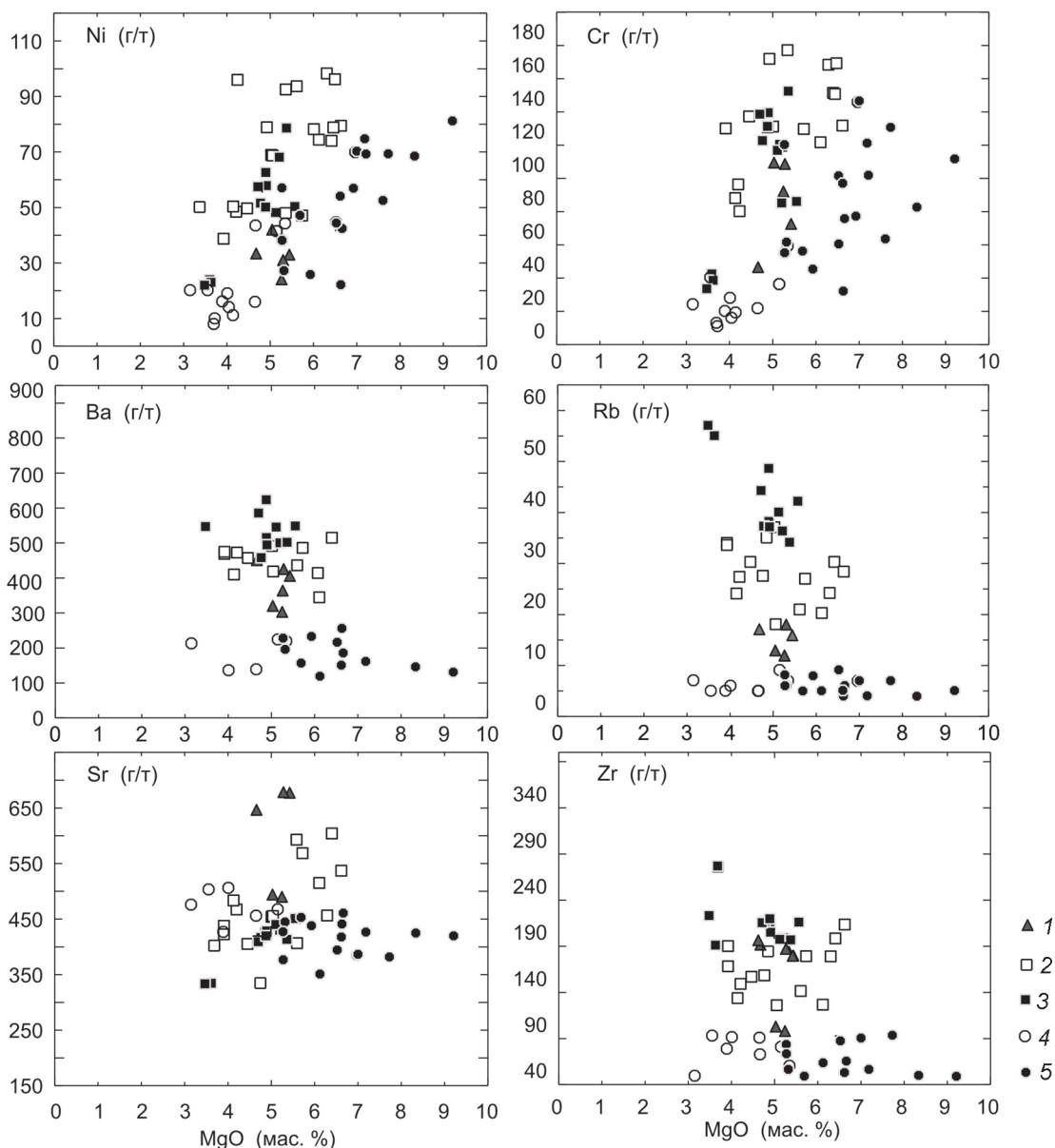


Рис. 6. Вариации содержаний микроэлементов в лавах основного состава вулканов Горелый и Мутновский в зависимости от содержания MgO.

1–3 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), 2 – базальты, андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4-Q_4^2$), 3 – базальты, андезибазальты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3-Q_4^4$); 4–5 – в. Мутновский: 4 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 5 – базальты современной постройки Мутновский-IV ($Q_3^4-Q_4$).

С увеличением магнезиальности базальтов современной постройки концентрации Ni, Sr заметно возрастают, содержания V слабо уменьшаются, а Rb, Ba, Zr, Sr остаются практически на одном уровне (рис. 6).

