

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 5, 2021

---

---

“Черные” пироксениты в составе мантийных ксенолитов в вулканитах некоторых регионов Восточно-Азиатской окраины. Эволюция и петрогенезис. Часть 2. Петролого-геохимический состав, к модели петрогенезиса	3
<i>А. В. Колосков, В. В. Ананьев, П. И. Федоров</i>	
Седанкинский Дол (Срединный хребет Камчатки): изотопный К–Аг возраст вулканов, взаимоотношение вулканических и ледниковых форм рельефа	25
<i>М. М. Певзнер, А. О. Волынец, В. А. Лебедев</i>	
Задачи и особенности мониторинга экосистем на примере вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелёвского термального поля (Южная Камчатка)	35
<i>В. В. Шанина, А. Ю. Бычков</i>	
Геохимия и потенциальное плодородие вулканических пеплов извержений вулканов Алаид и Эбеко (Курильские острова)	46
<i>Л. В. Захарихина, В. А. Рашидов, Л. П. Аникин</i>	
Геохимия кислых термальных вод острова Уруп (Курильские острова)	63
<i>Е. Г. Калачева, Ю. А. Таран, Т. А. Котенко, Е. В. Волошина</i>	
Памяти члена редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” академика РАН Виктора Алексеевича Коротеева	79

---

---



УДК 551.21+550.42

## “ЧЕРНЫЕ” ПИРОКСЕНИТЫ В СОСТАВЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ВУЛКАНИТАХ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ. ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС. ЧАСТЬ 2. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, К МОДЕЛИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

© 2021 г. А. В. Колосков<sup>а, \*</sup>, В. В. Ананьев<sup>а</sup>, П. И. Федоров<sup>б, \*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

<sup>б</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: kolosav@kscnet.ru

\*\*e-mail: pi\_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 15.12.2020 г.

После доработки 25.02.2021 г.

Принята к публикации 23.03.2021 г.

Проведена петролого-геохимическая типизация ксенолитов “черных” пироксенитов и сопутствующих им включений “зеленой” серии в регионах Вьетнама, Бакенинга и Валоваям. С появлением в “черных” пироксенитах ортопироксена или оливина состав их становится более деплетированным как по макро-, так и по микрокомпонентам. Породы ксенолитов-консервантов “зеленой” серии отличаются своей повышенной железистостью, что позволяет считать их испытавшими тепловое воздействие в ходе литосферно-астеносферного взаимодействия. Вслед за японскими учеными показано, что ксенолитный материал можно использовать для реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма. В ряду перехода: фронтальная часть островодужной системы – окраинный морской бассейн – континентальная окраина – существенно меняется отношение  $Cr/(Cr + Al)$  в шпинелях и  $Fe$  в оливинах ксенолитов с учетом щелочного метасоматоза. Это позволило однозначно отнести проявление плиоцен-четвертичного вулканизма в районах Вьетнама и Валоваям к обстановке континентальной окраины, а новейший вулканизм Бакенинга связать с проявлением молодого рифтинга в островодужной системе. В ходе декомпрессионного плавления сопряженно меняются составы ксенолитов “черной” серии и стекол их плавления: уменьшаются содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ , но возрастает  $SiO_2$  и магнезиальность пород и расплавов. Содержания  $K_2O$  и  $Na_2O$  не зависят от этого процесса, а определяются интенсивностью проявления щелочного метасоматоза. Предложена двустадийная модель петрогенезиса: 1) образование “черных” пироксенитов как следствие кристаллизации расплавов, возникших при плавлении той части плюмогенного источника, которая наиболее близка к составу этих пироксенитов, 2) возникновение внутриплитных вулкаников как результат вторичного плавления тех же “черных” пироксенитов в обстановке щелочного метасоматоза.

