

УДК 551.215+552.111+550.4.02 (282.257.21)

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАХИТОВ И КОМЕНДИТОВ В СОСТАВЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

© 2020 г. Ю. Д. Щербаков^а, *, А. Б. Перепелов^а, Г. Б. Флеров^б,
М. Ю. Пузанков^б, Н. В. Брянский^а

^аИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033 Россия

^бИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: scherb@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 07.08.2018 г.

После доработки 01.03.2019 г.

Принята к публикации 26.12.2019 г.

Статья посвящена исследованию генетических связей пород К–Na умеренно-щелочной серии, проявленной в строении вулканического центра Белоголовский расположенного в тыловой части Срединного хребта Камчатки. Дифференцированный ряд пород серии включает в себя трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендитовые трахиты и комендиты. Проведение расчетов баланса масс и редкоэлементного моделирования показало, что кристаллизационная дифференциация является основным процессом эволюции расплавов изученного вулканического центра, при этом основным фракционирующим минералом является полевой шпат. Методом LA-ICP-MS получены редкоэлементные характеристики породообразующих минералов (Fsp, Cpx, Bt, Ap, Ol), рассчитаны коэффициенты “минерал/порода”, что позволило представить модель эволюции расплавов вулканического центра Белоголовский. Установлены генетические связи между трахиандезитами, трахитами, комендитовыми трахитами и комендитами, тогда как трахибазальты и трахиандезиты не обнаруживают прямых генетических связей.

Ключевые слова: магматические породы, трахиандезиты, трахиты, трахиандезиты, комендиты, кристаллизационная дифференциация.

DOI: 10.31857/S0203030620020066

ВВЕДЕНИЕ

Исследование условий формирования дифференцированных вулканических серий пород позволяет установить направленность эволюции магматических расплавов и определить генетические связи между вулканическими породами различной кремнекислотности и щелочности. Одним из перспективных методов таких исследований является метод численного микроэлементного моделирования процессов дифференциации или взаимодействия магм. Обладая данными о вещественном составе пород и составах слагающих их породообразующих и акцессорных минералов, а также о температуре и давлении (РТ) их кристаллизации можно детально восстановить историю изменения составов магм в процессе их дифференциации. В данной работе приводятся результаты изучения процессов эволюции умеренно-щелочных расплавов среднего и кислого составов, проявленных в обстановке активной континентальной окраины в тыловой зоне вулканиче-

ского пояса Срединного хребта Камчатки на примере вулканического центра Белоголовский.

Наиболее характерной геодинамической обстановкой развития умеренно-щелочного и щелочного вулканизма являются внутриконтинентальные рифтогенные структуры, например, Хан-Богдинская верхнепалеозойская рифтовая впадина на юге Монголии [Коваленко и др., 2010], Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона [Козловский и др., 2007] и Центральная Кенийская щелочная провинция [Scaillet, Macdonald, 2001; White et al., 2012]. Примером проявления трахибазальт-трахит-комендитовой серии в коллизионной обстановке является вулкан Немрут, расположенный на восточном берегу содового озера Ван [Çubukçu et al., 2012; Ulusoy et al., 2012; Перетяжко и др., 2015а, б]. Проявления умеренно-щелочных серий пород в обстановке активной континентальной окраины редки и заслуживает детального изучения.



Рис. 1. Схема положения вулканического центра Белоголовский на Камчатке. СХ – вулканический пояс Срединный хребет Камчатки, ВК – Восточно-Камчатский вулканический пояс, ЮК – Южно-Камчатский вулканический пояс.

Петрологические и минералогические исследования позволяют выделить общие черты эволюции трахибазальт-трахит-комендитовых серий. Ранее было установлено, что основным процессом в эволюции умеренно-щелочных магм является кристаллизационная дифференциация [Козловский и др., 2007; White et al., 2012; Перетяжко и др., 2015б]. Общей характеристикой дифференцированных серий является их “бимодальность” с разрывом эволюционных трендов в области средних по составу пород, что объясняется сложными процессами эволюции и зональным строением промежуточных магматических камер [Troll, Schmincke, 2002; Macdonald et al., 2008; Macdonald, 2012; Перетяжко и др., 2015а]. При этом образование трахитов, пантеллеритов и комендитов в составе серий рассматривается на основе моделей с различными типами исходных расплавов как трахибазальтовых, так и трахиандезитовых. Для бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост образование трахитов связывается с фракционированием трахибазальтового расплава, а образование пантеллеритов и комендитов с процессами кристаллизационной дифференциации трахитового расплава и ассимиляции корового вещества [Козловский и др., 2007]. На вулка-

не Немрут [Перетяжко и др., 2015б] появление остаточных комендитовых и пантеллеритовых расплавов с широкими вариациями их железистости и щелочности вызвано изменениями условий кристаллизации исходных трахит-комендитовых магм с участием анортоклаза, геденбергита, фаялита и Fe–Ti оксидов, в зависимости от давления и содержания растворенной в расплавах воды. Отмеченные особенности в эволюции умеренно-щелочных серий, такие как их бимодальность и протяженный ряд продуктов дифференциации магм, свойственны и вулканическому центру Белоголовский тыловой зоны активной окраины Камчатки.

Белоголовский вулканический центр впервые изучен при проведении геолого-съёмочных работ [Патока, Успенский, 1977] и привлек к себе внимание благодаря уникальным для Камчатки составам слагающих его пород, которые в отличие от типично островодужного вулканизма относятся к K–Na субщелочному и щелочному типам [Волынец и др., 1984; Флеров и др., 2014; Щербаков, 2015] (рис. 1). В целом породы повышенной щелочности вулканического центра принадлежат умеренно-щелочной серии, представленной трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и комендитами [Volynets, 1994; Петрографический кодекс России, 2008]. Большое разнообразие пород, распространенных в пределах вулканического центра, а также контрастность их составов, связаны с особыми условиями магмообразования на этапе смены геодинамического режима [Перепелов, 2014; Щербаков, 2015].

Ранее О.Н. Волынцом с соавторами [Волынец и др., 1984, 1990] было проведено моделирование процесса кристаллизационной дифференциации трахиандезит-трахит-комендитовых магм вулканического центра Белоголовский. Авторами был сделан вывод о существовании двух линий дифференциации магм: 1 – трахиандезит-комендитовой, 2 – трахиандезит-трахитовой. Расчеты производились методом баланса масс, на основе данных о содержании петрогенных оксидов в породообразующих минералах. С получением новых данных о микроэлементном составе пород и минералов умеренно-щелочной серии центра стала возможна проверка ранее полученных результатов и их детализация.

Основными задачами проведенного исследования было установление генетических связей между породами умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский и определение роли процессов кристаллизационной дифференциации в формировании трахитов и комендитов с созданием модели эволюции умеренно-

щелочных магм в геодинамической обстановке активной окраины.