Оценка термодинамических параметров кристаллизации базальтовых магм вулканов Горелый и Мутновский

Для оценки термодинамических параметров кристаллизации основных лав вулканов Мутновский

и Горелый нами были использованы методы математического моделирования с применением программы “Комагат” [4]. Такой подход позволяет выполнять независимую проверку полученных результатов с использованием минералогических термометров. Расчеты проводились в следующей последовательности. На начальном этапе моделирования рассчитывался порядок кристаллизации минералов в представительных образцах базальтов. Затем анализировалось

совпадение расчетных и природных парагенезисов минералов и их составов. На основании этого делались выводы о достоверности выбранных термодинамических параметров моделирования (fO_2 , H_2O) и, при необходимости, выполнялась их корректировка.

Вулкан Горелый. Для проведения ЭВМ-моделирования среди базальтов современной постройки влк. Горелый было выбрано 14 образцов. В эту группу вошли умереннокалиевые базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), а также умереннокалиевые базальты позднплейстоценового–голоценового возраста (Q_3^4 – Q_4^2) современной постройки и наиболее молодые высококалиевые базальты двух последних крупных извержений (Q_4^3 – Q_4^4), связанных с вулканической активностью *рифтогенной* зоны. Вычисления проводились для следующих условий: давление $P=1$ кбар, незначительное содержание воды в системе – 0.25 мас. %, до максимальной степени кристаллизации 70 мол.%. Принимая во внимание некоторые минералогические особенности (разный состав и степень окисленности шпинелидов в базальтоидах), моделирование осуществлялось в диапазоне фугитивности кислорода от 0.5 логарифмической единицы выше буфера QFM до 2 логарифмических единиц ниже буфера QFM.

Согласно данным ЭВМ-моделирования, для пород *раннего посткальдерного комплекса* (Q_3^{3-4}) свойственна следующая последовательность кристаллизации минералов: Pl (1221–1197 °C) → Ol (1158–1141 °C) → Crx (1120–1116 °C) → магнетит (ниже 1098 °C). В некоторых случаях (обр. 2212) при температуре 1052 °C появляется пижонит (рис. 7).

В умереннокалиевых базальтах I – III циклов развития современной постройки, а также высококалиевых лавах *рифтогенной* зоны первым на ликвидусе кристаллизуется Ol (1200–1140°C). Одновременно с ним или сразу после него появляется Pl (1197–1135°C), Орх (1130–1105°C) и Crx (1120–1088°C). Следует добавить, что в образце Ча-629 установлена ранняя кристаллизация плагиоклаза (при 1197°C). На более поздних стадиях при температуре ниже 1070°C иногда наблюдается кристаллизация ильменита.

Подтверждением реалистичности выбранных термодинамических параметров при проведении ЭВМ-моделирования для древних и молодых базальтов современной постройки влк. Горелый является близость рассчитанных составов минеральных фаз с данными микронзондовых анализов (рис. 7). Помимо этого наблюдается хорошее совпадение парагенезисов природных и расчетных минералов. Исключение составляют лишь ильмениты, которые в природных образцах не обнаружены.

Расчетные температуры кристаллизации для поздний плейстоцен–голоценовых и голоценовых базальтов современной постройки неплохо согласуются с температурами гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах, а также с расчетными температурами, установленными с помощью ряда минералогических термометров, таких как *двупироксеновый Д. Линдсли* [28] и *оливин-шпинелевый* [20]. В частности, модельные температуры начала кристаллизации плагиоклаза отличаются от установленных температур гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах не более, чем на 40°C, а пироксенов – 20–60°C (табл. 3). Расчетные температуры кристаллизации пироксенов хорошо укладываются в температурный интервал значений, полученный с помощью *двупироксенового геотермометра* (1130–1090°C и, соответственно, 1126–1060°C), а *оливина – оливин-шпинелевого геотермометра* (1200–1140°C и, соответственно, 1150–1120°C).

Вулкан Мутновский. При ЭВМ-моделировании для лав основного состава влк. Мутновский были использованы 9 образцов, отвечающих двум основным петрохимическим типам базальтов: *высокоглиноземистые древней (Мутновский-I) и магнезиальные современной (Мутновский-IV) построек*. Вычисления по базальтам древней постройки влк. Мутновский-I осуществлялись для следующих условий: давление 1 кбар, содержание воды в системе 0.25 мас. % и fO_2 на 0.5 лог. ед. ниже буфера QFM. Моделирование по базальтам молодой постройки Мутновский-IV проводилось для условий: давление 2 кбар, содержание воды в расплаве ~0.9 мас. % и fO_2 на 0.9 лог. ед. выше буфера QFM. Как следует из полученных данных, кристаллизация как магнезиальных, так и глиноземистых базальтов начинается с плагиоклаза (1370–1200°C). Сразу после плагиоклаза на ликвидусе появляется оливин (1188–1139°C). Исключение составляют базальты с содержанием MgO около 10 %, где первым на ликвидусе выделяется оливин (1230°C). Третьей кристаллизующейся фазой во всех образцах является авгит (1134–1025°C). В интервале 1100–1080°C в магнезиальных базальтах иногда отмечается появление пижонита, что подтверждается присутствием этой минеральной фазы в изученных образцах. В некоторых образцах высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов при температуре ниже 1081°C появляется магнетит.