**Ключевые слова:** петрология, геохимия, ксенолиты “черной” серии, стекла плавления, Вьетнам, Бакенинг, Валоваям, мантийные плюмы

**DOI:** 10.31857/S0203030621050047

### ВВЕДЕНИЕ

В первой части работы [Колосков и др., 2021] подробно был изучен минералогический состав ксенолитов “черной” (авгит-содержащей) серии трех регионов: ЮВ Вьетнама, верховьев р. Валоваям, плато вулкана Бакенинг. Попутно в сравнительном плане анализировались также ксенолиты “зеленой” (диопсид-содержащей) серии, ассоциирующие с “черными” пироксенитами в одной выборке или в образцах их сонахождения. Поскольку клинопироксен является основным ин-форматором по части составов и условий образо-

вания ксенолитов обеих серий, были высказаны предварительные замечания в отношении состава литосферной мантии всех трех регионов, а для Вьетнама – отмечена специфика для той ее части, которая, возможно, испытала тепловое воздействие внедрившегося мантийного диапира. Вы-сказанные ранее положения [Колосков 1999; Arai et al., 2000, 2007; Шарков, Богатиков, 2015, 2019] о том, что пироксениты “черной” серии генетиче-ски связаны с мантийными плюмами, получили свою поддержку в ходе анализа полученных  $P$ - $T$  характеристик, поскольку температурный

режим их образования на 100–150°C выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферной мантии, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. Было показано также, что в эволюционном ряду: мономинеральные пироксениты – вебстериты – оливиновые пироксениты – происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. Вероятно, следует ожидать соответствующего изменения состава самих ксенолитов. Кроме того, были выявлены случаи проявления “аномальных” характеристик клинопироксенов в ассоциации с амфиболом и флогопитом, как следствие Na- или Na-K метасоматоза. Все это теперь можно будет проверить на основе имеющегося петролого-геохимического материала. В распоряжении авторов имеется 64 анализа петрогенного (табл. 1, 2) и 26 проб (табл. 3) редкоэлементного состава ксенолитов. Часть анализов (образцы: 103/5, 38-2а, 103/14, 104/4, 103/14а, 37в-1, 37в, 37б (геохимия)<sup>1</sup>, 9/3а (геохимия), 9/3б (геохимия), 3/85 (геохимия), 103/1а (геохимия), 103/1б (геохимия), Бк-22-92 (химия)<sup>2</sup>) была выполнена в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) под руководством С.М. Ляпунова. Петрогенные элементы были определены методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer. Определение п.п.п. (потери при прокаливании) проводилось весовым методом. Содержание микроэлементов были исследованы методом ICP-MS.

Кроме того, был задействован также Аналитический центр Дальневосточного Геологического института ДВО РАН (образцы: 40, В-10-К, 101, 104, 40/8, 38/2/1, 92-23г, БК-24-92, 8710ж, 8710п, 92-23г (геохимия), 92-23к (геохимия)). Содержание SiO<sub>2</sub> и потери при прокаливании (п.п.п.) определены методом гравиметрии, остальные петрогенные элементы – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определен рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S4Pioneer, а содержания РЗЭ-методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO<sub>2</sub>) в соотношении навеска : плавень 1 : 3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не более 10%. Использован также силикатный состав образцов: 104/1, 38, 103/1, 33а-1, 33а, 100/6а, 101/3а, 100/6, 101/3б,

33б-1, 33б, 9/3, 9/3а, 40с, 92-23г-1, 48/1, 48/2, 48/4, 48/5, 92-23р, 48/108, 48/84, 8710м, 8710п-1, 507/32, 23–85 из [Колосков, 1999], образцов: 48/3, 48/6, 92-23е, 92-23т из [Колосков и др., 2001] и образцов: 034/3, 034/1, 26, 034/7, 034/16. 7, В-10 из [Колосков и др., 2016]. Данные анализов из разных лабораторий проверялись на их совместимость. Особое внимание мы уделяем стеклам из образцов “черных” пироксенитов, так как они несут важную информацию по части составов, условий образования и эволюции расплавов. В работе используется порядка 100 микрозондовых анализов закалочных стекол. Состав этой фазы был исследован на микроанализаторе “Camebax” в ИВиС ДВО РАН (с обычной точностью анализа – около 0.5%). Аналитики В.И. Чубаров, В.В. Ананьев.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ И ИХ СТЕКОЛ ПЛАВЛЕНИЯ

