

КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ В ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ (*Камчатка*)

В.О. Давыдова¹, П.Ю. Плечов^{1,2}, В.Д. Щербаков¹, А.Б. Перепелов³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

² Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский просп. 18, корп. 2, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Вулкан Безымянный — действующий андезитовый вулкан Ключевской группы, продукты всех его извержений представлены рядом андезибазальты—дациты и содержат значительное количество ксенолитов и включений. В продуктах современных извержений (2007, 2011, 2012 гг.) впервые обнаружены ксенолиты клинопироксен-плагиоклазовых высококалийевых трахиандезибазальтов (51.84—53.00 мас. % SiO₂, 0.45—1.95 мас. % K₂O), кристаллизовавшихся в диапазоне температур 1120—840 °С. Трахиандезибазальты систематически отличаются по петрологическим и геохимическим характеристикам от всех ранее изученных пород влк. Безымянный и соответствуют описанным в пьедестале Толбачинских вулканов клинопироксен-плагиоклаз-порфирировым породам.

Высоко-К трахиандезибазальты, ксенолиты, влк. Безымянный, влк. Толбачик.

HIGH-K BASALTIC TRACHYANDESITE XENOLITHS IN PYROCLASTIC DEPOSITS FROM THE BEZYMIANNY VOLCANO (*Kamchatka*)

V.O. Davydova, P.Yu. Plechov, V.D. Shcherbakov, and A.B. Perepelov

Bezymianny is an active andesitic volcano of the Klyuchevskaya group, and its eruptive products are xenolith- and enclave-bearing basaltic andesites and dacites. Here we report the first occurrence of clinopyroxene-plagioclase high-potassium basaltic trachyandesite xenoliths (51.84–53.00 wt.% SiO₂, 0.95–1.95 wt.% K₂O) crystallized in the temperature range 1120–840 °C in products of modern eruptions (2007, 2011, 2012). Basaltic trachyandesite differ systematically in petrologic and geochemical characteristics from all previously studied rocks from the Bezymianny Volcano. They correspond to the clinopyroxene-plagioclase porphyry rocks from the foot of the Tolbachik volcanoes.

High-K basaltic trachyandesite, xenoliths, Bezymianny Volcano, Tolbachik Volcano

ВВЕДЕНИЕ

Изучение ксенолитов и разнообразных включений, поставляемых магмой на поверхность, позволяет реконструировать строение магматической системы вулкана и характер взаимодействия с магматическими системами окружающих вулканов, изучить специфику процессов ассимиляции корового и мантийного материала, смешения магм, определить состав земной коры и литосферной мантии [Васон, 1986; Maury et al., 1992; Murphy et al., 2000; Browne et al., 2006; Chadwick et al., 2007; и др.].

В отложениях пирокластических потоков влк. Безымянный широко распространены разнообразные включения и ксенолиты, которые можно разделить на несколько групп: а) включения, образовавшиеся в результате смешения двух магм; б) ксенолиты метаморфических пород (коровые и мантийные); в) ксенолиты магматических пород.

Включения, образовавшиеся в результате смешения магм, несут информацию о строении магматической системы влк. Безымянный и составе питающих ее магм и неоднократно описаны ранее [Ермаков, Колосков, 1969; Щербаков, Плечов, 2010; Turner et al., 2013; Kayzar et al., 2014; Давыдова и др., 2017]. Среди них выделяют мафические (рис. 1, б) и лейкократовые включения. Последние по составу аналогичны вмещающим андезитам и обогащены роговой обманкой [Turner et al., 2013]. Среди мафических включений выделяется два генетических типа — продукты многоуровневой кристаллизации питающих магм в процессе подъема и продукты ранней кристаллизации питающей магмы на нижних уровнях магматической системы [Давыдова и др., 2017]. Первые — наиболее распространенные — по составу отвечают умеренно калиевым андезибазальтам по сравнению с вмещающими андезитами, обогащенными темноцветными минералами и реликатами глубинных парагенезисов, вторые представляют собой PI-NbI кумуляты, близкие по составу к базальтам.

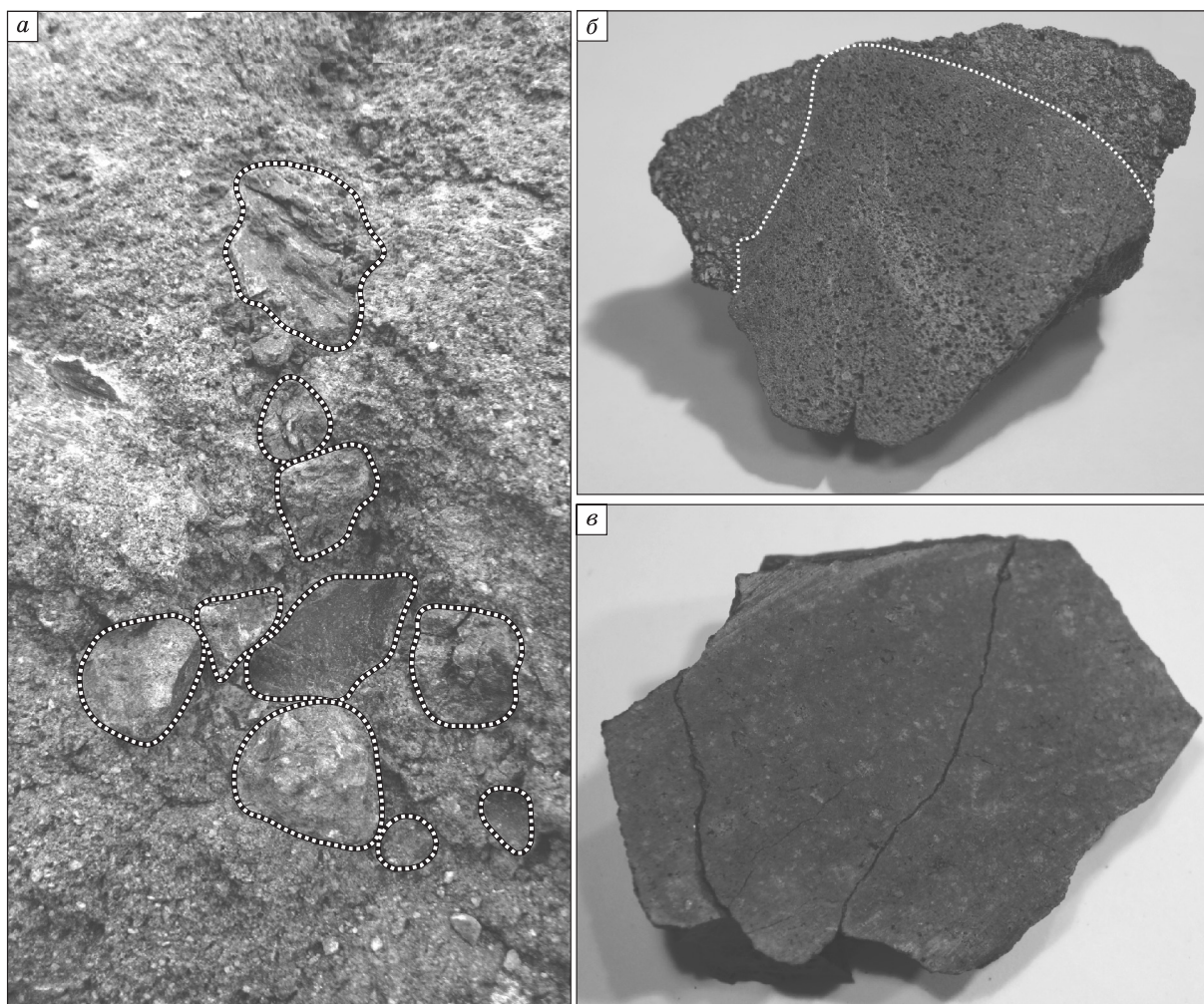


Рис. 1. Скопление ксенолитов в ювенильном блоке из пирокластического потока извержения 13 апреля 2011 г., ширина поля зрения 35 см (а), контакт мафического включения (снизу) с вмещающим андезитом (сверху), диаметр включения ~10 см (б), срез ксенолита с крупными вкраплениями клинопироксена, диаметр включения ~ 8 см (в).

Среди ксенолитов метаморфических пород присутствуют как хорошо изученные мантийные гарцбургиты [Щербаков, Плечов, 2010; Ionov et al., 2013], маркирующие состав мантийного источника и степень его плавления, так и разнообразные коровые ксенолиты (например, пироксениты, габбро, амфиболиты [Иванов, 1976; Малышев, 2000]), в том числе включающие породы промежуточных камер (Н.Л. Добрецов, устное сообщение), детального изучения которых на сегодняшний момент не проводилось.