Общие закономерности, геохимические характеристики и возраст формирования различных серий пород в строении вулканического центра Белоголовский определены в результате предшествующих исследований [Патока, Успенский, 1977; Волинец и др., 1984, 1990; Флеров и др., 2014, 2016; Перепелов, 2014; Щербаков, 2015]. Трахиты по особенностям редкоэлементного состава разделяются на две группы – трахиты 1-го типа ($Ba/Nb = 23-47$, $Nb/Yb = 8.0-13.9$, $La_N/Yb_N = 6-9$) и трахиты 2-го типа ($Ba/Nb = 17-20$, $Nb/Yb = 13.4-14.3$, $La_N/Yb_N = 7-8$) [Щербаков, 2015].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Фундамент вулканического центра Белоголовский представлен позднемиоцен-среднеплиоценовыми лавово-пирокластическими толщами, игнимбритами, дайками и экструзивными комплексами пород базальт-риолитового ряда составов, среди которых выделяются “кахтунский” и “ксерукский” вулканогенные комплексы, принадлежащие к наиболее раннему этапу магматического развития территории (~12–4 млн лет). С формирования нормально-щелочного андезитового эруптивно-дайкового комплекса начинается следующий средне-позднеплиоценовый (~3.0–2.3 млн лет) этап развития вулканического центра [Перепелов, 2014; Щербаков, 2015]. На позднеплиоцен-раннеплейстоценовом этапе здесь проявляется умеренно-щелочной магматизм, представленный лавовыми и экструзивно-дайковыми комплексами (~1.64...~1.35 млн лет) [Volynets et al., 2010]. В составе умеренно-щелочных комплексов пород трахиандезиты и трахиты образуют мощные лавовые потоки, дайки и крупные экструзии, а комендиты, комендитовые трахиты и трахириолиты формируют небольшие субвулканические тела и дайки в завершение его развития. Трахибазальты ранних этапов развития вулканического центра достоверно не установлены. Вместе с тем, исключительно мощные лавовые покровы трахибазальтов образуются после завершения развития экструзивно-дайкового трахит-трахириолит-комендитового комплекса пород этого центра. В завершение развития центра в плейстоцене, на его территории формируются щитовые вулканы Большой Паялпан (~0.91 млн лет), Алмазный, Тынуа, Малый Паялпан, Молодой Нюлканде и другие, с лавами, некками и дайками умеренно-щелочных базальтоидов и нор-

мально-щелочных андезибазальтов и андезитов, которые отнесены к *рассошинскому* комплексу.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Использованные в ходе выполнения исследований образцы пород вулканического центра Белоголовский с привязкой приведены в табл. 1. Аналитические исследования проведены в Центре коллективного пользования “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных оксидов в породах определены методом XRF с использованием многоканального рентгеновского спектрометра СРМ-25 (“Орелнаучприбор”, Россия). Основные параметры съемки, измерения выполнены с использованием рентгеновской трубки с Rh анодом при напряжении 30 кВ и токе 40 мА. Образцы гомогенизировали с помощью сплавления с флюсом, метаборатом лития ($LiBO_2$) в индукционной печи в тиглях из стеклоуглерода при температуре 1100°C. Контроль качества определений породообразующих оксидов проводился с использованием стандартных образцов СГ-1А (гранит, Россия), СГ-2 (гранит, Россия) и JG-2 (гранит, Япония). Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометрах с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 (USGS) и андезитов AGV-1, AGV-2 (USGS) через каждые 5–6 проб.

Содержания редких элементов в минералах-вкрапленниках определялись методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на приборе NWR-213 New Wave Research (США) с длиной рабочей волны 213 нм и квадрупольном масс-спектрометре с индукционно связанной плазмой NexION 300D фирмы Perkin Elmer (США). Съемка проходила при частоте лазера в 20 Hz, энергии в 12 Дж/см² с диаметром луча 20–50 мкм. Значения потока охлаждающего, плазмообразующего и добавочного газа аргона составлял 16.0, 1.0 и 0.4 л/мин соответственно. В качестве несущего газа использовался гелий с чистотой 4.5 и скоростью потока 0.6 л/мин. Энергия плазмы составляла 1350 Вт. Для контроля измерений использовались международные стандартные образцы NIST SRM 610, 612 и 614, а также “внутренние стандарты”, а

Таблица 1. Описание и привязка образцов пород вулканического центра Белоголовский

Образец	Порода	Северная широта (N)	Восточная долгота (E)
ПП-2701	Трахибазальт	55°54'04.00"	157°51'03.00"
ПП-3064	Трахибазальт	55°48'53.50"	157°38'41.20"
ПП-3066	Трахибазальт	55°49'02.40"	157°38'47.00"
ПП-3065	Трахиандезит	55°48'55.30"	157°38'47.10"
ПП-3099	Трахиандезит	55°48'22.30"	157°29'12.80"
ПП-2562	Трахит	55°53'56.10"	157°39'12.70"
ПП-2591	Трахит	55°51'33.07"	157°42'48.04"
ПП-3068	Трахит	55°48'47.70"	157°39'05.00"
ПП-3102	Трахит	55°48'47.30"	157°28'38.40"
ПП-2570	Комендитовый трахит	55°50'26.16"	157°41'19.86"
ПП-3082	Комендит	55°47'44.40"	157°37'00.00"

именно концентрации в силикатных минералах (полевые шпаты, пироксены, слюды, оливины) – Si, а в апатите – Ca.

Дополнительные определения микроэлементного состава пород проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent Technologies (“Байкальский Центр Нанотехнологий”, технопарк при Иркутском национальном исследовательском техническом университете).

Изучение составов породообразующих минералов проводилось на электронном микроскопе “LEO 1430VP” (Carl Zeiss, Германия) с анализатором “Inca Energy 300” (Oxford Instruments Ltd) (ГИН СО РАН) и MIRA 3LMU (Tescan Ltd) с энерго-дисперсионным спектрометром INCA Energy-450+ (Oxford Instruments Ltd) (ИГМ СО РАН) при ускоряющем напряжении 15–20 кВ и токе ~0.5 нА (размер зонда <1 мкм, время набора спектра 10–50 с).

МИНЕРАЛОГИЯ

Исследования минеральных ассоциаций в породах вулканического центра Белоголовский позволили определить состав парагенезисов и направленность изменения состава вкрапленников и микролитов минералов в процессе их кристаллизации.

Трахибазальты обладающие редкопорфировой структурой содержат стекло в основной массе, а вкрапленники в них составляют до 10–15 об. %. Оливин (Ol) является основным минералом вкрапленником трахибазальтов, в меньшей степени распространены клинопироксен (Cpx), представленный салитом и авгитом, плагиоклаз (Pl) представленный, главным образом, лабрадором. Среди вкрапленников также встречается

магнетит (Mgt). Характерной особенностью трахибазальтов является развитие в них микролитов и интерстиционных выделений K–Na полевого шпата (Kfs) и формирование кайм этого минерала вокруг вкрапленников плагиоклаза. Микролиты представлены парагенезисом Pl + Ol + Cpx + TiMgt с участием апатита (Ap) и нефелина (Ne). Вкрапленники оливина имеют зональность с увеличением содержаний фаялитовой (Fa) и тефраитовой (Tf) молекул от центра к краю. Содержание CaO в оливинах из этих пород прямо коррелируется, в целом, с возрастанием их железистости и концентраций MnO в направлении от вкрапленников к микролитам (табл. 2). Для полевых шпатов наблюдается рост содержания альбитового и ортоклазового миналов в направлении от вкрапленников к микролитам (рис. 2). В трахибазальтах пироксены имеют тенденцию в увеличении Fs минала от вкрапленников к микролитам. Все трахибазальты обладают стабильным минеральным составом.

Парагенезисы минералов-вкрапленников в трахиандезитах представлены Pl + Ol ± Cpx ± Orx ± Amph ± Mgt. При этом в некоторых разностях этих пород оливин отсутствует. В отдельных образцах трахиандезитов в качестве основного минерала вкрапленника развит Orx, тогда как для большей части трахиандезитов он распространен в меньших объемах, чем Cpx, или отсутствует. Для трахиандезитов характерны микровключения оливина в Pl, а в пироксенах наблюдаются включения TiMgt и Ap. Оливины из трахиандезитов имеют ту же тенденцию изменения состава по направлению от вкрапленников к микролитам, как и в трахибазальтах (см. рис. 2). Вкрапленники полевых шпатов в трахиандезитах слагают непрерывный ряд от лабрадора до анортоклаза (Ant). Каймы вкрапленников полевых шпатов сходны

Таблица 2. Представительные анализы породообразующих минералов из пород вулканического центра Белоголовский