Петрогенный состав изученных пород представлен в табл. 1, 2 и на рис. 1. Рассматривая “черную” серию ксенолитов как закристаллизованные магматические расплавы, можно отметить следующее. Обычные петрохимические характеристики пироксенитов как отдельных образцов, так и ксенолитов-узников (в комплексных соединениях) близки и “имитируют” состав пикробазальтов-базальтов высокомагнезиальной низкокальциевой “толеитовой” серии (см. рис. 1а, б, г). Они характеризуются относительно высоким содержанием TiO<sub>2</sub> на границе пород островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типа (см. рис. 1в). На примере Вьетнама видно, что при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым пироксенитам, с ростом кремнекислотности пород возрастает их магнезиальность, но уменьшается содержание TiO<sub>2</sub> (см. рис. 1в, г, табл. 1, V, VI, VII). Пироксениты Бакенинга и Валоваям отличаются пониженной титанистостью, а иногда повышенной магнезиальностью и суммарной щелочностью (см. рис. 1а, в, г, табл. 2, IV).

Полным контрастом к этому типу пород являются составы стекол “черной” серии ксенолитов. Подробнее они будут рассмотрены далее в специальном разделе. Здесь мы предварительно коснемся только некоторых их особенностей в сравнении с составом самих ксенолитов. Основная масса стекол относится к умеренномагнезиальной, высококальциевой известково-щелочной, высокотитанистой трахибазальт-трахиандезитбазальтовой серии (см. рис. 1а–г). При этом часть их характеризуется меньшей К-ой щелочностью и титанистостью, приближаясь к составу некоторых ксенолитов-узников и мономинеральных пироксенитов. В стеклах из участков плавления и перекристаллизации пироксенитов Вьетнама (см. рис. 1а, б) проявляется хорошо выраженный тренд с повышенной суммарной, а главное – ка-

<sup>1</sup> Взят только редкоэлементный состав.

<sup>2</sup> Взят только петрогенный состав. При отсутствии уточнения берутся оба состава.