В целом, рассчитанный порядок кристаллизации минералов, а также их составы хорошо согласуются с данными петрологических наблюдений, что доказывает реалистичность заданных параметров (рис. 8). Кроме того, модельные температуры начала кристаллизации плагиоклаза в высокоглиноземистых

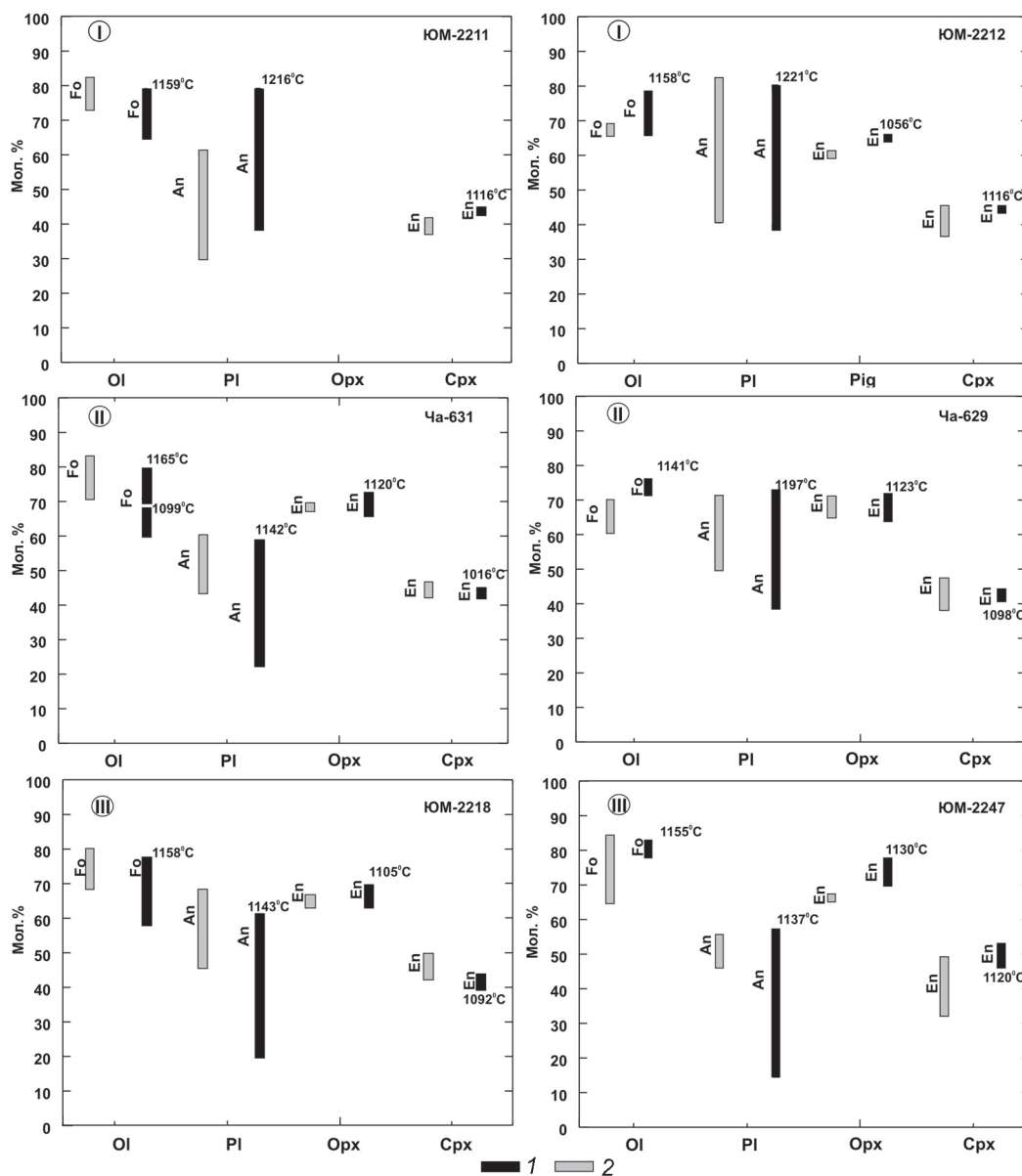


Рис. 7. Сопоставление расчетных (1) и реальных (2) составов породообразующих минералов в образцах влк. Горелый.