Порода	Трахитбазальты		Трахитандезиты				Трахит 1-го типа						Трахит 2-го типа						КТ		Комендит									
	1		2		3		4		3		5		6		5		7		8			7		9		10				
	Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Orx	Amph	Pl	Ant	Kfs	Cpx	Orx	Amph	Pl	Ant	Cpx	Orx	Amph	Pl		Ant	Cpx	Orx	Amph	Kfs	Amph	Kfs	Amph	
SiO ₂	38.47	48.61	51.13	37.18	57.55	51.79	54.03	52.93	61.40	65.23	65.25	53.06	52.86	44.09	59.88	63.58	52.82	53.72	50.32	59.88	63.58	52.82	53.72	50.32	65.72	49.50	65.72	49.50	67.24	51.54
TiO ₂	н.о.	н.о.	1.15	н.о.	н.о.	0.88	0.22	1.32	н.о.	н.о.	н.о.	0.48	0.00	0.75	н.о.	н.о.	н.о.	0.30	0.32	н.о.	н.о.	н.о.	0.30	0.32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.93	
Al ₂ O ₃	н.о.	31.88	2.65	н.о.	25.39	2.17	0.52	1.00	23.09	19.03	20.39	1.04	0.55	8.73	23.96	20.14	0.55	0.89	3.63	23.96	20.14	0.55	0.89	3.63	19.46	1.32	18.82	2.19		
Fe ₂ O ₃	0.30	0.53	3.68	0.42	н.о.	1.62	0.00	6.05	0.40	0.84	0.54	0.38	2.94	6.58	0.41	0.61	0.63	0.22	2.80	н.о.	н.о.	0.63	0.22	2.80	н.о.	2.36	0.39	3.20		
FeO	20.11	н.о.	5.61	28.86	н.о.	7.75	21.76	6.79	н.о.	н.о.	н.о.	11.46	16.93	2.92	н.о.	н.о.	8.49	16.37	0.00	н.о.	н.о.	8.49	16.37	0.00	н.о.	18.92	н.о.	8.57		
MnO	0.30	н.о.	н.о.	1.19	н.о.	0.72	1.08	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	1.21	2.09	0.71	н.о.	н.о.	1.64	1.79	0.52	н.о.	н.о.	1.64	1.79	0.52	н.о.	1.43	н.о.	10.69		
MgO	40.03	н.о.	13.71	33.12	н.о.	15.17	22.52	16.25	н.о.	н.о.	н.о.	13.27	22.85	16.19	н.о.	н.о.	12.95	25.16	21.31	н.о.	н.о.	12.95	25.16	21.31	н.о.	8.66	н.о.	7.20		
CaO	0.28	14.89	22.58	н.о.	8.03	19.42	1.34	5.92	4.67	0.97	1.58	19.29	1.30	10.73	6.62	2.04	20.86	1.15	9.96	н.о.	н.о.	2.04	20.86	1.15	9.96	0.94	5.88	2.04		
Na ₂ O	н.о.	2.71	0.69	н.о.	6.47	0.50	н.о.	5.63	7.70	8.06	6.63	0.61	0.38	2.68	6.81	8.38	0.69	н.о.	3.52	н.о.	н.о.	8.38	0.69	н.о.	3.52	6.92	7.95	7.01		
K ₂ O	н.о.	0.20	н.о.	н.о.	0.78	н.о.	н.о.	1.02	1.60	4.49	5.87	н.о.	н.о.	0.96	1.16	2.49	н.о.	н.о.	0.63	н.о.	н.о.	2.49	н.о.	0.63	6.64	1.16	5.00	1.63		
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.42	н.о.	0.40	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.63	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.87	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.08	
Сумма	99.49	98.82	101.20	100.77	99.28	100.02	101.47	100.08	99.28	98.62	100.66	100.80	99.90	98.21	98.84	97.81	98.63	99.60	97.16	99.68	96.31	98.63	99.60	97.16	99.68	96.31	99.40	98.08		
Fo/An/En	77.53	74.33	39.24	65.98	22.77	40.70	63.10		22.77	4.64	7.68	41.08	65.72		32.57	10.11	43.75	71.32		4.40					4.40		0.00			
Fa/Ab/Wo	22.14	24.48	46.44	32.67	67.94	44.23	2.70		67.94	69.78	58.34	39.31	2.69		60.64	75.19	43.18	2.34		58.60					58.60		70.73			
Tf/Or/Fs	0.33	1.19	14.32	1.35	9.29	15.06	34.20		9.29	25.58	33.98	19.61	31.59		6.79	14.70	13.07	26.34		37.00					37.00		29.27			

Примечание. Номерам по порядку соответствуют образцы: 1 – ПП-3066, 2 – ПП-2701, 3 – ПП-3099, 4 – ПП-3065, 5 – ПП-2591, 6 – ПП-2562, 7 – ПП-3102, в – вкрапленник, м – микролит; ц – центр, п – промежуточная зона, к – край. Для оливинов, пироксенов и амфиболов Fe⁺³/Fe⁺² рассчитано по стехиометрии минерала, для полевых шпатов все железо приведено в виде Fe₂O₃; н.о. – значения ниже предела обнаружения. Миналы оливинов: Fo, Fa, Tf – форстерит, фаялит и тефроит соответственно. Миналы полевых шпатов: An, Ab, Or – анортит, альбит, ортоклаз соответственно. Миналы для пироксенов: En, Wo, Fs – энстатит, волластонит, ферросилит соответственно; КТ – комендитовый трахит.

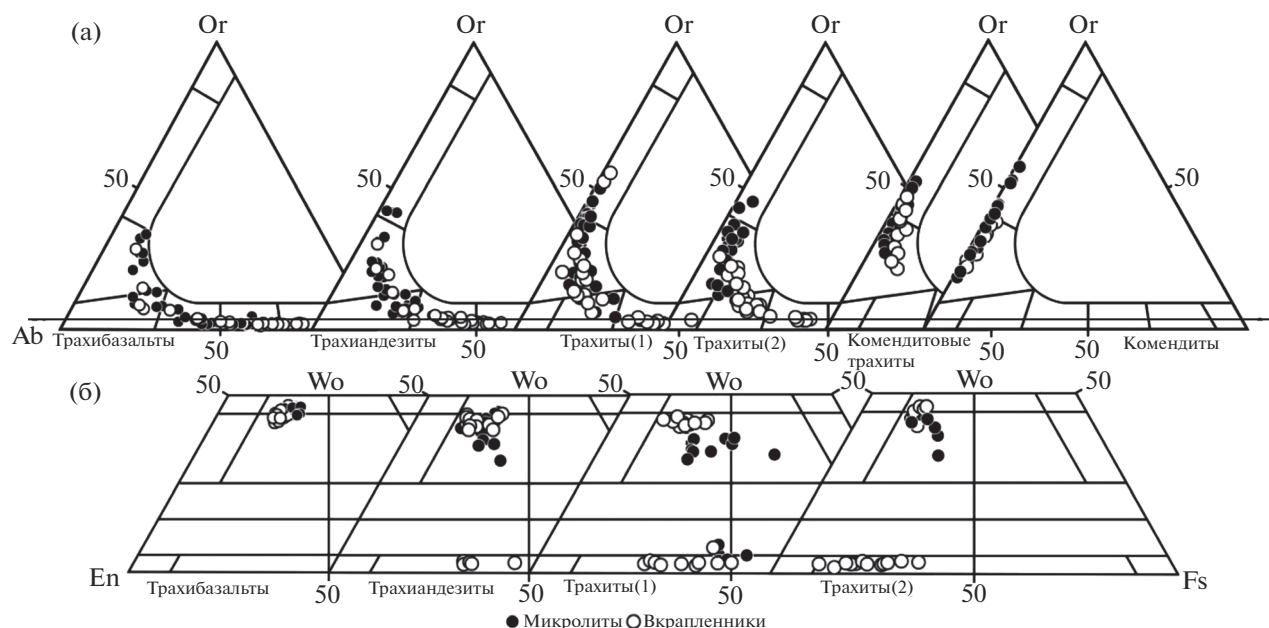


Рис. 2. Диаграммы составов полевых шпатов (а) и пироксенов (б) трахибазальт-трахиандезит-трахит-комендитовой серии. Т1 – трахиты 1-го типа, Т2 – трахиты второго типа.