**Таблица 1.** Петрогенный состав (вес. %) представительных образцов ксенолитов и вмещающих их пород Вьетнама

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
№ обр.	104	В-10-К	101	40	104/1	38	40/8	103/1	33а-1	33а	37а	100/6а	101/3а		
Группа	I							II							
SiO <sub>2</sub>	45.13	44.45	45.37	44.82	44.33	42.78	53.27	43.58	45.56	44.20	45.79	44.49	43.48		
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.07	0.16	0.07	0.00	0.00	0.04	0.20	0.27	0.26	0.34	0.00	0.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.81	2.39	4.00	1.84	1.49	0.76	2.90	3.22	4.21	4.43	2.52	1.13	1.29		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	2.04	2.45	0.62	0.63	0.00	2.54	0.83	1.22	1.41	0.71	1.75	1.28		
FeO	5.39	6.47	6.11	7.02	7.98	8.05	4.13	8.67	7.26	7.34	7.95	7.88	10.25		
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.18	0.30	0.12	0.28	0.08	0.10	0.12	0.14	0.16		
MgO	35.42	42.22	37.66	42.24	42.41	46.77	32.76	37.87	37.01	37.90	38.36	41.85	40.87		
CaO	4.84	1.59	3.44	2.24	1.73	0.93	1.71	2.80	3.13	3.20	2.15	1.83	1.78		
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.26	0.46	0.22	0.15	0.13	0.43	0.81	0.36	0.36	0.43	0.09	0.24		
K <sub>2</sub> O	0.11	0.01		0.04	0.16	0.24	0.61	0.36	0.08	0.08	0.00	0.08	0.16		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.06	0.07	0.10	0.00	0.00		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.57			0.02											
ППП				0.77											
Сумма	100.13	99.63	99.79	100.02	99.06	100.00	98.52	98.62	99.24	99.35	98.47	99.24	99.51		
Mg#	90.45	91.06	90.30	91.16	90.14	91.19	91.72	88.18	89.41	89.44	89.21	89.59	87.06		
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
№ обр.	103/5	38/2/ 1	38-2а	100/6	101/36	336-1	336	9/3	9/3а	40с	376	37	37В-2	37В-3	
Группа	III			IV				V			VI				
SiO <sub>2</sub>	46.97	47.45	49.05	43.08	46.20	49.51	49.58	46.78	48.60	42.18	50.18	50.40	51.48	51.33	
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.34	0.35	1.94	1.42	0.94	0.93	1.55	1.26	1.10	0.80	0.86	0.72	0.72	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.54	12.24	10.93	13.56	10.98	6.68	6.57	9.07	7.86	11.77	6.08	5.31	5.11	5.45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.50	1.19	5.43	6.58	2.39	2.06	7.20	4.06	2.71	5.94	1.60	1.28	0.82	2.48	
FeO		4.08		8.22	8.73	7.43	2.88	8.76	8.74	7.17	7.27	7.06	6.87	6.11	
MnO	0.23	0.13	0.21	0.22	0.19	0.19	0.13	0.17	0.20	0.17	0.10	0.21	0.16	0.16	
MgO	14.89	16.75	17.48	12.95	12.43	15.65	16.70	12.53	14.38	12.64	17.28	18.32	17.56	17.73	
CaO	15.54	15.81	14.77	11.66	15.05	15.27	13.69	15.61	14.15	17.50	15.00	14.51	14.19	14.42	
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.88	1.10	1.13	1.45	1.1	1.14	1.56	1.51	1.29	1.21	1.10	1.00	1.05	
K <sub>2</sub> O	0.24	0.14	0.19	0.12	0.24	0.16	0.20	0.24	0.53	0.24	0.24	0.36	0.15	0.15	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.011	0.03	0.011	0.03		0.31	0.07	0.10	0.11	0.18	0.34	0.08	0.04	0.05	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.71	0.03	0.2	0.31		0.26	0.12		0.10			0.16	0.04	0.54	
ППП		0.45		0.19			0.33							1.64	
Сумма	99.79	99.52	99.72	99.99	99.08	99.56	99.54	100.43	100.15	100.18	100.10	99.65	99.78	100.20	
Mg#	90.07	86.61	92.73	67.36	69.32	76.94	82.94	67.84	72.01	69.59	79.40	81.04	81.21	81.39	

Таблица 1. Окончание

№	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
№ обр.	103/14	103/4	103/14а	37в-1	37в	507/32	034/3	034/1	26	034-7	23-85	034/16	7	в-10
Группа	VI			VII		VIII								
SiO <sub>2</sub>	47.84	48.26	47.63	50.04	49.40	44.98	48.56	49.14	51.43	50.02	45.14	50.44	48.94	52.1
TiO <sub>2</sub>	1.23	1.06	1.26	1.00	1.14	3.19	2.05	2.34	1.75	1.78	1.95	2.28	2.5	1.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.63	5.68	6.31	5.08	5.27	12.29	13.61	14.08	13.19	13.77	14.94	14.65	15.12	16.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.37	10.00	9.30	8.73	8.81	4.8	2.67	2.29	2.55	5.58	7.39	8.23	5.13	5.7
FeO						7.45	9.14	9.2	8.63	5.83	5.24	4.11	7.24	5.07
MnO	0.25	0.24	0.24	0.24	0.25	9.8	8.79	8.88	8.48	9.05	7.86	7.1	9.12	6.23
MgO	15.52	17.28	17.47	18.91	18.07	10.74	9.5	8.57	8.19	7.08	6.68	5.84	5.79	3.63
CaO	13.37	14.61	15.74	13.75	14.08	0.16	0.13	0.15	0.17	0.14	0.13	0.02	0.11	0.14
Na <sub>2</sub> O	1.11	1.17	0.99	1.01	1.07	1.68	1.76	1.98	0.92	1.38	3.43	1.82	1.51	2.6
K <sub>2</sub> O	0.22	0.27	0.24	0.26	0.27	2.55	2.7	2.9	3.16	3.31	4.12	3.24	3.71	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.036	0.055	0.044	0.057	0.067	0.46	0.16	0.49	0.33	0.38	0.87	0.43	0.19	0.72
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.26	1.13	0.56	0.61	1.24	1.12	1.18	0.24	0.78	1.58	1.5	2.26	1.02	2.14
Сумма	99.82	99.75	99.78	99.68	99.67	99.22	100.25	100.26	99.58	99.9	99.25	100.42	100.38	100.7
Mg#	83.25	87.25	88.16	89.56	89.04	66.57	62.05	59.88	59.88	60.2	58.16	57.12	51.94	45.87