Изучение ксенолитов магматических пород позволяет уточнить строение и, возможно, историю развития как самого вулкана, так и всей Ключевской группы, однако на сегодняшний день в литературе присутствуют только описания отдельных групп таких ксенолитов. В двупироксеновых андезитах извержения октября 2007 г. описаны метаморфизованные ксенолиты пироксен-плагиоклазовых пород, несущих следы субсолидусной перекристаллизации (по сравнению с вмещающими андезитами обогащены MgO, CaO, MnO, FeO и обеднены SiO₂ и щелочами [Kayzar et al., 2014]). В роговообманковых андезитах описаны ксенолиты бесплагиоклазовых Срх-Нвх кумулятов [Almeev et al., 2013].

В ходе полевых работ 2008—2012 гг. авторами было собрана коллекция разнообразных ксенолитов из современных пирокластических отложений. В данной работе рассматриваются ксенолиты высококалийевых трахиандезибазальтов (см. рис. 1, а, в), наиболее распространенные среди вулканогенных пород в нашей коллекции, однако ранее не описанные для влк. Безымянный.

КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЛК. БЕЗЫМЯННЫЙ

Ключевская группа вулканов расположена в Центральной Камчатской депрессии и является одним из наиболее активных центров современного островодужного вулканизма. Формирование Ключевской группы вулканов началось в позднем плейстоцене на фундаменте из раннесреднеплейстоценовых платобазальтов [Мелекесцев, 1980]. Вскоре после этого начинается формирование вулканов Плоские Сопки и Камень и пьедестала Толбачинских вулканов [Мелекесцев, 1980; Churikova et al., 2015]. Порядка 11 тыс. л. н. на юго-восточном склоне влк. Камень начинается рост влк. пра-Безымянный (активен 11—7 тыс. л. н.), параллельно начинает функционировать Толбачинская зона [Braitseva et al., 1995]. Около 6 тыс. л. н. на северо-восточных отрогах влк. Камень формируется влк. Ключевской, чуть позднее (~4.7 тыс. л. н.) на месте влк. пра-Безымянный свою деятельность начинает влк. Безымянный [Braitseva et al., 1995].

Действующими вулканами группы являются Ключевской, Толбачинские вулканы, Безымянный; гидротермальную активность проявляет влк. Ушковский (Плоская Дальняя Сопка) [Portnyagin et al., 2007]. Помимо них в Ключевскую группу входят потухшие вулканы Камень, Крестовский (Плоская Ближняя Сопка), Острый Толбачик, Овальная и Острая Зими́на, Большая и Малая Удина, Средняя Сопка, крупные лавовые плато и ряд более мелких вулканических форм [Мальшев, 2000]. От южного окончания Толбачинской зоны, через Плоский Толбачик и далее на северо-восток вплоть до отрогов влк. Безымянный фиксируется зона растяжения [Portnyagin et al., 2015].

На сегодняшний день влк. Безымянный является единственным действующим андезитовым вулканом Ключевской группы — продукты его извержений относятся к ряду андезибазальты—дациты [Богоявленская и др., 1985; Braitseva et al., 1995; Almeev et al., 2013]. Продукты современных извержений отвечают умеренно калиевым двупироксеновым андезитам-андезибазальтам (далее в тексте «вмещающие андезиты» или «андезиты»), их состав приведен в табл. 1. Вкрапленники в андезитах представлены резко преобладающим плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, титаномагнетитом и очень редкими реликтами оливина и роговой обманки; основная масса сложена микролитами плагиоклаза, пироксенов и титаномагнетита в стекле риолитового состава.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА

Представительная коллекция ксенолитов была отобрана в отложениях пирокластических потоков извержений 13 апреля 2011 г. и 8 марта 2012 г. в ходе полевых работ в июле 2012 г. и в отложениях извержения 14—15 октября 2007 г. в ходе полевых работ 2008—2009 гг.

Состав пород изучен в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Валовой химический состав исследуемых образцов был получен с использованием последовательного рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия) по методике для навески 500 мг [Амосова и др., 2015]. Содержания микроэлементов определены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 по методике [Perepelov et al., 2007]. Контроль качества анализов проводился с использованием международных стандартных образцов USGS (BHVO-2, AGV-2).

Изучение состава минералов и стекол осуществлялось в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным спектрометром INCA-Energy 350 (15 кВ, 15 нА) и X-MaxN, Oxford Instruments (20 кВ, 10 нА).

Для анализа полевых шпатов и стекол применяли стандарты: анортит NMHM 137041 (Ca, Al), микроклин NMHM 143966 (K), NaCl (Na, Cl), диопсид (Mg, Si), чистые металлы (Ti, Mn, Fe), CaF₂ (F), GaP (P), FeS₂ (S). Для анализа пироксенов и амфиболов были использованы NaCl (Na), диопсид (Mg, Si), авгит NMHM 122142 (Ca), микроклин NMHM 143966 (K), амфибол NMHM 111356 (Al) и чистые металлы (Ti, Cr, Mn, Fe, Ni). Анализ оливинов производился с помощью стандартов Смитсоновского института [Jarosewich et al., 1980]: оливина NMHM 111312-44 (Mg), амфибола NMHM 111356 (Al), фаялита NMHM 85276 (Si), авгита NMHM 122142 (Ca), оливина USNM 2566 (Fe) и чистых металлов (Ti, Cr, Mn, Ni).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В пирокластических отложениях влк. Безымянный *ксенолиты трахиандезибазальтов* менее распространены, чем мафические включения, и составляют порядка 5 % от общего количества включений и ксенолитов. Характерны одиночные ксенолиты диаметром > 5 см и близкорасположенные в андезитах скопления небольших (3—7 см) ксенолитов по 5—15 штук (см. рис. 1).

Ксенолиты представляют собой угловатые обособления коричневатого-темно-серого, зеленовато-черного или черного цвета диаметром 3—10 см, четко обособленные от вмещающих пород. Макроскопически это плотные порфировые породы темно-серого цвета на свежем сколе, с отдельными крупными

Таблица 1. Представительные анализы составов вмещающих андезитов, мафических включений и ксенолитов

Компонент	BZ10/IPF	SK09/10a	VK-12/14a	VK-12/14ab	VK-12/14n	VK-12/23a	VK-12/23ab
Метод XRF							
SiO ₂ , мас.%	56.30	53.76	52.32	51.84	53.00	52.41	52.90
TiO ₂	0.84	0.84	1.18	1.26	1.18	1.22	1.21
Al ₂ O ₃	17.58	18.37	15.45	16.05	15.44	15.84	15.72
FeO	7.67	8.10	9.30	9.46	9.36	8.92	9.03
MnO	0.15	0.15	0.18	0.16	0.18	0.15	0.18
MgO	4.20	4.91	6.84	6.71	6.46	6.60	6.61
CaO	7.55	8.68	8.05	7.94	7.64	8.47	8.04
Na ₂ O	3.58	3.21	3.37	3.55	3.40	3.37	3.37
K ₂ O	1.10	0.93	1.95	1.63	1.97	1.68	1.59
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.33	0.36	0.33	0.34	0.35
Сумма	99.15	99.10	98.97	98.95	98.96	99.01	98.99
Метод ICP							
Li, г/т	17.01	14.75	17.30	20.38	17.40	16.57	14.72
Be	0.70	0.61	0.97	1.09	1.07	1.13	1.11
Sc	24.51	24.87	28.08	30.36	26.63	29.62	28.25
V	223.09	228.52	Н.д.	Н.д.	277.81	Н.д.	Н.д.
Cr	20.06	13.55	»	»	155.95	»	»
Co	24.85	25.17	36.13	31.64	41.25	29.34	32.92
Ni	15.55	16.49	59.91	60.58	55.70	61.71	59.19
Cu	47.28	259.75	109.13	47.57	206.88	89.04	90.00
Zn	82.16	76.03	190.68	169.13	242.66	91.66	124.40
Ga	18.52	17.48	19.33	20.52	19.30	19.58	19.35
Ge	1.27	1.17	1.63	1.55	1.60	1.40	1.52
Rb	19.35	15.71	31.10	29.06	31.89	28.71	27.05
Sr	305.57	297.75	409.57	422.17	423.87	471.48	443.42
Y	19.58	16.51	21.42	22.03	21.67	22.29	21.61
Zr	88.35	69.60	101.40	116.43	104.13	91.54	99.23
Nb	1.77	1.43	3.06	3.06	3.10	3.33	3.24
Mo	0.74	0.53	1.57	2.76	1.41	1.36	1.54
Sn	0.78	0.87	1.55	1.50	1.30	1.00	3.02
Sb	0.13	0.01	0.05	0.09	0.04	0.09	0.12
Cs	0.64	0.54	0.91	1.05	0.90	1.17	1.01
Ba	346.76	308.12	566.67	492.56	616.56	675.03	625.00
La	7.31	6.22	10.66	11.08	10.76	11.17	11.32
Ce	18.03	14.93	27.84	28.33	28.44	28.57	29.37
Pr	2.58	2.11	4.11	4.17	4.18	4.15	4.31
Nd	11.61	9.65	18.73	19.53	18.95	19.41	19.25
Sm	2.85	2.44	4.65	4.93	4.82	4.86	4.83
Eu	0.83	0.82	1.43	1.55	1.48	1.43	1.47
Gd	2.92	2.58	4.17	4.38	4.32	4.18	4.45
Tb	0.50	0.45	0.64	0.66	0.67	0.64	0.66
Dy	3.22	2.79	3.88	3.97	3.90	3.89	3.84
Ho	0.68	0.60	0.77	0.80	0.79	0.78	0.79
Er	1.93	1.65	2.14	2.22	2.15	2.15	2.16
Tm	0.29	0.25	0.31	0.33	0.32	0.31	0.32
Yb	1.85	1.64	2.00	2.10	2.04	2.04	2.06
Lu	0.29	0.25	0.30	0.32	0.31	0.30	0.30
Hf	2.19	1.79	2.80	3.08	2.79	2.55	2.74
Ta	0.11	0.08	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22
W	1.57	1.41	1.27	n.d.	1.43	n.d.	1.26
Tl	n.d.	n.d.	0.06	0.05	0.06	0.11	0.10
Pb	3.81	3.00	3.79	4.52	4.06	2.30	2.43
Th	0.91	0.67	1.24	1.47	1.27	1.43	1.39
U	0.62	0.45	0.71	0.87	0.74	0.80	0.80