по составу с микролитами в диапазоне составов от олигоклаза до санидина. Вкрапленники и микролиты клинопироксена в трахиандезитах представлены преимущественно авгитом и обнаруживают сходный с трахибазальтами характер смены составов. В некоторых разностях трахиандезитов развиты вкрапленники, субфенокристаллы и микролиты амфиболов, преимущественно эденита (см. табл. 2).

Трахиты обладают, как правило, мегаплагио-порфировой, серийнопорфировой структурой. Изучение их минерального состава показывает, что они обладают большим разнообразием минеральных парагенезисов среди других типов пород умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский. Главным минералом-вкрапленником в трахитах является анортоклаз, часто зональный с возрастанием содержания K_2O от центра к краю. Менее распространены вкрапленники андезина и санидина. В парагенезисе микролитов присутствуют как клинопироксен, так и оливин, в некоторых разностях трахита широко распространены амфиболы, преимущественно эденит. Апатит встречается как на уровне вкрапленников, так и среди микролитов, часто в сростаниях с титаномагнетитом и ильменитом. Его характерной чертой являются стабильные содержания Cl (~0.4 мас. %). В апатитах из трахитов с высоким содержанием Ва отмечаются повышенные содержания Sr (до ~1 мас. %). В сростаниях с TiMgt и Ap отмечены зерна бадделеита и

циркона размером до 10 мкм. Для трахитов, помимо развития Са-амфиболов – эденитов и керсутитов, характерно присутствие щелочных амфиболов – рибекитов. Слюды представлены магнезиальным биотитом (MgO 20.3–18.4 мас. %, FeO* 16.1–6.0 мас. %).

Комендиты и комендитовые трахиты вулкана Белоголовский имеют, как правило, редкопорфиоровые, субафировые и афировые структуры с редкими вкрапленниками и субфенокристаллами. Основную долю вкрапленников составляет Kfs, для комендитовых трахитов характерно наличие вкрапленников Bt, а также сростков TiMgt и Ilm. Для обоих типов пород характерны фельзитовые или гялиновые структуры основной массы. Следует отметить присутствие на уровне микролитов в комендитах марганцевой разновидности ильменита – пиррофанита. В комендитах на уровне микролитов также обнаружены монацит и амфиболы – ферроекерманит и магнезиоарфведсонит. Присутствие щелочных амфиболов в кислых щелочных породах вулканического центра Белоголовский отмечалось ранее в работе [Волынец, 1993].

С помощью геотермобарометров [Putirka, 2008] рассчитаны температуры и давления кристаллизации минералов-вкрапленников из пород вулканического центра Белоголовский (оливин, пироксены, полевые шпаты). Оливиновые вкрапленники (Fo_{70–77}) из трахибазальтов, равно-

Таблица 3. Представительные содержания редких элементов (ppm) в породообразующих и аксессуарных минералах и коэффициенты распределения “минерал/порода” для трахитов вулканического центра Белоголовский

Порода	Трахит 1-го типа								Трахит 2-го типа								
	Minерал	Ant (3)	Kd	σ	Cpx (2)	Kd	σ	Ap (1)	Kd	Ant (2)	Kd	σ	Cpx (2)	Kd	σ	Bt (1)	Kd
Rb		16.9	0.32	± 0.11	11.0	0.21	± 0.24	1.98	0.04	25.305	0.49	± 0.30	0.47	0.01	± 0.01	94.5	1.81
Sr		538	2.47	± 0.57	22.4	0.10	± 0.01	121	0.56	371	1.70	± 0.27	9.50	0.04	± 0.02	28.1	0.13
Y		2.70	0.10	± 0.03	103	3.69	± 1.88	374	13.41	6.80	0.24	± 0.06	157	5.62	± 0.58	4.95	0.18
Zr		55.4	0.11	± 0.06	216	0.43	± 0.02	25.7	0.05	59.3	0.12	± 0.06	106	0.21	± 0.03	69.1	0.14
Nb		5.04	0.14	± 0.06	6.49	0.18	± 0.11	0.35	0.01	9.41	0.27	± 0.12	0.32	0.01	± 0.00	76.0	2.15
Ba		2889	2.06	± 0.55	н.о			17.0	0.01	1129	0.81	± 0.16	н.о.			3013	2.15
La		10.2	0.30	± 0.08	36.8	1.09	± 0.34	812	24.09	18.55	0.55	± 0.19	38.8	1.15	± 0.49	13.2	0.39
Ce		17.2	0.24	± 0.06	109	1.54	± 0.38	2173	30.65	40.05	0.56	± 0.22	147	2.07	± 0.73	33.0	0.47
Pr		1.41	0.17	± 0.03	16.1	1.88	± 0.07	218	25.53	4.22	0.49	± 0.24	24.9	2.91	± 1.09	2.73	0.32
Nd		4.52	0.14	± 0.03	77.1	2.32	± 0.23	871	26.23	12.715	0.38	± 0.18	122	3.66	± 1.28	8.44	0.25
Sm		0.95	0.15	± 0.05	20.8	3.18	± 0.57	162	24.85	2.445	0.38	± 0.16	31.9	4.89	± 1.01	1.82	0.28
Eu		3.01	1.43	± 0.23	3.80	1.80	± 0.06	33.3	15.78	2.09	0.99	± 0.15	4.43	2.10	± 0.25	0.52	0.25
Gd		0.73	0.13	± 0.04	18.9	3.36	± 1.27	134	23.71	1.79	0.32	± 0.13	29.8	5.28	± 1.08	1.54	0.27
Tb		0.09	0.10	± 0.02	3.14	3.60	± 0.53	20.4	23.45	0.295	0.34	± 0.15	5.09	5.85	± 1.20	0.22	0.25
Dy		0.44	0.09	± 0.02	19.9	3.84	± 0.64	107	20.62	1.71	0.33	± 0.13	31.5	6.06	± 1.22	1.00	0.19
Ho		0.09	0.08	± 0.02	3.63	3.46	± 0.50	18.0	17.14	0.32	0.30	± 0.10	5.77	5.49	± 1.02	0.21	0.20
Er		0.26	0.09	± 0.02	10.1	3.41	± 0.69	46.0	15.59	0.78	0.26	± 0.06	17.4	5.90	± 1.36	0.54	0.18
Tm		0.04	0.09	± 0.02	1.36	3.02	± 0.63	5.38	11.96	0.12	0.27	± 0.05	2.50	5.54	± 0.52	0.08	0.18
Yb		0.27	0.09	± 0.01	9.24	3.12	± 0.70	29.9	10.10	0.71	0.24	± 0.02	16.8	5.68	± 1.18	0.67	0.23
Lu		0.04	0.09	± 0.03	1.37	2.90	± 0.50	4.02	8.55	0.09	0.19	± 0.02	2.44	5.19	± 0.74	0.11	0.23
Hf		1.06	0.12	± 0.05	5.72	0.62	± 0.31	0.72	0.08	1.31	0.14	± 0.07	3.97	0.43	± 0.00	2.54	0.28
Ta		0.62	0.29	± 0.12	0.28	0.13	± 0.09	0.07	0.03	0.84	0.40	± 0.22	0.05	0.02	± 0.00	3.30	1.57
Pb		9.62	1.08	± 0.69	1.44	0.16	± 0.02	0.41	0.05	10.7	1.19	± 0.09	0.51	0.06	± 0.01	9.05	1.01
Th		0.74	0.19	± 0.08	2.91	0.73	± 0.90	8.85	2.21	0.55	0.21	± 0.07	0.31	0.08	± 0.06	0.79	0.20
U		0.31	0.23	± 0.11	0.76	0.56	± 0.41	2.87	2.13	0.61	0.45	± 0.21	0.09	0.06	± 0.03	0.53	0.39

Примечание. σ – среднеквадратичное отклонение; в скобках указано количество анализов, использованных для расчета коэффициентов распределения (Kd) “минерал/порода”.