Примечание. Группы: I – перидотиты “зеленой” серии, II – перидотиты консерванты, III – “зеленые” пироксениты; IV–VIII – “черная” серия: IV – узники, V – пироксениты, VI – вебстериты, VII – оливиновые пироксениты, VIII – щелочные оливиновые базальты и базаниты, несущие ксенолиты.

Состав пород, не обозначенных в названии группы: 1–3, 8–11 – лерцолиты; 4–7 (щелочной), 12, 13 – гарцбургиты; 14 – пироксенит с гранатом; 17, 18 – пироксениты; 19, 20 – вебстериты; Mg# = Mg/(Mg + Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>) атом. %.

лиевой щелочности. Это является свидетельством проявления Na- и K-Na метасоматоза, предварительно отмеченного изменением составов клинопироксенов в парагенезисе с амфиболом и флогопитом. Практически все составы стеклов плавления “черной” серии располагаются в стороне от полей (1) подобных проявлений в связи с ксенолитами “зеленой” серии, в том числе и ксенолитов-консервантов Вьетнама (2), но совмещаются с полями (3) стеклов плавления ксенолитов-узников.

**Редкоэлементные особенности** (см. табл. 3) изученных ксенолитов хорошо просматриваются на диаграммах многокомпонентного состава (рис. 2). В группе представителей “зеленой” серии Вьетнама повышенным суммарным содержанием редких элементов (см. рис. 2а, б) отличаются все пироксениты, поскольку в ксенолитах содержание микрокомпонентов в первую очередь определяется присутствием клинопироксена и его составом (если не учитывать щелочной метасоматоз). Эти пироксениты характеризуются некоторым повышением концентраций тяжелых по отношению к легким РЗЭ. Суммарно обогащен-

ным микрокомпонентами является также один лерцолит (см. рис. 2, обр. 104, табл. 3), который, судя по высоким концентрациям в нем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и CaO (см. табл. 1), отличается повышенным содержанием клинопироксена. В группу обогащенных ксенолитов попадают также лерцолиты-консерванты (см. рис. 2, обр. 103/1а и 103/1б, табл. 3), которые характеризуются обогащением клинопироксеном (высокие концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и CaO для подобных лерцолитов в табл. 1). Остальная часть лерцолитов (см. рис. 2, обр. 40, В-10-к, 101, 5/85, табл. 3) и гарцбургит (см. рис. 2, обр. 40/8, табл. 3) в целом деплетированные, но характеризуются появлением резких локальных максимумов по Cs, Ba, U, Pb, Hf, Zr и минимумами по Sr, Nb, Се. Наиболее контрастно выглядит флогопит-содержащий гарцбургит (обр. 40/8), резко деплетированный в отношении высокозарядных элементов и тяжелых РЗЭ (La<sub>(n)</sub>/Yb<sub>(n)</sub> = 7.1), но обогащенный крупноионными литофилами. Высокая K-Na щелочность (см. табл. 1) свидетельствует о проявившемся здесь щелочном метасоматозе. В отличие от него, гарцбургит Бакенинга (см. рис. 2, обр. 92-23Г,

**Таблица 2.** Петрогенный состав (вес. %) представительных образцов ксенолитов и вмещающих их пород районов Бакенинг и Валоваям