Примечание. Обр. BZ10/IPF — вмещающие андезиты; обр. SK09/10a — мафические включения; обр. VK-12/14a, VK-12/14ab, VK-12/14n, VK-12/23a, VK-12/2ab — ксенолиты. Н.д. — нет данных.

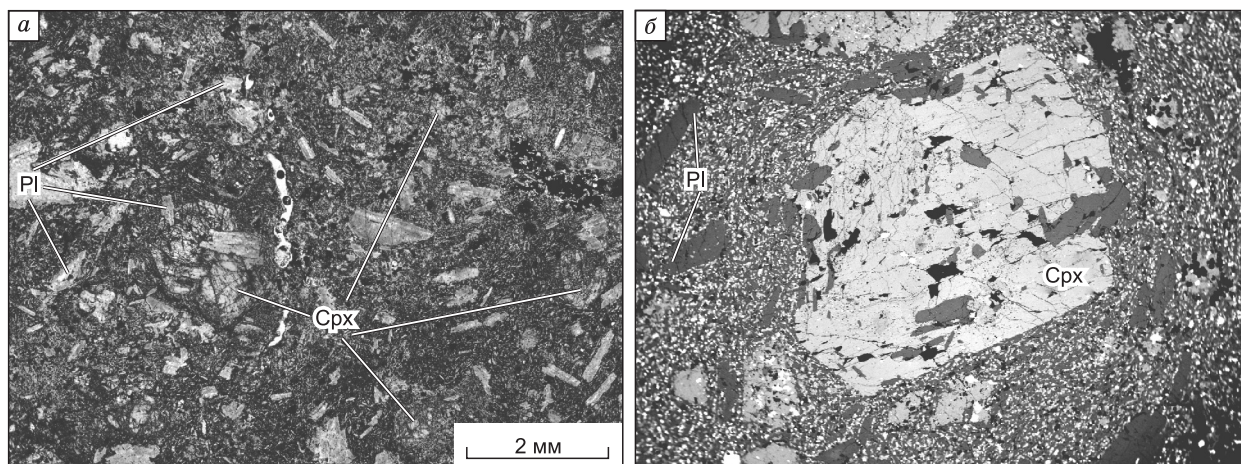


Рис. 2. Общий вид породы.

a — фото в проходящем свете, *б* — фото в отраженных электронах, ширина поля зрения 5 мм.

(до 7 мм) вкрапленниками зеленого клинопироксена (см. рис. 1, *в*) и более мелкими кристаллами плагиоклаза (до 2 мм). В отдельных ксенолитах визуально наблюдаются зерна или цепочки зерен сульфидов.

Петрография. Изученные ксенолиты (рис. 2) отличаются от вмещающих андезитов и от ранее описанных включений и ксенолитов влк. Безымянный, представляя собой высококристаллические (содержание стекла не превышает 5 % от общей площади шлифов), низкопористые (< 5 % от общей площади шлифов) серийно-порфиоровые породы с ~15—20 % крупных вкрапленников, среди которых примерно поровну ритмично-зональных кристаллов плагиоклаза (длиной до 2 мм) и крупных кристаллов клинопироксена (1.5—7 мм). Также встречаются единичные зерна ортопироксена длиной до 1.5 мм. Вкрапленники погружены в матрицу с микродолеритовой структурой (размерность 100—500 мкм), преимущественно состоящей из плагиоклаза, орто- и клинопироксена, отдельными небольшими свежими зернами оливина (до 200 мкм) и биотит-оливин-калишпатовыми агрегатами. Межзерновое пространство в этом агрегате заполнено основной массой, которая состоит из 45 % плагиоклаза (50—100 мкм), 35 % пироксенов (10—70 мкм), 10 % титаномагнетита в стекле трахитового состава. Апатит и халькопирит присутствуют в породе в аксессуарных количествах.

Таблица 2. Представительные анализы составов полевых шпатов из ксенолитов

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An	Or
1	54.72	27.1	0.63	9.83	5.28	0.7	98.26	48.62	4.12
2	51.55	29.44	1	12.69	3.95	0.41	99.04	62.43	2.40
3	54.3	28.14	0.8	10.78	4.84	0.67	99.53	53.01	3.92
4	60.6	23.35	0.39	5.11	6.6	3.03	99.08	24.73	17.46
5	50.99	29.74	0.75	12.86	3.86	0.39	98.59	63.32	2.29
6	54.67	27.79	0.75	10.17	5.09	0.8	99.27	50.02	4.68
7	51.01	30.41	0.77	13.27	3.55	0.43	99.44	65.67	2.53
8	57.15	26.14	0.69	8.53	5.88	1.22	99.61	41.36	7.04
9	64.87	19.35	0.45	0.95	4.12	10.3	100.04	4.60	59.33
10	55.17	27.96	0.78	10.32	5.06	0.75	100.04	50.66	4.38
11	58.65	23.27	1.5	5.78	6.06	3.07	98.33	28.33	17.92
12	57.68	24.37	0.88	6.73	5.69	2.25	97.6	34.15	13.59
13	54.32	27.83	0.74	10.27	5.03	0.78	98.97	50.59	4.57

Примечание. Содержания оксидов приведены в мас. %. 1—3 — крупный зональный вкрапленник: 1 — кислая зона в центральной части, 2 — основная зона, 3 — кайма; 4, 5 — крупный вкрапленник (5), разбитый зонами с повышенным содержанием калия (4), см. рис. 3, *б*; 6—8 — небольшой зональный кристалл (см. рис. 3, *в*): 6 — центр, 7 — скачок анортита, 8 — кайма; 9, 10 — сростание Kfs (9) с плагиоклазом (10), см. рис. 3, *з*; 11, 12 — микролиты Kfs; 13 — крупный микролит плагиоклаза.

Полевые шпаты. Плагноклаз слагает порядка 50—60 % от общей площади породы и представлен как во вкрапленниках, так и совместно с калиевым полевым шпатом в микролитах основной массы. Крупные вкрапленники (0.3—2.0 мм) образуют удлиненные кристаллы со сложноритмичной зональностью (рис. 3, а), состав таких кристаллов отвечает $An_{48.5-63.3}$, 0.4—0.7 мас. % K_2O (табл. 2). Ширина зон варьирует от ~10 до ~100 мкм, отдельные зоны обладают собственной слабовыраженной пятнистой зональностью. Различие в составе зон отвечает 3—7 % анортитовой составляющей в плагноклазе. Вкрапленники плагноклаза содержат отдельные расплавные включения и твердофазные включения (пироксены, оливин, титаномагнетит). В краевых частях подобных вкрапленников отмечены зоны с повышенным содержанием K_2O , также в породе присутствуют крупные практически гомогенные вкрапленники, разбитые системой зон с содержанием K_2O до 3 мас. % (см. рис. 3, б; табл. 2). Для небольших кристаллов (100—300 мкм) характерно наличие ядра со слабой пятнистой зональностью ($\sim An_{50}$, 0.8 мас. % K_2O , см. табл. 2), со следами плавления на границе ядра, сменяющегося зоной с повышенным содержанием анортитового минала (до An_{66} , 0.4 мас. % K_2O), которая, в свою очередь, резко сменяется широкой (первые десятки мкм) каймой с очень слабовыраженной нормальной зональностью ($An_{41.5}$, 1.2 мас. % K_2O , см. табл. 2, рис. 3, в). Плагноклаз в основной массе слагает удлиненные (длиной 20—150 мкм) кристаллы со слабой нормальной зональностью (An_{48-51}).

Калиевый полевой шпат формирует узкие (доли мкм — первые мкм) каймы вокруг плагноклаза в межзерновом пространстве, а также образует отдельные кристаллы (до 150 мкм) в сростании с плагноклазом (см. рис. 3, г; табл. 2) и встречается в агрегатах распада/реакционных каймах, предположительно формирующихся по роговой обманке. Он содержит до 11 мас. % K_2O и до 1 мас. % CaO .