весные расплаву, показывают наиболее высокую температуру (1134–1183°C) и давление кристаллизации (11.3–11.6 кбар). Температуры и давления кристаллизации вкрапленников Cpx и Pl ($T \sim 1079$ – 1120 °C; $P \sim 3.8$ – 6.9 кбар; $5T \sim 1126$ – 1133 °C, $P \sim 6.8$ – 8.5 кбар соответственно) заметно более низкие. С ростом кремнекислотности пород температура кристаллизации вкрапленников снижаются. Для трахитов кристаллизация кислых

полевых шпатов происходит в диапазоне от 814 до 1083°C, в комендитах – 824–892°C. Подобные оценочные расчеты P – T -параметров кристаллизации породообразующих минералов позволяют предположить, что их формирование в трахибазальтах могла происходить в очаге, расположенном на глубине 30–35 км, что соответствует нижней границе коры Камчатки [Konrad-Schmolke et al., 2016]. Очаг трахиандезитовых магм мог рас-

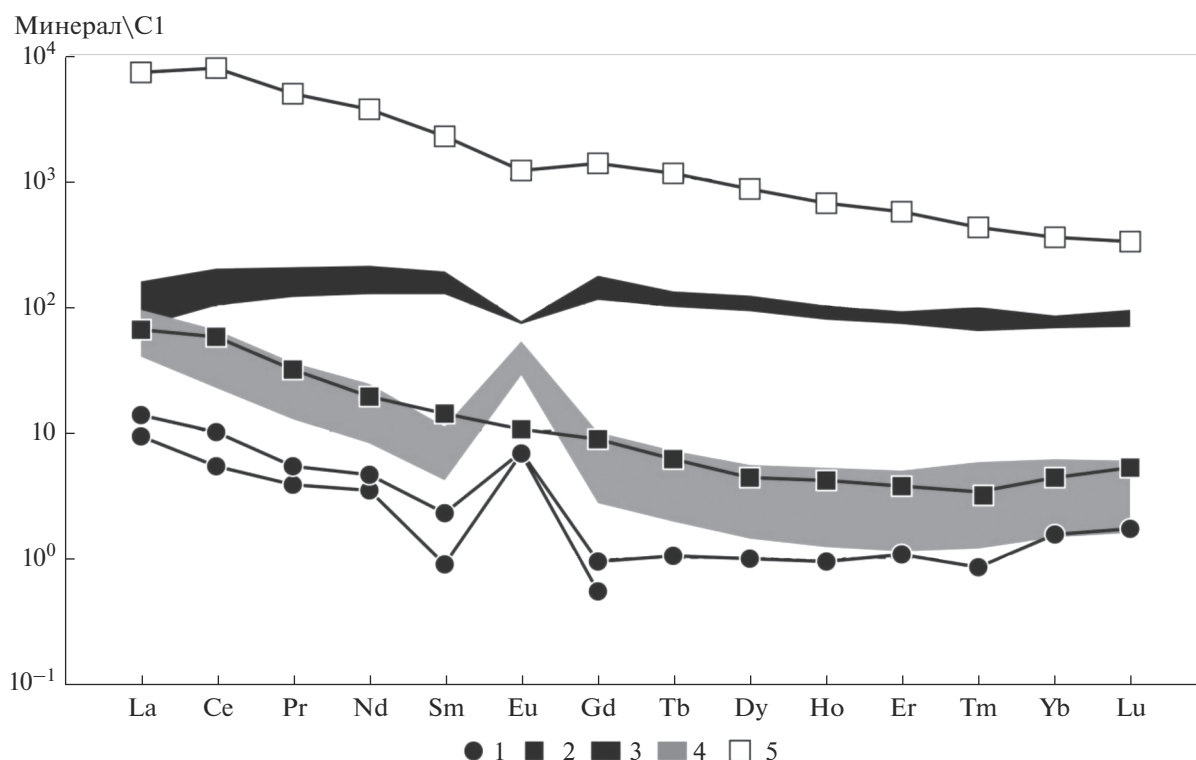


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах из пород вулканического центра Белоголовский.

1 – плагиоклаз из трахибазальтов (ПП-2701), 2 – биотит из трахитов 2-го типа (ПП-3102), 3 – поле составов клинопироксенов из трахитов (ПП-3102, ПП-2591), 4 – поле составов анортклазов из трахитов (ПП-3102, ПП-2591), 5 – состав апатита из трахита (ПП-2591). Здесь и далее концентрации элементов нормированы на состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995].

полагаться на глубине 25–30 км. Соответственно все последующие дериваты кристаллизовались в камерах, расположенных на еще меньших глубинах.

Особенности редкоэлементного состава минералов-вкрапленников отражают вещественные характеристики пород трахибазальт-трахиандезит-трахит-комендитовой серии (табл. 3). Плагиоклаз из трахибазальтов имеет наименьшие содержания РЗЭ и отчетливую положительную Eu-аномалию (рис. 3). Для некоторых составов плагиоклазов содержания тяжелых РЗЭ оказываются ниже предела обнаружения для LA-ICP-MS метода анализа. В других случаях уровни содержания в них тяжелых РЗЭ приближаются к уровням содержания этих элементов в трахитах. Содержания Ba в полевых шпатах из трахибазальтов заключены в интервале 80–210 ppm.

Полевые шпаты трахитов (преимущественно анортклазы) имеют умеренные концентрации РЗЭ с высокой степенью их фракционирования и ярко выраженными максимумами нормированных концентраций Eu (см. рис. 3). К ним по содержаниям РЗЭ близки биотиты, для которых Eu-ано-

малия не характерна. Из других примечательных особенностей в распределении редких элементов в минералах трахитов следует отметить, что в трахитах 1-го типа высокие концентрации Ba в породе коррелируют с повышенными его концентрациями в полевых шпатах (2100–2900 ppm). В трахитах 2-го типа, в которых содержания Ba умеренные, полевые шпаты обладают более низкими концентрациями этого элемента (~1500–1800 ppm). При этом следует отметить, что еще одним концентратом Ba в трахитах является биотит (~3200 ppm).

Пироксены трахитов отчетливо обогащены как легкими, так и тяжелыми элементами редкоземельной группы в сравнении с полевыми шпатами. Для графиков распределения РЗЭ в пироксенах характерен отчетливый Eu минимум (см. рис. 3). Наиболее высокими концентрациями РЗЭ обладают апатиты. Уровни концентраций этих элементов в них на 2–3 порядка выше, чем в других исследованных минералах. Для апатитов наблюдается высокая степень фракционирования РЗЭ и слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия.

Таблица 4. Результаты расчетов баланса масс для пород трахибазальт-трахит-комендитовой серии

Модель	Составы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	об. %, σ
ТА	Исходный	56.63	1.73	17.00	6.79	0.20	2.57	4.79	5.66	2.81	0.87	$V = 65.34\%$ $\sigma = 0.363$
T1	Наблюдаемый	62.33	0.88	17.72	4.30	0.14	0.98	2.10	6.03	4.34	0.29	
	Расчетный	62.34	0.88	17.58	4.31	0.10	0.96	2.08	6.53	4.05	0.31	
T1	Исходный	62.33	0.88	17.72	4.30	0.14	0.98	2.10	6.03	4.34	0.29	$V = 47.58\%$ $\sigma = 0.024$
КТ	Наблюдаемый	68.25	0.45	17.07	1.18	0.02	0.05	0.41	6.12	5.64	0.05	
	Расчетный	68.24	0.45	17.06	1.19	0.12	0.04	0.40	6.07	5.61	0.06	
T1	Исходный	62.33	0.88	17.72	4.30	0.14	0.98	2.10	6.03	4.34	0.29	$V = 20.28\%$ $\sigma = 0.181$
К	Наблюдаемый	73.17	0.15	14.10	1.74	0.13	0.13	0.27	5.14	4.68	0.02	
	Расчетный	73.02	0.14	13.81	1.63	0.20	0.15	0.28	5.34	4.56	0.04	

Примечание. V – объем полученного расплава, σ – среднеквадратичное отклонение. Модели: ТА-T1 – образование трахита первого типа из трахиандезитового расплава, T1-КТ – образование комендитового трахита из расплава трахита первого типа, T1-К – образование комендита из расплава трахитов первого типа. ТА (ПП-3099), T1 (ПП-2591), КТ (ПП-2570), К (ПП-3082).

МОДЕЛИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Разработка модели происхождения трахитов и комендитов в составе умеренно-щелочной магматической серии пород была выполнена в предположении о ведущей роли кристаллизационной дифференциации. Расчеты модели проводились с применением программы “Crystal” [Перетяжко, 1996] методом баланса масс с использованием данных о содержании петрогенных оксидов в породах и породообразующих минералах. Данные по составу пород умеренно-щелочной серии приведены в работе [Флеров и др., 2016]. При расчете баланса масс были приняты следующие граничные условия: 1) объемы (массы) всех компонентов (минералов), участвующих в расчете, должны иметь положительное значение и не превышать реально наблюдаемые содержания их в породах; 2) сумма квадратов невязок или отклонений содержаний главных оксидов по результатам расчетов должна быть $\sigma < 1$. Следующим этапом проверки модели кристаллизационной дифференциации при происхождении трахитов и комендитов было проведение микроэлементного моделирования. Для этого использовались объемы фракционирующих минералов, полученные при масс-балансовых расчетах по петрогенным оксидам. С использованием заимствованных из литературы и полученных методом LA-ICP-MS оригиналь-

ных коэффициентов распределения редких элементов для кислых магматических пород, а также данных о составах породообразующих минералов проведено моделирование процессов дифференциации трахиандезит-трахитовых магм в программе “Petrological Modeler” [Ersoy, Helvacı, 2010]. Основной целью проведенных расчетов было подтверждение генетических связей между породами трахиандезит-трахит-комендитовой ассоциации или выводы об отсутствии таких связей.

Проведенные расчеты баланса масс показывают, что процессы кристаллизационной дифференциации могли быть ответственными за происхождение трахитов и комендитов в составе умеренно-щелочной серии (табл. 4). Согласно расчетам, основным фракционирующими минералами являются полевые шпаты (плаггиоклазы, анортоклазы, санидины). Для получения из трахиандезитового расплава трахитов 1-го типа необходимо фракционирование Pl ~21, Cpx ~4, Ol ~4 об. % и суммарно 6 об. % Ap, Mgt и Ilm. Согласно расчетам, при образовании из трахиандезитового расплава трахитов 2-го типа существенно возрастает доля фракционирующего плаггиоклаза ~46 об. %, тогда как доли других минералов существенно меньше (Cpx ~3 и Ol ~ 5 об. %; Ap, Mgt, Ilm суммарно ~6 об. %). Образование комендитов в рамках модели дифференциации возможно как из

Таблица 5. Результаты редкоэлементного моделирования кристаллизационной дифференциации расплавов трахиандезит-трахит-комендитовой ассоциации

Порода	ТА-Т1		ТА-Т2		Т1-Комендит		Т1-КТ	
	Наблюдаемый	Расчетный	Наблюдаемый	Расчетный	Наблюдаемый	Расчетный	Наблюдаемый	Расчетный
Cs	0.82	1.55	0.66	1.69	2	1.34	0.94	1.57
Rb	52.1	80.5	71.3	86.9	110	79.0	119	80.7
Ba	1402	1465	880	975	315	609	19.9	14.7
Th	4.00	5.38	7.22	7.99	8.57	6.12	12.7	6.63
U	1.35	1.10	2.42	3.22	2.72	1.99	3.96	2.15
Nb	35.3	45.7	46.7	49.6	77.6	54.8	80.4	61.1
Ta	2.1	2.96	3.01	2.68	3.81	2.92	5.29	2.99
La	33.7	34.3	32.0	31.2	33.1	33.4	60.6	43.1
Ce	70.9	67.0	66.5	55.8	53.2	60.4	112	84.0
Pb	8.93	13.2	11.3	11.7	18.3	13.3	12.2	14.7
Pr	8.54	9.61	7.82	8.40	7.95	8.20	12.5	11.2
Sr	218	215	214	242	66.1	112	7.31	30.0
Nd	33.2	29.2	28.9	35.2	30.8	31.8	42.4	43.1
Zr	499	555	545	557	602	554	420	423
Hf	9.15	11.9	11.0	13.1	12.9	11.1	11.3	9.09
Sm	6.52	5.56	5.73	7.50	5.85	6.14	7.78	8.57
Eu	2.11	1.51	1.39	1.92	1.35	1.64	0.15	0.93
Gd	5.64	6.00	4.87	6.44	4.99	5.27	6.53	7.79
Tb	0.87	0.66	0.87	0.66	0.81	0.84	1.13	1.19
Dy	5.19	4.91	5.19	4.91	5.64	5.44	7.25	7.54
Y	27.9	19.0	27.9	19.0	35.8	32.0	43.1	42.8
Ho	1.05	1.22	1.05	1.22	1.23	1.15	1.50	1.55
Er	2.95	3.36	2.95	3.36	3.67	3.33	4.66	4.57
Tm	0.45	0.68	0.45	0.68	0.63	0.55	0.75	0.70
Yb	2.96	3.32	2.96	3.32	4.43	3.71	5.18	4.63
Lu	0.47	0.51	0.47	0.51	0.71	0.59	0.81	0.72

Примечание. Т1 и Т2 – трахиты 1-го и 2-го типов, соответственно; КТ – комендитовые трахиты. Концентрации микроэлементов в породах определены ICP-MS методом [Флеров и др., 2016]. Модели: ТА-Т1 – образование трахита первого типа из трахиандезитового расплава, ТА-Т2 – образование трахита второго типа из трахиандезитового расплава, Т1-КТ – образование комендитового трахита из расплава трахита первого типа, Т1-К – образование комендита из расплава трахитов первого типа. ТА (ПП-3099), Т1 (ПП-2591), Т2 (ПП-3102), КТ (ПП-2570), К (ПП-3082).

расплава, имеющего состав трахитов 1-го типа, так и из расплавов, отвечающих составам трахитов 2-го типа. Для образования 46 об. % остаточной комендитовой жидкости из трахитового расплава необходимо удалять 45 об. % санидина и 27 об. % анортоклаза и, кроме того, суммарно ~7 об. % таких минералов как Срх, Ар, Мgt и Ilm. В случае образования 40 об. % комендитового расплава из расплава, отвечающего составу трахитов 2-го типа, необходимо удалить 35 об. % Ant

и 18 об. % Kfs, а также суммарно 5 об. % Срх, Ар, Мgt и Ilm. Проведение редкоэлементного моделирования с применением оригинальных и литературных коэффициентов распределения “минерал/расплав” и “минерал/порода” обеспечило дополнительную проверку результатов расчетов, проведенных методом баланса масс (табл. 5).