Цифры I–III – породы: I – базальты раннего посткальдерного комплекса (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 0.5$ лог. ед. выше буфера QFM); II – андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 1.5$ лог. ед. ниже буфера QFM); III – базальты и андезибазальты двух последних циклов развития современной постройки (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 2$ лог. ед. ниже буфера QFM). Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Ol – оливин, Pig – пижонит. Цифрами на диаграмме показаны расчетные температуры начала кристаллизации минералов.

базальтах близки к температурному интервалу гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах ($1370\text{--}1250^\circ\text{C}$ и, соответственно, $1310\text{--}1280^\circ\text{C}$), а в магнезиальных базальтах постройки влк. Мутновский-IV несколько занижены ($1280\text{--}1210^\circ\text{C}$ и, соответственно, $1320\text{--}1300^\circ\text{C}$).

В процессе моделирования для согласования составов расчетных и природных минералов нами

были использованы разные значения $\lg fO_2$. В частности, расчеты для базальтоидов современной постройки влк. Горелый ($Q_3^4\text{--}Q_4^4$) осуществлялись, как правило, для более низкой активности кислорода, чем для основных лав влк. Мутновский. Это хорошо согласуется с выводами, сделанными ранее при анализе данных высокотемпературной газовой хроматографии [23]. При $T = 1100^\circ\text{C}$ значения $\lg fO_2$ для базаль-

Таблица 3. Температуры кристаллизации породобразующих минералов, полученные различными методами (°С).

№ образца	Температуры кристаллизации минералов в базальтах, полученные с помощью программы Комагат				Температуры двуфазного сенового равновесия, определяемые по термометру [28]	Температуры Ol-Sph равновесия, определяемые по термометру [20]	Температуры гомогенизации первичных расплавов включений, Т°С	
	Pl	Ol	Orx	Srx			Pl	Rx
	Комагат						Комагат	
ЮМ-2212	1220	1158		1116				
ЮМ-2211	1197	1140		1116				
Ча-625	1150	1160		1093				
Ча-629	1197	1140		1098			1150-1170	
Ча-631	1140	1165		1109				
ЮМ-1568	1154	1199		1100			1150-1180	1120-1180
5671a	1193	1290		1130				
ЮМ-2218	1143	1158		1090				
ЮМ-2247	1137	1155		1120			1160	1120-1140
ЮМ-2242	1143	1146		1100				
ЮМ-1538	1350	1166		1166				
ЮМ-1540	1250	1160		1115				
ЮМ-1542	1215	1139		1114				
ЮМ-2114	1370	1160		1095			1280-1310	
ЮМ-2143	1210	1240		1128				
ЮМ-2139	1215	1213		1134				
Ча-589	1230	1167		1126				
Ча-588	1233	1190		1121				
Ча-587	1283	1188		1123				1300-1320(?)

Базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый (Q_3^3)

Базальтоиды II-III циклов формирования современной постройки влк. Горелый ($Q_3^4 - Q_4^2$)

Базальтоиды V-VI циклов формирования современной постройки влк. Горелый (Q_4^4)

Базальты древней постройки влк. Мутновский-I (Q_3^2)

Базальты современной постройки влк. Мутновский-IV ($Q_3^4 - Q_4$)

тоидов современной постройки влк. Горелый (Q_3^4 – Q_4^4) лежат в интервале от -13.5 до -14.9, а для базальтов влк. Мутновский-I – от -12.5 до -13.3. О низкой фугитивности кислорода при кристаллизации базальтов и андезибазальтов молодой постройки влк. Горелый косвенно свидетельствует ограниченное содержание в них оксидных фаз железа и обогащение остаточных стекол FeO и TiO₂.

Роль кристаллизационной дифференциации

Особенности поведения ряда петрогенных элементов и микроэлементов дают основание предполагать важную роль кристаллизационной дифференциации в происхождении пород вулканов Мутновский и Горелый. Например, изменение наклона трендов на диаграммах CaO–MgO, Al₂O–MgO (рис. 4 и 5) и Sr–MgO (рис. 6) в области (MgO = 0.5–5 %) логично объясняется появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза. На возможность участия в процессе фракционирования темноцветных минералов (Ol, Crx) указывает снижение концентраций когерентных микроэлементов Ni, Co, Cr при увеличении кремнекислотности и падении магнезиальности вулканитов (рис. 6).

Минералогическим признаком кристаллизационной дифференциации является широкое распространение в изученных вулканитах фенокристов плагиоклаза, пироксена и оливина с прямой зональностью. Наиболее часто подобные минеральные признаки встречаются в глиноземистых базальтах древней постройки влк. Мутновский-I и в базальтоидах раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый.