Пироксены. По размеру и химическому составу выделяется три генерации пироксенов: 1) крупные вкрапленники клинопироксена и редкие псевдоморфозы ортопироксена по оливину; 2) небольшие отдельные субфенокристы и сростки клинопироксена и ортопироксена; 3) микролиты основной массы.

Клинопироксен. Крупные кристаллы клинопироксена (рис. 4, а; 1.5—7.0 мм) обладают слабовыраженной пятнистой зональностью в центральных частях ($Mg\# = 87-90$), зачастую сопровождающейся слабой нормальной зональностью (до $Mg\# = 82$ в краевых частях). Характерно повышенное содержание $Al_2O_3 = 2.8-3.8$ мас. % в центральных частях крупных вкрапленников, 1.0—3.5 мас. % в более мелких

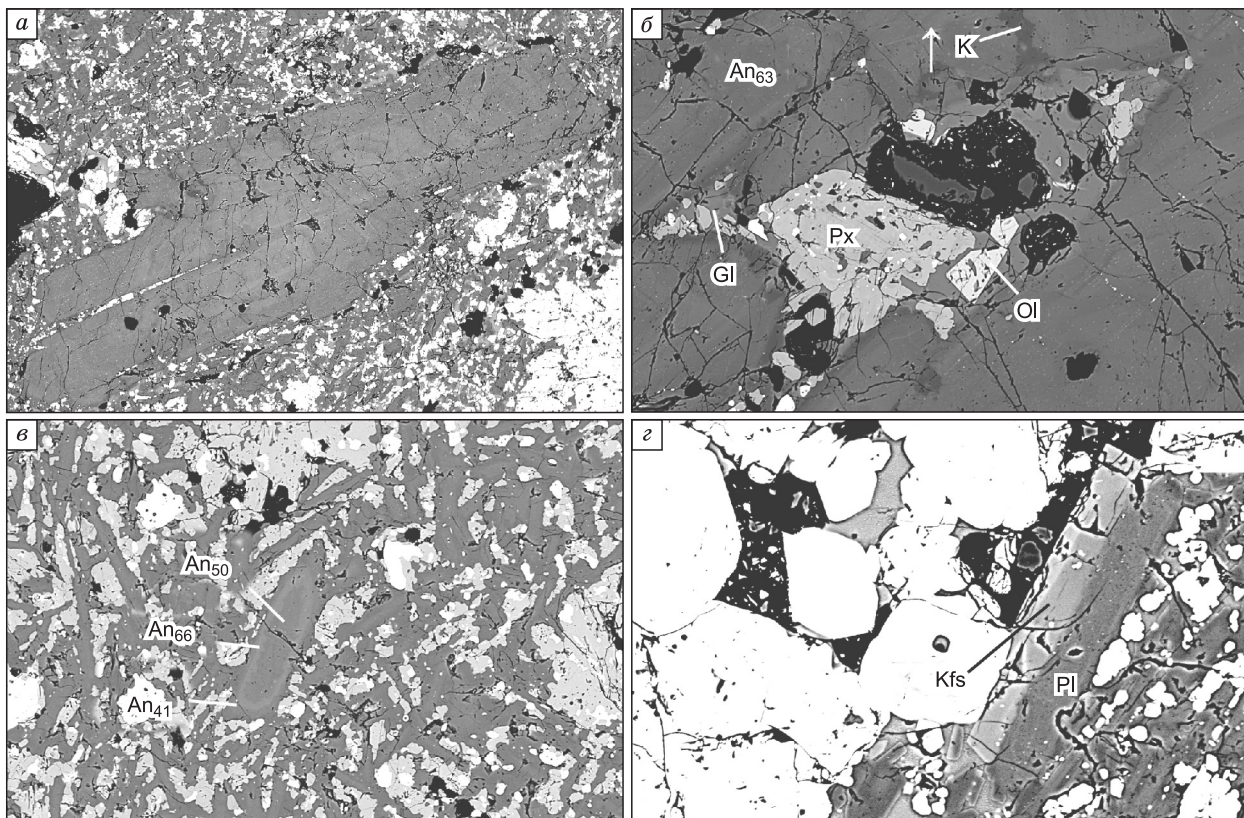


Рис. 3. Полевые шпаты ксенолитов, фото в отраженных электронах.

а — ритмично-зональный вкрапленник плагноклаза, ширина поля зрения 1.2 мм; б — вкрапленник плагноклаза с твердофазными включениями и высоко-К зонами, ширина поля зрения 700 мкм; в — зональный кристалл, погруженный в основную массу, ширина поля зрения 600 мкм; г — сросток кристаллов Kfs и Pl, ширина поля зрения 300 мкм.

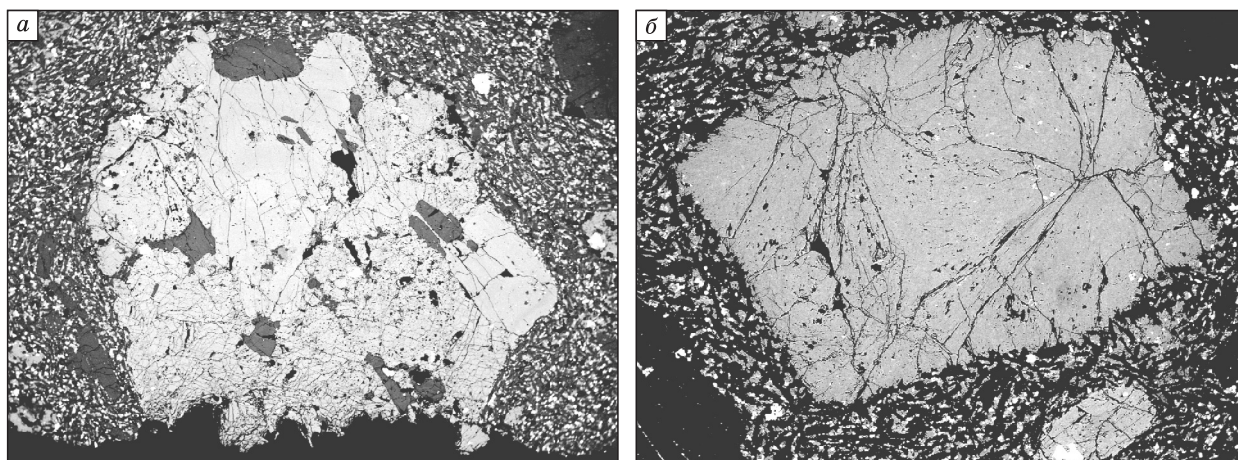


Рис. 4. Вкрапленник клинопироксена, ширина поля зрения 4.5 мм (а); деформированный кристалл ортопироксена, ширина поля зрения 1.8 мм (б).

Фото в отраженных электронах.

зерна и краевых частях крупных кристаллов (табл. 3). Типично наличие расплавных включений и твердофазных включений ортопироксена ($Mg\#$ ортопироксена 82—83, вмещающего клинопироксена 87—89), титаномagnetита, плагиоклаза длиной до 300 мкм.

Среди субфенокристов клинопироксен ($Mg\# = 77.5—80.0$ и $Al_2O_3 = 0.5—1.8$ мас. %) распространен больше, чем ортопироксен. Клинопироксен встречается как в отдельных зернах, так в сростках с ортопироксеном ($Mg\# = 73.5—75$).

Для основной массы характерны микролиты пироксенов (незначительно преобладает ортопироксен) размером 10—70 мкм или с очень слабовыраженной нормальной зональностью. Пироксены встречаются как в виде отдельных кристаллов (10—70 мкм), так и в сростках вместе с калиевым полевым шпатом. Магнезиальность клинопироксена основной массы $Mg\# = 79—85$, $Al_2O_3 < 1$ мас. %.

Ортопироксен. Среди крупных кристаллов ортопироксена отмечаются отдельные очень редкие крупные кристаллы (1.0—1.5 мм, $Mg\# = 74—75.5$), представляющие собой полные псевдоморфозы по оливину (см. рис. 4, б).