Модель образования обеих групп трахитов из расплава трахиандезитового состава в рамках мо-

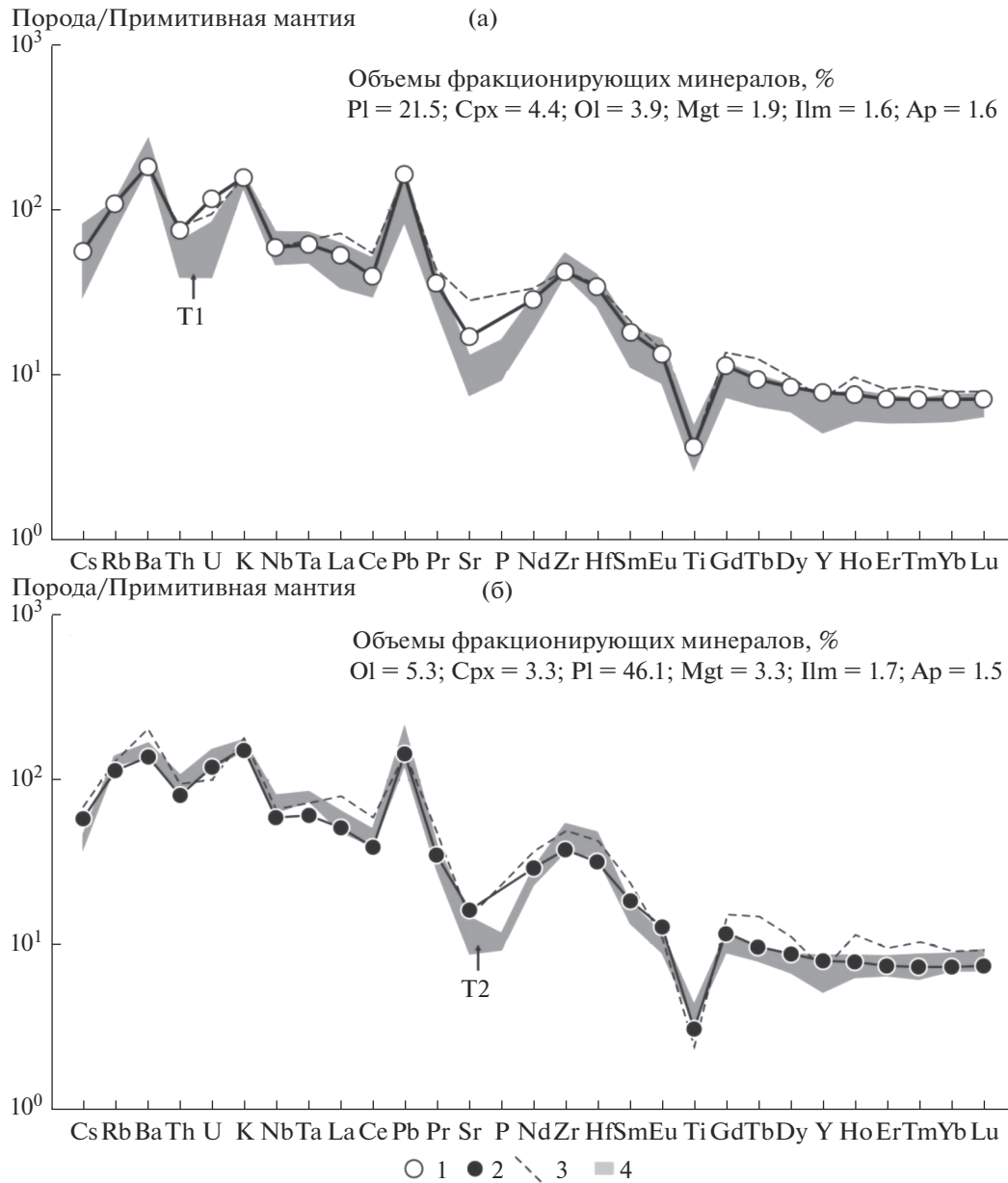


Рис. 4. Составы пород по результатам моделирования образования трахитов 1-го (а) и 2-го (б) типов из расплава трахиандезитового состава.

1 – расчетный состав трахита 1-го типа, 2 – расчетный состав трахита 2-го типа, полученные с применением оригинальных коэффициентов распределения (см. табл. 3), 3 – расчетный состав трахитов 1-го и 2-го типов с применением коэффициентов распределения по литературным данным [Ersoy, Helvacı, 2010], 4 – поле наблюдаемых составов трахитов 1-го и 2-го типов. Состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

дели кристаллизационной дифференциации полностью подтверждается (рис. 4). Ключевую роль при этом играют плагиоклазы, однако сопоставимые наблюдаемым и расчетным содержания РЗЭ в породах достигаются при условии фракционирования небольших количеств апатита. Образование комендитового трахита, согласно расчетам,

возможно только из расплава, отвечающего своим составом трахиту 1-го типа. Образование остаточных комендитовых расплавов возможно при дифференциации как расплавов с составом трахитов 1-го, так и 2-го типов (см. табл. 5, рис. 5). В получении комендитовых расплавов путем кристаллизационной дифференциации существен-

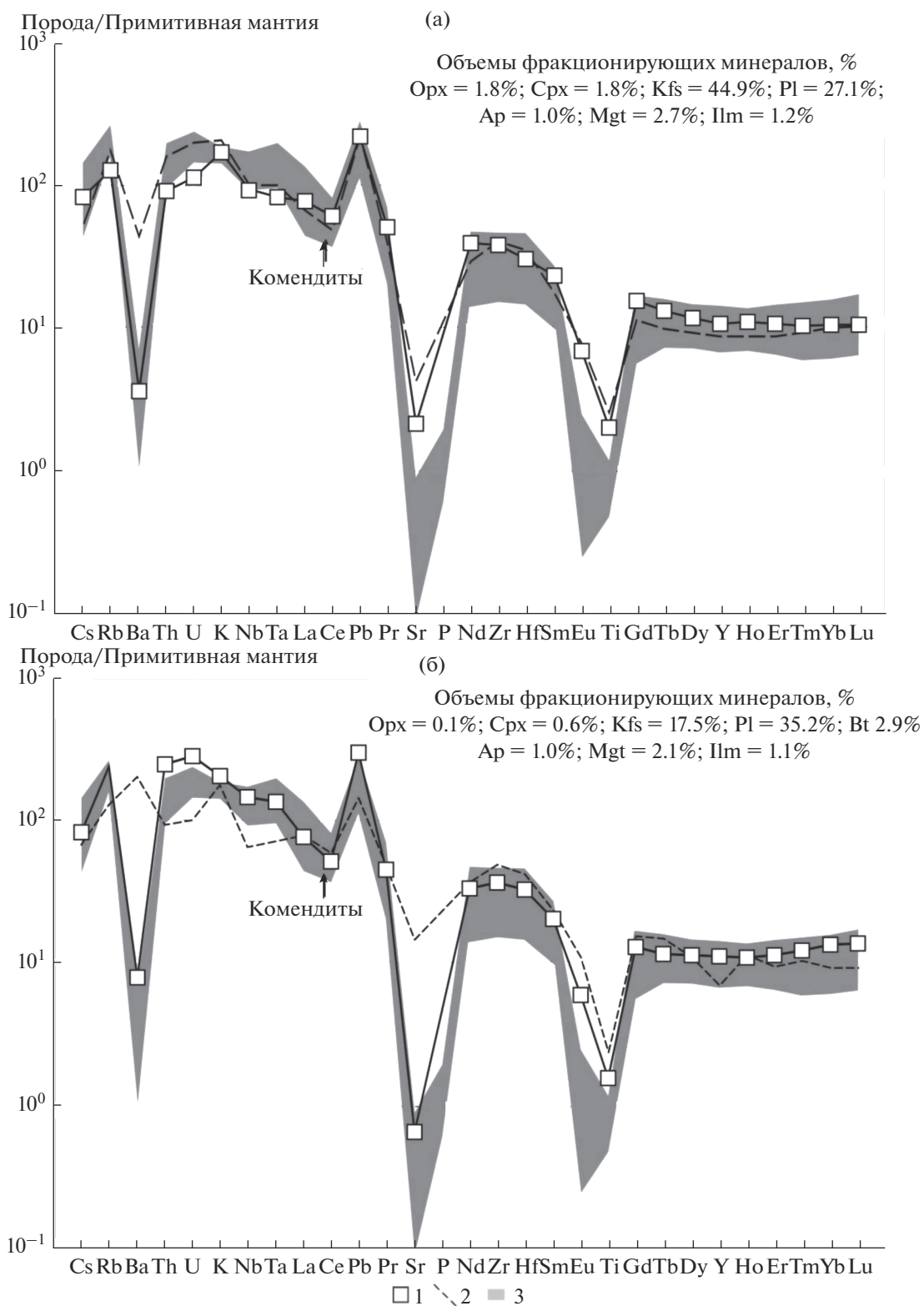


Рис. 5. Составы комендитов по результатам моделирования из исходных расплавов трахитов 1-го типа (а) и трахитов 2-го типа (б).