Вулкан Горелый. На рис. 4 показаны вариации составов природных образцов и расчетные тренды фракционной дифференциации магнезиальных базальтов влк. Горелый.

Для умереннокалиевых базальтов ранних этапов (Q_3^{3-4} , Q_3^4 – Q_4^2) формирования современной постройки в качестве исходного был выбран наиболее магнезиальный образец из нашей коллекции (ЮМ-1568, MgO ~ 6.4 %), пересчитанный на 9 % MgO по методу, описанному в [30]. Для высококалиевых базальтоидов двух последних циклов (Q_4^3 – Q_4^4) – голоценовый базальт М-5671а с содержанием MgO около 10 % (табл. 2).

Для пород I–III циклов в интервале базальт–андезибазальт рассчитанные и природные тренды вариаций CaO, Al₂O₃, K₂O и SiO₂ близки между собой. Вблизи или на их продолжении располагаются и составы остаточных стекол основных пород. Модельные тренды достаточно хорошо описывают поведение Na₂O, хотя содержание этого элемента в расчетных остаточных жидкостях выше, чем в проанализи-

рованных природных образцах (рис. 4). Наблюдаемое расхождение по Na₂O указывает на влияние иных процессов, вероятнее всего коровой контаминации, на эволюцию магматических расплавов. Последнее подтверждается частой встречаемостью в изученных вулканитах минералов с обратной зональностью, существованием зон резорбции и следов плавления у ранних вкрапленников плагиоклаза, а также наличием неравновесных минеральных ассоциаций.

Для голоценовых базальтов двух последних циклов (V и VI) формирования современной постройки влк. Горелый рассчитанные и природные тренды практически совпадают для большинства петрогенных элементов (SiO₂, Na₂O, K₂O и, в меньшей степени, для CaO). Поведение Al₂O₃ в модельных жидкостях близко к таковому в природных образцах, но при более низких концентрациях (рис. 4).

Вулкан Мутновский. Отсутствие в коллекции авторов высокомагнезиальных базальтов древней постройки (Мутновский-I) не позволило корректно выполнить численное моделирование фракционной кристаллизации первичных магм. Для пород современного конуса (Мутновский-IV) в качестве исходного состава был выбран магнезиальный базальт ЮМ-2143 (MgO ~ 10 %, табл. 2) голоценового возраста. Картина здесь во многом сходна с ранее описанной для влк. Горелый. Для большинства элементов (SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O) в области составов базальт–андезибазальт (до 55 % SiO₂) наблюдается хорошее соответствие природных и расчетных трендов (рис. 5). Существенно различаются лишь концентрации Al₂O₃. Поведение этого элемента при низкобарическом фракционировании контролируется, главным образом, плагиоклазом, состав и порядок кристаллизации которого зависит не только от температуры, но и от давления воды. Последнее может вносить определенные погрешности в численное моделирование систем с высокими содержаниями Al₂O₃.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ

Выполненные исследования позволяют сделать определенные выводы о некоторых закономерностях эволюции составов лав вулканов Горелый и Мутновский.

Как отмечалось выше, ранний посткальдерный этап формирования влк. Горелый характеризуется значительно более широким (от базальтов до дацитов) спектром составов излившихся пород, заметно более высокими концентрациями CaO, Sr, V, но низкими – K₂O, Ni, Rb, Ba, в какой-то мере, P₂O₅, по сравнению с близкими по магнезиальности вулканитами современной постройки, особенно двух после-