Таблица 3. Представительные анализы составов пироксенов из ксенолитов, содержания оксидов приведены в мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Примечание
1	51.09	0.92	3.54	0.08	9.45	0.27	15.80	19.56	0.45	101.16	82.18	> 2 мм, край
2	51.57	0.70	3.38	0.28	8.86	0.23	16.02	19.64	0.46	101.14	84.06	> 2 мм, середина
3	51.51	0.55	2.92	0.54	7.03	0.21	16.35	20.31	0.40	99.82	89.77	> 2 мм, центр
4	50.67	0.68	3.74	0.46	7.55	0.15	15.59	19.79	0.56	99.19	87.41	»
5	52.79	0.33	0.95	0.00	7.93	0.47	15.50	21.06	0.40	99.43	81.01	< 100 мкм
6	53.02	0.27	0.75	0.00	8.31	0.44	15.22	21.10	0.39	99.50	78.97	»
7	53.20	0.37	0.77	0.00	9.15	0.48	15.08	20.83	0.47	100.35	77.70	> 200 мкм
8	53.21	0.29	0.93	0.07	8.24	0.35	15.41	21.18	0.40	100.08	79.99	»
9	50.47	0.89	3.18	0.12	9.15	0.36	14.63	20.31	0.46	99.57	80.76	»
10	51.35	0.75	2.87	0.12	8.50	0.24	16.09	19.76	0.44	100.12	84.02	»
11	54.79	0.18	0.42	0.00	16.45	0.71	26.65	1.35	0.00	100.55	75.13	< 100 мкм
12	54.58	0.20	0.40	0.00	16.70	0.66	26.48	1.12	0.00	100.14	74.52	»
13	55.45	0.19	0.52	0.00	15.39	0.65	27.66	1.47	0.07	101.40	77.51	»
14	55.32	0.19	0.50	0.00	15.43	0.68	27.66	1.27	0.06	101.11	77.37	> 200 мкм
15	54.60	0.13	0.72	0.00	16.51	0.66	25.96	1.32	0.00	99.90	73.40	»
16	54.40	0.20	0.48	0.00	16.82	0.68	26.17	1.26	0.00	100.01	74.13	»
17	54.90	0.17	0.28	0.00	17.03	0.75	26.60	1.21	0.00	100.94	74.68	»
18	54.75	0.17	1.43	0.00	12.35	0.34	29.72	0.97	0.00	99.73	82.73	Включение в Срх

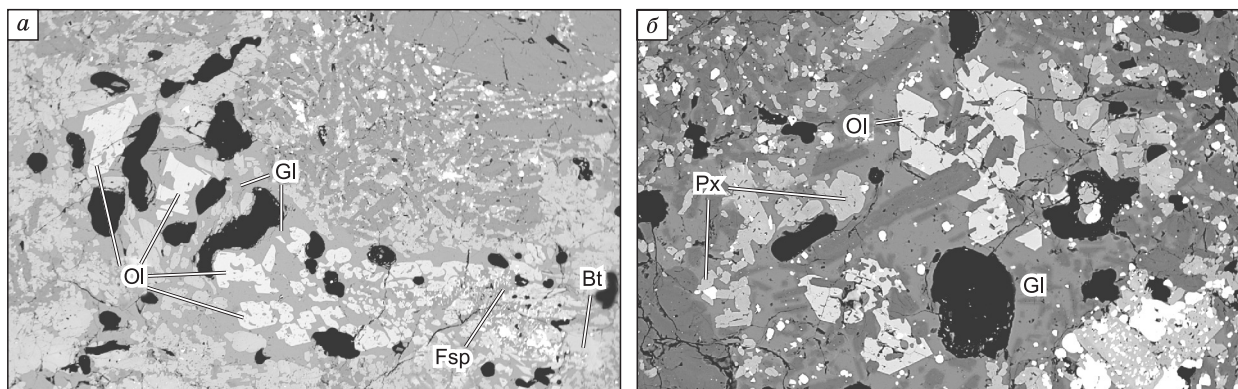


Рис. 5. Ol-Kfs-Bt агрегат в стекле, ширина поля зрения 1400 мкм (а); оливин с вростками плагиоклаза, ширина поля зрения 1000 мкм (б).

Фото в отраженных электронах.

Субфенокристы ортопироксена делятся на две группы: отдельные кристаллы размером 100—200 мкм со слабой пятнистой зональностью ($Mg\# \sim 77$) и более мелкие (50—100 мкм, $Mg\# = 73.5—75$) сростки с клинопироксеном ($Mg\# = 77.5—80.0$ и $Al_2O_3 = 0.5—1.8$ мас. %, см. табл. 3).

Для основной массы характерно незначительное преобладание ортопироксена ($Mg\# = 75—78$) над клинопироксеном. Зональность, как и у микролитов клинопироксена, отсутствует или слабо выражена. Помимо вышеперечисленного, ортопироксен также встречается в виде твердофазных включений в клинопироксене ($Mg\#$ ортопироксена 82—83, вмещающего клинопироксена 87—89) и плагиоклазе ($Mg\# \approx 76$).

Оливин ($Mg\# = 70—75$) встречается в виде небольших (до 150 мкм) кристаллов с хорошо оформленными гранями, иногда в сростании с небольшими (100—300 мкм) кристаллами плагиоклаза в вулканическом стекле (рис. 5, б; табл. 4). Зачастую оливин содержит многочисленные твердофазные включения, представленные плагиоклазом и титаномагнетитом. Также встречается в агрегатах совместно с калиевым полевым шпатом, биотитом и высококалиевым стеклом (см. рис. 5, а).

Рудные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом и образуют как отдельные зерна размером до 50 мкм, так и крупные сростания. Для наиболее крупных кристаллов характерно повышенное содержание хрома — до 8 мас. % Cr_2O_3 , присутствуют редкие кристаллы ильменита (см. табл. 4).

Стекла. В породах содержится небольшое (> 5 %) количество стекла, представленного в интерстициях между микролитами основной массы, в виде расплавных включений в минералах, а также приуроченного к сростаниям оливина и плагиоклаза и агрегатам разложения. Стекла имеют трахитовый состав (рис. 6, а; см. табл. 4) и высокое содержание калия (6.6—7.3 мас. % K_2O). Относительно стекол вмещающих андезитов и мафических включений стекла ксенолитов заметно обогащены K_2O , Al_2O_3 и обеднены SiO_2 .

Геотермометрия. Температура кристаллизации оценивалась по двупироксеновому геотермометру [Wells, 1977]. Для расчетов были выбраны сростания двух пироксенов либо твердофазные включения ортопироксена в клинопироксене. Для включений ортопироксена в крупных кристаллах клинопироксена (> 1 мм) рассчитана температура в диапазоне 1000—1120 °С, для микролитов и небольших сростков (30—200 мкм) — в диапазоне 840—980 °С.

Геохимия. Валовой химический состав ксенолитов преимущественно отвечает высококалиевым трахиандезибазальтам (см. рис. 6 [Le Maitre et al., 2002; Gill, 2010]). Породы более основные (51.84—

Таблица 4. Представительные анализы составов минералов и стекол ксенолитов, содержания оксидов приведены в мас. %

Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Ol	37.82	—	—	—	24.56	0.03	0.72	36.2	0.2	—	—	99.53
Bt	37.59	7.41	13.84	0.04	10.32	0.05	0.07	16.72	0.02	0.77	9.05	95.88
Gl	65.07	0.45	16.77	0	3.55	—	0.05	0.67	1.34	3.99	7.2	99.09
Mt	0.26	6.36	6.42	7.57	68	—	0.53	5.21	0.46	—	—	94.81
»	0.33	15.36	3.05	0.43	68.59	0.02	0.68	4.02	0.15	—	—	92.63
Plm	0.2	44.29	0.46	0	43.64	—	0.73	5.51	0.16	—	—	94.99