1 – состав комендита, рассчитанный с применением оригинальных коэффициентов распределения редких элементов (см. табл. 3), 2 – расчетный состав комендита с применением коэффициентов распределения по литературным данным [Ersoy, Helvasi, 2010], 3 – поле наблюдаемых составов комендитов. Состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

ную роль играют санидин и анортоклаз, однако основной вклад в получении требуемых содержаний РЗЭ вносит апатит. Необходимость применения оригинальных коэффициентов “минерал/порода” объясняется особенностями состава минеральных парагенезисов пород вулканического центра Белоголовский. Эти коэффициенты позволяют учитывать высокие содержания РЗЭ в апатите, а также значительные вариации содержаний Sr, Ba, Th, U в других породообразующих минералах. При применении литературных коэффициентов не удается получить удовлетворительные составы моделируемых расплавов.

Как показывают результаты проведенного моделирования с использованием данных о распределении редких элементов в минералах из пород умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский, схема дифференциации, по [Волынец и др., 1990], в целом, подтверждается. При этом имеются некоторые различия между моделью О.Н. Волынца и предлагаемой по итогам проведенных новых исследований. Установлено, что комендиты и комендитовые трахиты являются продуктом дифференциации трахитовых расплавов, а не трахиандезитовых, как было указано в работе [Волынец и др., 1990]. Другим отличием является вывод о формировании комендитовых трахитов из трахитов I-го типа (см. рис. 5). В обеих схемах в рамках модели кристаллизационной дифференциации не удается установить связь между трахибазальтами и более кремнекислыми породами серии — трахиандезитами, трахитами и комендитами. Расчеты баланса масс трахиандезитовых и трахибазальтовых расплавов с имеющимися составами минералов-вкрапленников и пород не дают положительного результата, который бы отвечал наблюдениям реальных соотношений минералов в породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По итогам проведенных исследований процессов эволюции умеренно-щелочных магм вулканического центра Белоголовский могут быть сделаны следующие выводы.

1. На основе результатов микрозондовых и LA-ICP-MS аналитических исследований рассчитаны реальные коэффициенты распределения редких элементов для системы “минерал/порода” в отношении породообразующих и аксессуарных минералов из пород умеренно-щелочной серии активной континентальной окраины.

2. По результатам количественного моделирования процессов дифференциации умеренно-щелочных магм вулканического центра Бело-

ловский установлено, что главным процессом, ответственным за формирование трахитов, комендитовых трахитов и комендитов, является процесс фракционирования породообразующих и аксессуарных минералов.

3. Показано, что главными фракционирующими минералами при образовании трахитов из трахиандезитового расплава, а комендитовых трахитов и комендитов из трахитового расплава являются полевые шпаты (плагноклаз, анортоклаз, санидин) с подчиненным участием в процессе дифференциации Ol, Crx, Орх, Vt, Amph, TiMgt, Plm и апатита.

4. Установлено, что трахиандезиты, трахиты, комендитовые трахиты и комендиты принадлежат единому эволюционному ряду, тогда как исследованные трахибазальты в составе умеренно-щелочной серии не обнаруживают прямых генетических связей со средними и кислыми породами.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. и при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 17-05-00883_a, 16-05-00518_a, 18-35-00294_мол-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 1185–1188.
- Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Фракционирование редких элементов в щелочных и субщелочных вулканиках Камчатки // Геохимия. 1990. № 5. С. 672–681.
- Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
- Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Комендит содержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан Богдинского района, Южная Монголия // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 595–620.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 257–282.
- Патока М.Г., Успенский В.С. Кислые субщелочные и щелочные породы Центральной Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1168–1172.
- Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.

- Пертяжко И.С.* CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 140–148.
- Пертяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Щербаков Ю.Д.* Генезис муджиеритов и бенморейтов вулкана Немрут (Восточная Турция): процессы смешения магм и фракционной кристаллизации щелочно-базальтового расплава // Петрология. 2015а. Т. 23. № 4. С. 410–439.
- Пертяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С.* Комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): условия образования и взаимосвязи между трахит-комендитовыми, комендитовыми и пантеллеритовыми расплавами // Петрология. 2015б. Т. 23. № 6. С. 624–672.
- Петрографический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 198 с.
- Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. и др.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3–23.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В., Перепелов А.Б. и др.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 2. Геохимия вулканических пород и источники магм // Вулканология и сейсмология. 2016. № 4. С. 3–26.
- Щербаков Ю.Д.* Геохимия и петрология щелочно-базальт – трахит – комендитовой серии Срединного хребта Камчатки / Автореф. ... кандидата геол.-мин. наук. Иркутск, 2015. 23 с.
- Çubukçu H.E., Ulusoy İ., Aydar E. et al.* Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2012. V. 209–210. P. 33–60.
- Ersoy Y., Helvacı Y.* FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel & spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing // Computers & Geosciences Journal. 2010. V 36. P. 383–390.
- Konrad-Schmolke M., Halma R., Manea V.C.* Slab mantle dehydrates beneath Kamchatka-Yet recycles water into the deep mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V 17. P. 1–21.
- Macdonald R., Belkin H.E., Fitton J.G. et al.* The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile-melt interactions in the genesis of young basalt peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya rift valley // J. Petrology. 2008. V. 49. P. 1515–1547.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–254.
- Macdonald R.* Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks // Lithos. 2012. T. 152. C. 11–22.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems / Eds K.D. Putirka, F.J. III. Tepley // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Scailliet B., Macdonald R.* Phase Relations of Peralkaline Silicic Magmas and Petrogenetic Implications // J. Petrology. 2001. V. 42. Issue 4. P. 825–845.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication № 2 // Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313–346.
- Troll V.R., Schmincke H.U.* Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite 'A', Gran Canaria, Canary Islands // J. Petrology. 2002. V. 43. P. 243–270.
- Ulusoy İ., Labazuy P., Aydar E. et al.* Volcanological evolution and caldera forming eruptions of Mt. Nemrut (Eastern Turkey) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2012. V. 245–246. P. 21–39.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659–687.
- White J.C., Espekel-Garcia V.V., Anthony E.Y., Omenda P.* Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift // Lithos. 2012. V. 152. P. 84–104.

Forming Processes of Trachytes and Comendites as Part of Subalkaline Differentiated Series in Sredinny Ridge of Kamchatka

Yu. D. Shcherbakov^{1, *}, A. B. Perepelov¹, G. B. Flerov², M. Yu. Puzankov², and N. V. Bryansky¹

¹Vinogradov's Institute of Geochemistry SB RAS, Favorsky str., 1a, Irkutsk, 664033 Russia

²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

*e-mail: scherb@igc.irk.ru

Main subject of the article is research of genetic relations in K–Na subalkaline series that appears in Belogolovsky volcanic center located in the rear part of Sredinny ridge. A differentiated rocks series includes tra-

chybasalts, trachyandesites, trachytes, comenditic- trachytes and comendites. Mass balance calculation and trace elements modeling shows that crystal fractionation is main process in volcanic center evolution and main fractionated mineral is feldspar. Trace elements content characteristics of rockforming minerals (Fsp, Cpx, Bt, Ap, Ol) obtained by LA-ICP-MS method allowed calculating “mineral/rock” partition coefficients for Belogolovsky volcanic center genetic model representation. Genetic connections established between trachyandesites, trachytes, comenditic-trachytes and comendites whereas genetic connections between trachybasalts and trachyandesites was not found.

Keywords: magmatic rocks, trachyandesites, trachytes, comendites, LA-ICP-MS, crystal fractionation.