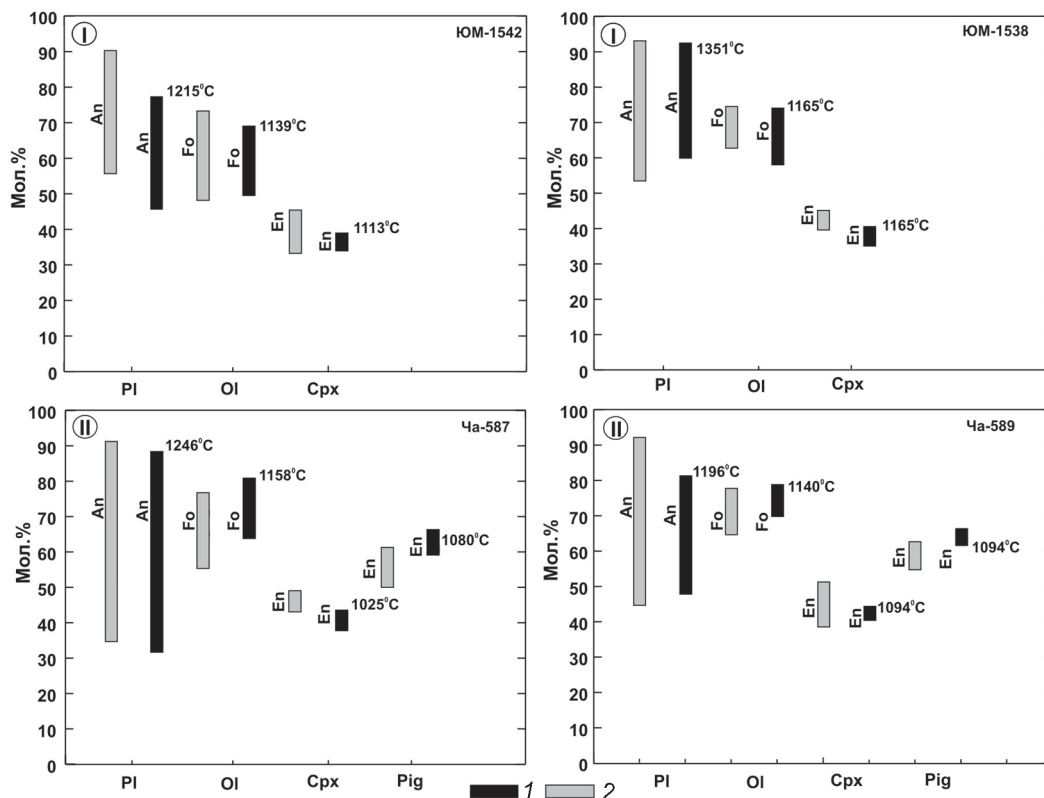


Рис. 8. Сопоставление расчетных (1) и реальных (2) составов порообразующих минералов в образцах влк. Мутновский.

Цифры I–II – породы: I – базальты древней постройки Мутновский-I (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 0.5$ лог. ед. ниже буфера QFM); II – базальты современной постройки Мутновский-IV (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.9$ мас. % и $fO_2 = 0.9$ лог. ед. выше буфера QFM).

дних циклов ее развития, связанных с вулканической активностью рифтогенной зоны (рис. 4, 6). Для пород ранних циклов развития современной постройки также типична обратная зональность фенокристов плагиоклаза, пироксена и оливина, что свидетельствует о смешении или контаминации первичных мантийных магм коровым материалом. Высокое содержание калия в плагиоклазе и титана в титаномагнетите лав рифтогенной зоны вулкана хорошо коррелируются с особенностями составов вмещающих пород.

В процессе формирования влк. Мутновский также наблюдается возрастание основности вулканических продуктов, с преобладанием на заключительной стадии базальтов и андезитобазальтов со сравнительно низкими концентрациями Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 и Na_2O , но высокими – MgO , CaO , Cr , Ni . Минералогической особенностью древних лав (Мутновский-I) является значительное присутствие крупных кристаллов высокоосновного плагиоклаза (90–93 мол. % An), часто резорбированных, с реакционной каймой более кислого плаги-

оклаза. Для молодых базальтов (Мутновский-IV) типично присутствие фенокристов плагиоклаза, клинопироксена и оливина с обратной зональностью.

Петрологические различия и сходство составов пород вулканов Мутновский и Горелый наглядно демонстрируют расчетные тренды фракционной дифференциации магнезиальных базальтов в координатах $T^\circ C - MgO$ (рис. 9). Анализ графиков позволяет сделать два основных вывода:

1. Все типы лав влк. Мутновский характеризуются избыточным, по сравнению с низкобарической OI-PI котектикой, содержанием плагиоклазового компонента. Для влк. Горелый подобная особенность характерна только для основных лав раннего посткальдерного комплекса.

2. Содержание расчетного плагиоклаза в основных эффузивах обоих вулканов закономерно уменьшается с их омоложением. Молодые лавы по особенностям своего состава близки (Мутновский) или соответствуют (Горелый) низкобарической OI-PI котектике.