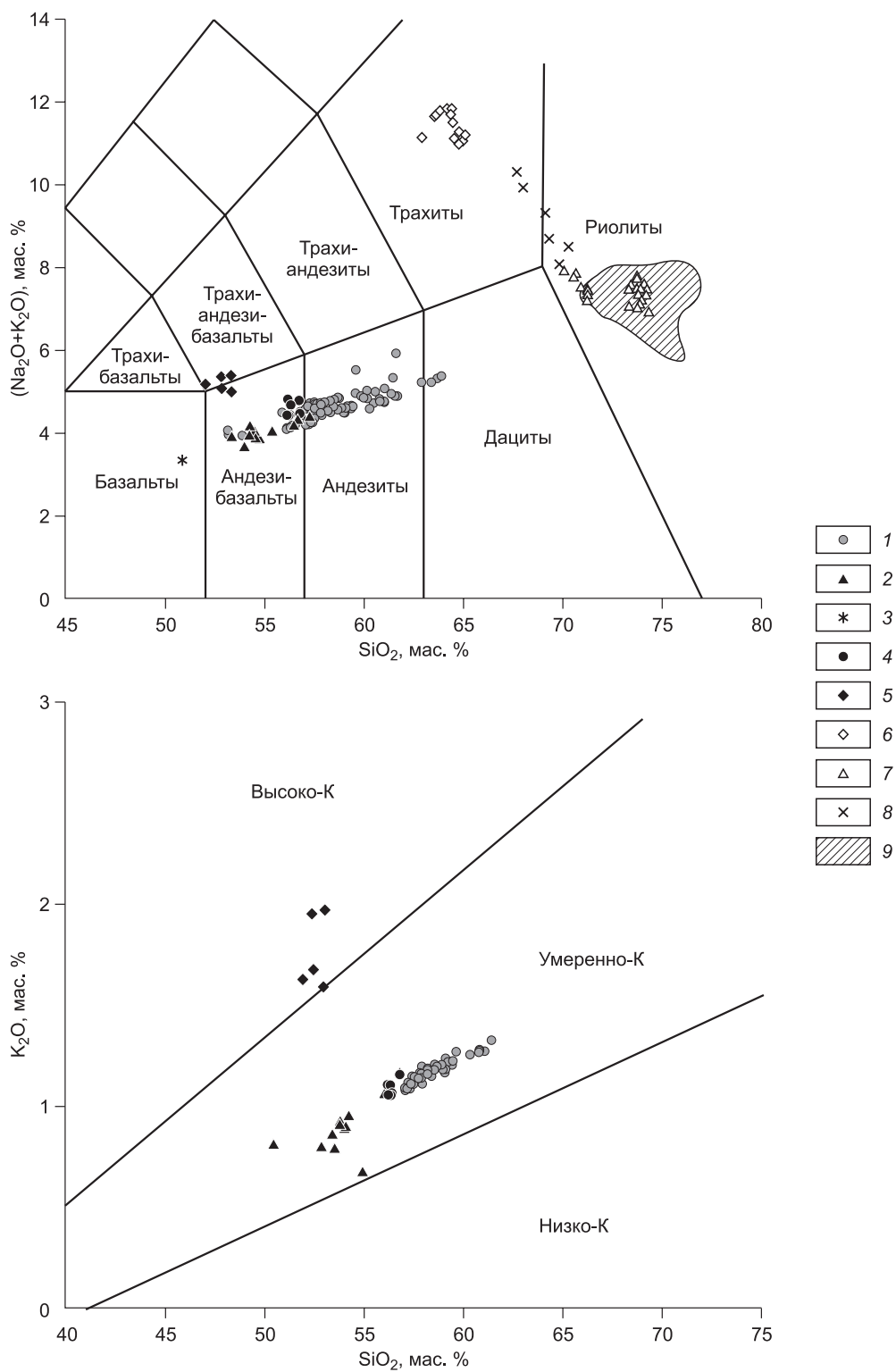


Рис. 6. Классификационные диаграммы для валовых составов и стекол ксенолитов, мафических включений и вмещающих андезитов влк. Безымянный.

1 — продукты извержений влк. Безымянный 1956—2010 гг. [Turner et al., 2013]; 2 — мафические включения; 3 — кумулятивные мафические включения (тип D), 4 — вмещающие андезиты; 5 — ксенолиты, 6 — стекла ксенолитов, 7 — стекла мафических включений, 8 — стекла мафических включений типа D, 9 — стекла вмещающих андезитов.

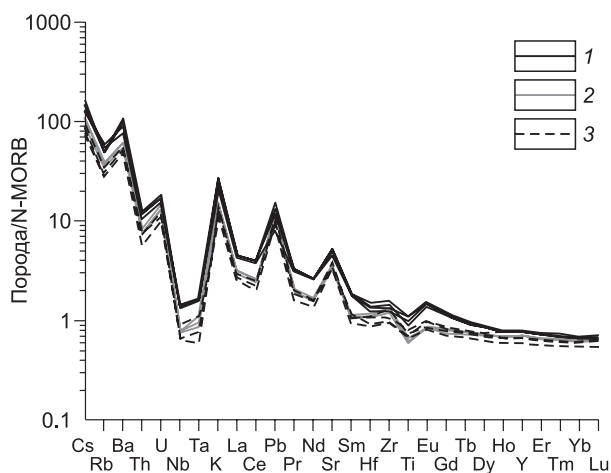


Рис. 7. Нормированные на N-MORB спектры распределения микроэлементов для ксенолитов, мафических включений и вмещающих андезитов.

Состав N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; порядок элементов, по [Hofmann, 1988] с добавлением Cs и REE. 1 — ксенолиты, 2 — вмещающие андезиты, 3 — мафические включения.

53.00 мас. %) относительно вмещающих андезитов (~56 мас. % SiO_2), что отвечает наиболее распространенным типам мафических включений и обогащены MgO (6.46—6.84 мас. %), FeO (9.0—9.5 мас. %), K_2O (1.59—1.95 мас. %) относительно вмещающих андезитов и распространенных типов мафических включений (см. табл. 1).

Спектры микроэлементов отвечают спектрам, типичным для надсубдукционных обстановок, однако отличаются от спектров пород влк. Безымянный (рис. 7). Изученные ксенолиты систематически обогащены (г/т): Cr (порядка 150), V (280—350), Co (29—41), Ni (56—61), Zn (90—250), Sr (410—472), Ba (493—675), Nb (3.0—3.3), Mo (1.4—2.8) (см. табл. 1) относительно вмещающих андезитов и широко распространенных типов мафических включений, заметно обогащены легкими редкоземельными элементами, несколько обогащены Gd, Tb, Dy, тогда как содержания остальных тяжелых редкоземельных элементов находятся в поле составов вмещающих андезитов (см. рис. 7).

Концентрация меди в ксенолитах варьирует от характерных для вмещающих андезитов 50 г/т до типичных для мафических включений влк. Безымянный повышенных значений (около 200 г/т), что в данном случае связано с наличием или отсутствием сульфидной вкрапленности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение пород ксенолитов с породами Ключевской группы вулканов. Морфология и зональность минералов в вулканических системах являются своеобразной записью магматических событий, происшедших с момента формирования кристалла. Набор минералов, формирующих вкрапленники и микролиты ксенолитов, слабо отличается от набора минералов вмещающих пород и ксенолитов, однако зачастую они различаются по составу, типу зональности и формам выделения. Поля составов пироксенов, оливина, рудных минералов ксенолитов в целом перекрываются с полями составов, характерных для минералов вмещающих андезитов и мафических включений. Отмечается наличие крупных кристаллов клинопироксена, не типичных для пород влк. Безымянный в целом, присутствие Vt-Ol-Kfs агрегатов, высокое содержание щелочей в стекле, характер зональности и состав полевых шпатов.

Составы полевых шпатов из изученных ксенолитов на диаграмме Al_2O_3 — K_2O образуют четко выраженный тренд с постепенным обогащением калием от основных низкокалийевых крупных вкрапленников к кислым высококалийевым микролитам (рис. 8, а). Для полевых шпатов андезитов современного эруптивного цикла влк. Безымянный, за редким исключением, и мафических включений характерно довольно выдержанное содержание K_2O , незначительно увеличивающееся к средним составам плагиоклазов, за счет чего тренд плагиоклазов вмещающих андезитов и распространенных мафических включений практически не пересекается с трендом полевых шпатов ксенолитов. Отдельные микролиты извержений 2008—2012 гг. и краевые зоны кристаллов извержения сентября 2012 г. попадают в поле составов плагиоклазов ксенолитов.

Составы плагиоклазов близкорасположенных и хорошо изученных вулканов образуют два тренда (см. рис. 8, б). В низкокалийевый тренд попадают плагиоклазы вулканов Безымянный, Ключевской, Шивелуч, Камень, Плоские Сопки, а в высококалийевый тренд — плагиоклазы из Толбачинских вулканов (как древних пород, так и современных извержений). Интересно, что кристаллолапилли [Добрецов и др., 2016] выпадают из общего тренда плагиоклазов Толбачика и тяготеют к низкокалийевому тренду плагиоклазов. Плагиоклаз изученных ксенолитов явно отличается от тренда составов плагиоклаза влк. Безымянный и попадает в высококалийевый тренд, характерный для Толбачинских вулканов.

Как показано в разделе «Геохимия», ксенолиты отличаются от вмещающих андезитов и мафических включений как по содержанию петрогенных элементов, так и по содержанию микроэлементов. Сопоставление спектров ксенолитов со спектрами пород близлежащих вулканов представлено на рис. 9. Хорошо видно, что спектры ксенолитов отличаются от пород вулканов Ключевской, Камень, Шивелуч и платобазальтов основания Ключевской группы и попадают в поля спектров, характерных для пород

вулканов Плоские Сопки и Толбачик. Однако при детальном рассмотрении видно, что спектры Плоских Сопок отличаются от спектров ксенолитов по содержаниям ниобия, тантала, тория, урана, лантана, церия и целого ряда других элементов.

Для пород Толбачинского массива [Churikova et al., 2015] выделяют два тренда. Тренд 1 составляют часть пород из основания и постройки вулканов Острый и Плоский Толбачик (поздний плейстоцен и далее) и дайкового комплекса, к тренду 2 относятся остальные породы постройки вулканов, шлаковых конусов и продукты современных извержений. Изученные в данной работе ксенолиты попадают в поле пород тренда 1 Толбачинского массива. Более детальное сопоставление различных типов пород тренда 1 и ксенолитов показывает полное совпадение спектров изученных ксенолитов влк. Безымянный и Срх-Р1-порфировых пород, описанных в дайковом комплексе и пьедестале Толбачинских вулканов.

Для стекол ксенолитов типичны высокие содержания калия (5—7 мас. % K_2O), тогда как для эруптивных продуктов влк. Безымянный характерно содержание K_2O менее 4 мас. %. Систематические данные по составам стекол в породах вулканов Ключевской группы, к сожалению, пока отсутствуют, но имеющиеся данные показывают содержание K_2O менее 4 мас. %.

Таким образом, изученные нами ксенолиты явно отличаются от других эруптивных продуктов влк. Безымянный. Из пород Ключевской группы ксенолиты схожи по геохимическим особенностям с Срх-Р1-порфировыми породами пьедестала Толбачинских вулканов и со всеми изученными ранее породами Толбачинских вулканов по составу плагиоклаза. Спектры рассеянных элементов современных продуктов извержений Толбачинских вулканов, как и остальных вулканов Ключевской группы, существенно отличаются от спектров изученных ксенолитов. К сожалению, отсутствие детальных данных по составу породообразующих минералов в породах пьедестала Толбачинских вулканов не позволяет провести их полное сравнение с нашими данными, однако совпадение геохимических свойств и имеющихся петрографических описаний позволяет предполагать родственный характер родительских для ксенолитов магм и магм, принимавших участие в формировании пьедестала Толбачинских вулканов.

Поступление ксенолитов в магматическую систему влк. Безымянный. Присутствие ксенолитов трахиандезитобазальтов среди пород влк. Безымянный может объясняться:

1. Захватом поднимающейся магмой нижележащих вулканических пород, образовавшихся до формирования постройки влк. Безымянный. В таком случае данные ксенолиты можно рассматривать как «коровые».

2. Существованием в современной магматической системе влк. Безымянный порций субщелочных магм.

Второму сценарию отвечают округлые очертания части ксенолитов и наличие вулканического стекла в ксенолитах, однако противоречат отсутствие закалочных кайм и следов взаимодействия с ан-

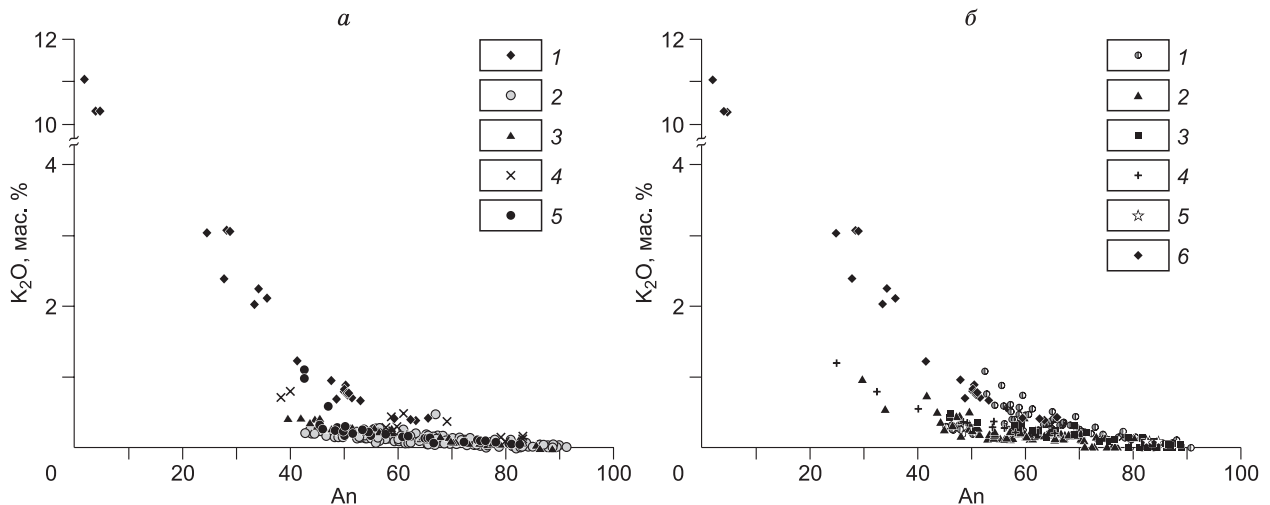


Рис. 8. Сопоставление составов полевых шпатов ксенолитов и различных продуктов извержений влк. Безымянный (а); сопоставление составов полевых шпатов ксенолитов и близлежащих вулканов (б).

Данные по составу плагиоклаза взяты из работ: влк. Безымянный — [Shcherbakov et al., 2011; Almeev et al., 2013]; Толбачинские вулканы — [Федотов, 1984; Plechov et al., 2015; Flerov et al., 2015; Добрецов и др., 2016]; влк. Ключевской — [Мионов и др., 2001] и неопубликованные данные П.Ю. Плечова; влк. Шивелуч — неопубликованные данные П.Ю. Плечова; влк. Камень — [Churikova et al., 2013] и неопубликованные данные П.Ю. Плечова, Т.Г. Чуриковой, Г. Вёрнера; Плоские Сопки — [Churikova et al., 2001]. а — 1 — ПШ из ксенолитов; 2 — Р1 из пород влк. Безымянный, по [Almeev et al., 2013]; 3 — Р1 из мафических включений; 4 — Р1 из кумулятивных включений (тип D); 5 — Р1 из вмещающих андезитов; б — 1–5: Р1 из пород: 1 — Толбачинских вулканов, 2 — влк. Ключевской, 3 — влк. Камень, 4 — влк. Шивелуч, 5 — влк. Плоские Сопки; 6 — ПШ ксенолитов.

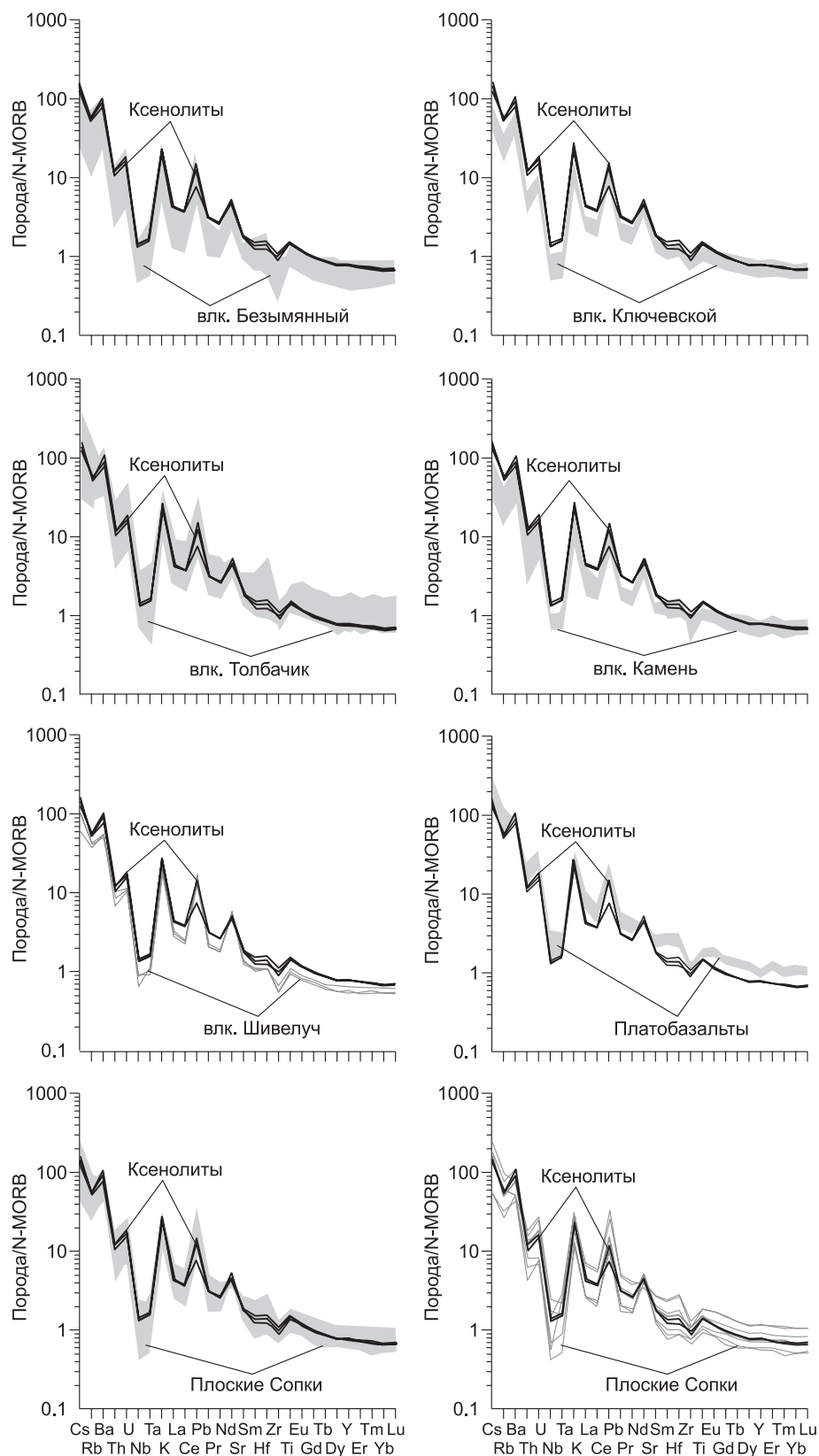


Рис. 9. Сопоставление спектров распределения микроэлементов в ксенолитах и различных породах Ключевской группы и влк. Шивелуч.