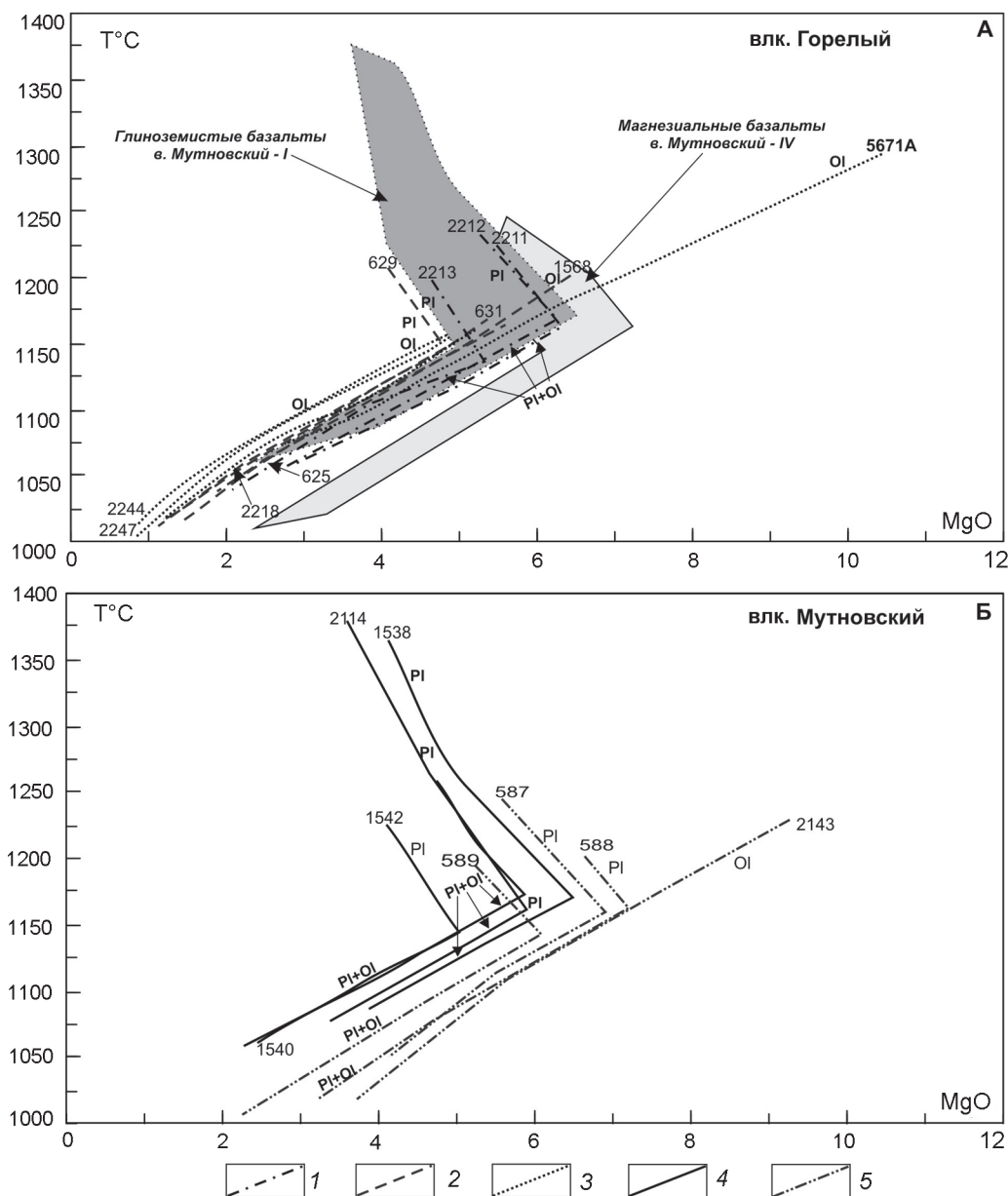


Рис. 9. Расчетные линии эволюции состава расплавов основных лав влк. Горелый (А) и влк. Мутновский (Б).

1–3 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса, 2 – базальтоиды II–III циклов развития современной постройки, 3 – базальтоиды V–VI циклов развития современной постройки; 4–5 – влк. Мутновский: 4 – базальты древней постройки Мутновский-I, 5 – базальты современной постройки Мутновский-IV. Цифры на диаграммах соответствуют номерам образцов. Pl, Ol – области кристаллизации плагиоклаза, оливины; Pl+Ol – плагиоклаз-оливиновая котектика.

Вопросы происхождения избыточного нормативного плагиоклаза напрямую связаны с происхождением высокоглиноземистых расплавов, и их решение выходит за рамки данного исследования. Полученные результаты противоречивы и не могут быть объяснены только одной моделью. Например, аномальное обогащение плагиоклазовым компонентом основных лав Мутновский-I можно объяснить моделью кумулятивного накопления плагио-

лаза в остаточной жидкости [26, 29], о чем свидетельствует несовпадение реальных и расчетных составов плагиоклаза, аномально высокие содержания анортитового компонента (до ~ 90 мол % An, рис. 7 и 8) в природных вкрапленниках и отчетливые петрографические признаки резорбции последних. Но обогащенные глиноземом базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый характеризуются субафировой текстурой, что сви-

детельствует об иных процессах накопления избыточного плагиоклазового компонента.