Данные по составу пород взяты из работ: N-MORB — [Sun, McDonough, 1989]; порядок элементов — по [Hofmann, 1988] с добавлением Cs и REE; влк. Безымянный — [Almeev et al., 2013; Turner et al., 2013; Kayzar et al., 2014]; влк. Ключевской — [Dorendorf et al., 2000; Kayzar et al., 2014]; Толбачинский массив — [Volynets et al., 2015; Churikova et al., 2015; Portnyagin et al., 2015; Zelenski et al., 2016]; Плоские Сопки, влк. Шивелуч, платобазальты основания Ключевской группы — [Churikova et al., 2001].

дезитами, характерные для включений, образовавшихся в результате смешения магм [Wason, 1986; Sparks, Marshall, 1986; Cashman, 1990; Давыдова и др., 2017; и др.]. Отсутствие свежих эффузивных пород, обладающих схожими петрологическими и геохимическими характеристиками, изливавшимися в пределах Ключевской группы вулканов, свидетельствует в пользу первой гипотезы. Возможным источником вещества являются продукты кристаллизации магмы, сформировавшие породы дайкового комплекса и пьедестала Толбачинских вулканов [Churikova et al., 2015].

Время поступления ксенолитов в магматическую систему влк. Безымянный возможно оценить только по косвенным признакам. Регулярная ассимиляция заметно отличающихся по своим характеристикам ксенолитов должна приводить к частичному изменению валового состава продуктов извержений и появлению типичных для ксенолитов кристаллов в виде ксенокристов в андезитах (за счет дезинтеграции). Глобально подобных изменений не наблюдается, что позволяет сделать вывод об отсутствии взаимодействия вещества ксенолитов с магмами влк. Безымянный на протяжении всего современного эруптивного цикла.

Петрогенетическое значение находки. Таким образом, изученные в данной работе породы являются ксенолитами вулканогенных пород и по составу отвечают высококалийным трахиандезибазальтам, сформировавшимся при температуре 1120—840 °С. Данные ксенолиты трахиандезибазальтов систематически отличаются по петрологическим и геохимическим характеристикам от всех ранее изученных эруптивных продуктов влк. Безымянный и соответствуют описанным в пьедестале Толбачинских вулканов Сrx-P1-порфировым породам.

Захват ксенолитов и их поступление в магматическую систему влк. Безымянный свидетельствует о распространении магм, сформировавших постройку Толбачинских вулканов, также и в северо-восточном секторе Ключевской группы (в котором расположен влк. Безымянный).

Наличие высококалийных зон в плагиоклазах и высококалийных составов стекол ксенолитов, вероятно, свидетельствует об участии высококалийных расплавов или флюидных потоков в процессе формирования или транспортировки исходных пород. Возможным источником высококалийного вещества может являться плавление плагиоклаз-роговообманковых кумулятов, расположенных в глубинном (5—9 кбар) магматическом резервуаре под влк. Безымянный [Давыдова и др., 2017]. Также возможна переработка ксенолитов до поступления в магматическую систему влк. Безымянный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в пирокластических потоках современных извержений влк. Безымянный обособления являются ксенолитами вулканогенных пород и по составу отвечают высококалийным трахиандезибазальтам, сформировавшимся при температуре 1120—840 °С. По геохимическим особенностям и минеральному составу отвечают породам, описанным в пьедестале Толбачинских вулканов. Поступление ксенолитов в магматическую систему вулкана началось относительно недавно, но не происходило систематически на протяжении всего эруптивного цикла.

Работа выполнена в рамках проекта РФФ 16-17-10199, работа В.Д. Щербакова проводилась при поддержке РФФИ (грант 16-35-60113). В работе использованы данные, полученные в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с помощью оборудования, приобретенного за счет средств программы развития МГУ и в ЦКП «Изоотно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

Авторы благодарны Н.А. Некрылову за неоценимое участие в полевых работах, Е.М. Зеленскому за предоставленную возможность участия в экспедиции на влк. Безымянный в 2012 г., Д.В. Мельникову за помощь в идентификации возраста пирокластических потоков.

ЛИТЕРАТУРА

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных пороодообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль, 2015, т. 19, № 2, с. 130—138.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Миллер Д.С. Катастрофические извержения типа направленного взрыва на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный и Шивелуч // Вулканология и сейсмология, 1985, № 2, с. 3—29.

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Петрологическая характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный, Камчатка, 2006—2012 гг. // Петрология, 2017, т. 25, № 6, с. 609—634.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1265—1291.

- Ермаков В.А., Колосков А.В.** О генезисе некоторых типов гомеогенных включений в экструзивных андезитах // Ксенолиты и гомеогенные включения. М., Наука, 1969, с. 68—76.
- Иванов Б.В.** Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 52—61.
- Мальшев А.И.** Жизнь вулкана. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2000, 260 с.
- Мелекесцев И.В.** Вулканизм и рельефообразование. М., Наука, 1980, 212 с.
- Мионов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубуная С.А.** Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов // Петрология, 2001, т. 9, № 1, с. 51—69.
- Федотов С.А.** Большое трещинное Толбачинское извержение 1975—1976 гг. на Камчатке. М., Наука, 1984, 637 с.
- Щербаков В.Д., Плечов П.Ю.** Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // ДАН, 2010, т. 434, № 6, с. 1—4.
- Almeev R.R., Kimura J.-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Yu.** Decoding crystal fractionation in water-rich calc-alkaline magma from Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia, using mineral and bulk rock chemistry // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2013, v. 263, p. 141—171.
- Bacon C.R.** Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks // J. Geophys. Res., 1986, v. 91, p. 6091—6112.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.** Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995, v. 57, № 6, p. 383—402.
- Browne B.L., Eichelberger J.C., Patino L.C., Vogel T.A., Dehn J., Uto K., Hoshizumi H.** Generation of porphyritic and equigranular mafic enclaves during magma recharge events at Unzen volcano, Japan // J. Petrol. 2006, v. 47, p. 301—328.
- Cashman K.V.** Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks // Rev. Miner. Geochem., 1990, v. 24, p. 259—314.
- Chadwick J.P., Troll V.R., Ginibre C., Morgan D., Gertisser R., Waight T.E., Davidson J.P.** Carbonate assimilation at Merapi Volcano, Java, Indonesia: insights from crystal isotope stratigraphy // J. Petrol., 2007, v. 48, № 9, p. 1793—1812.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol., 2001, v. 42, № 8, p. 1567—1593.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ivanov B.V., Wörner G.** Relationship between Kamen Volcano and the Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2013, v. 263, p. 3—21.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Vaglarov B.S.** Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2015, v. 307, p. 156—181.
- Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G.** Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 175, № 1, p. 69—86.
- Flerov G.B., Anan'ev V.V., Ponomarev G.P.** The petrogenesis of rocks of the Ostryi and Ploskii volcanoes and the relationship between volcanic occurrences of basaltic and trachybasaltic magmas in the Tolbachik Dol area, Kamchatka // J. Volcanol. Seismol., 2015, v. 9, № 3, p. 162—181.
- Gill R.** Igneous rocks and processes: a practical guide. John Wiley & Sons, 2011, 438 p.
- Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 90, № 3, p. 297—314.
- Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D.** Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: First trace element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy Group volcanoes // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2013, v. 263, p. 122—131.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A.** Reference samples for electron microprobe analysis // Geostand. Newslett., 1980, v. 4, № 1, p. 43—47.
- Kayzar T.M., Nelson B., Bachman O., Bauer A., Izbekov P.** Deciphering petrogenic processes using Pb isotope ratios from time-series samples at Bezymianny and Klyuchevskoy volcanoes, Central Kamchatka Depression // Contr. Miner. Petrol., 2014, v. 168, № 4, p. 1—28.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P.** Igneous rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002, 236 p.
- Maury R.C., Defantt M.J., Joron J.L.** Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace-elements in Philippine xenoliths // Nature, 1992, v. 360, p. 661.

Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J., Carroll M.R., Brewer T.S. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 1, p. 21—42.

Perepelov A.B., Puzankov M.Yu., Ivanov A.V., Filosofova T.M., Demonterova E.I., Smirnova E.V., Chuvashova L.A., Yasnygina T.A. Neogene basanites in Western Kamchatka: mineralogy, geochemistry, and geodynamic setting // *Petrology*, 2007, v. 15, № 5, p. 488—508.

Plekhov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M.S. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 182—199.

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate // *Volcanism and subduction: The Kamchatka region*, 2007, p. 199—239.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 182—199.

Shcherbakov V.D., Plekhov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, p. 83—99.

Sparks R.S.J., Marshall L.A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1986, v. 29, p. 99—124.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989, v. 42, № 1, p. 313—345.

Turner S.J., Izbekov P.E., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 263, p. 108—121.

Volynets A.O., Edwards B.R., Melnikov D., Yakushev A., Griboedova I. Monitoring of the volcanic rock compositions during the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 120—132.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex // *Contr. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 62, p. 129—139.

Zelenski M., Kamenetsky V.S., Hedenquist J. Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: A case study of Tolbachik, Kamchatka // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 437, p. 35—46.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 16 мая 2017 г.,
после доработки — 16 ноября 2017 г.*