С большей определенностью можно интерпретировать общие закономерности эволюции магматических расплавов двух изученных вулканов. Вне зависимости от принятой петрогенетической модели, резкое изменение петрологических особенностей магм является надежным критерием изменения геодинамической обстановки формирования магм. Для влк. Горелый, например, увеличение степени основности и магнезиальности пород, с падением содержания избыточного плагиоклазового компонента, отчетливо коррелируется с изменением типа вулканической активности, переходом к вулканизму трещинного типа, с излиянием преимущественно основных лав вдоль разветвленной рифтогенной зоны. Аналогичные изменения составов вулканических продуктов влк. Мутновский, примерно в тот же временной интервал, дают основание предполагать, что, начиная с позднего плейстоцена (Q_3^4), вся рассматриваемая территория испытала изменение геодинамического режима с усилением роли растягивающих напряжений в ее развитии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки: Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО АН СССР, 1985. 24 с.
2. Альмеев Р.Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 2005. 26 с.
3. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т.3, № 5. С. 42–67.
4. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
5. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
6. Кирсанов И.Т., Озеров А.Ю. Состав продуктов и энергетический эффект извержения вулкана Горелый в 1980–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 25–42.
7. Кирсанов И.Т. Вулкан Горелый: его геологическое строение, последние извержения, состав продуктов // Вулканическая деятельность: ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 32–43.
8. Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 294–315.
9. Кожемяка Н.Н. Действующие вулканы Камчатки: типы построек, длительность формирования, общий объем, продуктивность, состав вулканитов // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 3–16.
10. Маренина Т.Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // Труды лаборатории вулканологии. 1956. Вып. 12. С.3–53.
11. Мартынов Ю.А. Чашин А.А. Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток, 1989. С. 112–123.
12. Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чашин А.А. Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 72–83.
13. Мартынов Ю.А., Мартынов А. Ю., Чашин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис о-вов Кунашир, Курильская островная дуга // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 22–31.
14. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Округин В.М. Восточно-Камчатский вулканический пояс (квартер) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Ч. II. Гл. 5. Магматические пояса и зоны типовых геодинамических обстановок. Зоны внутриплитного магматизма. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 305–308.
15. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по данным тейфрохронологических исследований) // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 3–18.
16. Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.
17. Ноздрачев Е.А. Рентгенофлуоресцентное определение Ni, Co, Fe в базальтоидах на спектрометре VRA-30 // Тезисы докладов VII конференции “Аналитика Сибири и Дальнего Востока” Т. 2. Новосибирск, 2004. С.77–78.
18. Овсянников А.А., Зубин М.И. Вулкан Мутновский // Действующие вулканы Камчатки. Т.2. М.: Наука, 1991. С. 318–337.
19. Очерки тектонического развития Камчатки / Под. ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1987. 247 с.
20. Понамарев Г.П., Пузанков М.Ю. Распределение железа и магния в системе расплав-шпинель-оливин по экспериментальным данным. Геологические приложения. Петропавловск-Камчатский, 2002. 80 с.
21. Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. № 1. С. 17–35.
22. Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–23.
23. Чашин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В. и др. Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденения Вилючинской вулкано-тектонической структуры (южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 341–366.
24. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатский вулканический пояс: Южно-Камчатская и Центрально-Камчатская зоны (олигоцен-миоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Ч. II. Гл. 5.

- Магматические пояса и зоны типовых геодинамических обстановок. Зоны внутриплитного магматизма. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 294–304.
25. Шеймович В.С., Зубин М.И. Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 4. С. 934–937.
 26. Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S. The origin of island arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. V 97. P. 417–430.
 27. 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 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
 28. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. V. 68, N 5–6. P. 477–493.
 29. Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 349–370.
 30. Turner S., Hawkesworth C. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 295–314.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov, A.B. Perepelov, N.I. Yekimova, T.P. Vladimirova

Physical-and-chemical conditions of formation and evolution of Late Pleistocene-Holocene magmas of the volcanoes Gorelyi and Mutnovskiy (South Kamchatka)

The detailed study of mineralogical and geochemical compositions of major effusives of the modern structures of Gorelyi (Q_3^4 – Q_4^4) and Mutnovskiy (Q_3^2 – Q_4) volcanoes, and also the results of numerical modeling (“Comagmat” program) made it possible to estimate the role of fractional crystallization, fluid regime and geodynamic conditions in petrogenesis of the investigated basaltoids. The specific features of evolution of magmas of the two volcanoes give grounds to conjecture that beginning from the Late Pleistocene (Q_3^4) the whole study territory experienced a change in geodynamic regime attended by the strengthening of the role of tension stresses in its development.

Key words: basalts, mineralogy, geochemistry, Mutnovskiy Volcano, Gorelyi Volcano, Kamchatka.