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	92-23Г-1	48/1	48/2	92- 23Г	48-3	92-23е	БК24-92	48-6	92-23t	48-5	48-4	48-108
Группа	I				II			III	IV			
SiO <sub>2</sub>	38.84	41.47	38.63	40.06	49.31	43.08	50.16	48.48	50.3	48.79	48.97	48.02
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.44	0.4	0.08	0.08	0	0.5	1.21	0.47	0.27	0.17	0.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.29	0.72	1.22	1.67	5.78	8.45	6.34	11.04	6.4	6.73	6.55	6.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	1.6	2.15	1.17	2.5	2.44	4.63	3.24	7.46	2.55	2	2.05
FeO	13.45	13.02	12.67	14.62	5.85	5.21	3.42	6.35		4.52	5.9	6.65
MnO	0.16	0.2	0.2	0.24	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14	0.16	0.15
MgO	39.75	40.69	43.46	39.24	21.95	26.42	15.75	15.1	16.13	16.2	19.74	23.36
CaO	3.94	0.92	1.2	2.14	13.3	13.72	18.08	15.24	18	18.8	15.58	11.86
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.2	0.2	0.17	0.64	0.54	0.77	1.07	0.81	0.9	0.69	0.85
K <sub>2</sub> O	0.03	0.24	0.24	0.08	0	0	0.08	0.23	0.15	0.24	0	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.05	0.07	0.01	0.03	0.09	0.01	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0			0.17	0.16		0.03	0.23		0.2	0.18	0
ППП	0			0.01			0.3			0.12		
Сумма	100.04	99.55	100.44	99.66	99.76	100.12	100.23	102.41	99.94	99.49	99.99	100.31
Mg#	83.76	84.07	85.03	82.2	84.87	88.19	83.6	77.51	81.06	83.59	83.8	84.61
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
№ обр.	48-84	8710м	8710п	8710п1	8710/Ж	92-23/2	bak-48	Бк-22-92	Бк-12-92	8711/1	8710	
Группа	IV	V			VI	VII						
SiO <sub>2</sub>	47.87	49.04	50.03	50.9	48.63	48.01	49.8	49.63	49	46.68	47.14	
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.99	0.7	0.51	0.83	1.56	1.42	1.41	1.6	2.49	2.34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.29	7.25	6.42	5.23	7.14	17.65	16.6	16.12	16.43	15.52	16.75	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02	2.57	3.41	2.15	2.1	6.23	10.3	10.72	6.14	3.06	3.5	
FeO	6.45	4.74	5.59	5.17	5.57	4.22			4.12	6.94	6.55	
MnO	0.19	0.13	0.14	0.1	0.14	0.17	0.19	0.21	0.18	0.21	0.1	
MgO	23.69	14.96	19.41	19.38	15.47	7.84	7.25	5.95	8.05	8.31	7.65	
CaO	11.78	18.56	12.86	14.98	18.15	8.36	8	9.38	8.36	9.72	8.66	
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.8	0.58	0.75	1.1	3.5	3.95	3.71	3.91	3.17	3.68	
K <sub>2</sub> O	0	0.21	0.17	0.12	0.2	1.58	1.54	1.5	1.13	2.3	2.21	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.01	0.01	0.03	0.36	0.51	0.456	0.43	0.58	0.55	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0			0.13	0.2	0.34		0.72	0.34	0.5	0.56	
ППП			0.48	0.39	0.61							
Сумма	100.37	99.34	99.8	99.82	100.17	99.82	99.56	99.81	99.69	99.48	99.69	
Mg#	85.16	81.89	82.92	84.91	80.88	66.55	73.6	68.72	67.57	64.04	62.66	

Примечание. Группы Бакенинга – “зеленая” серия: I – гарцбургиты, II – пироксениты; “черная” серия: III – пироксенит, IV – вебстериты; Валоваям: V – “черные” пироксениты, VI – “зеленый” пироксенит; VII – вмещающие вулканиты: 18–21 – Бакенинг, 22, 23 – Валоваям.

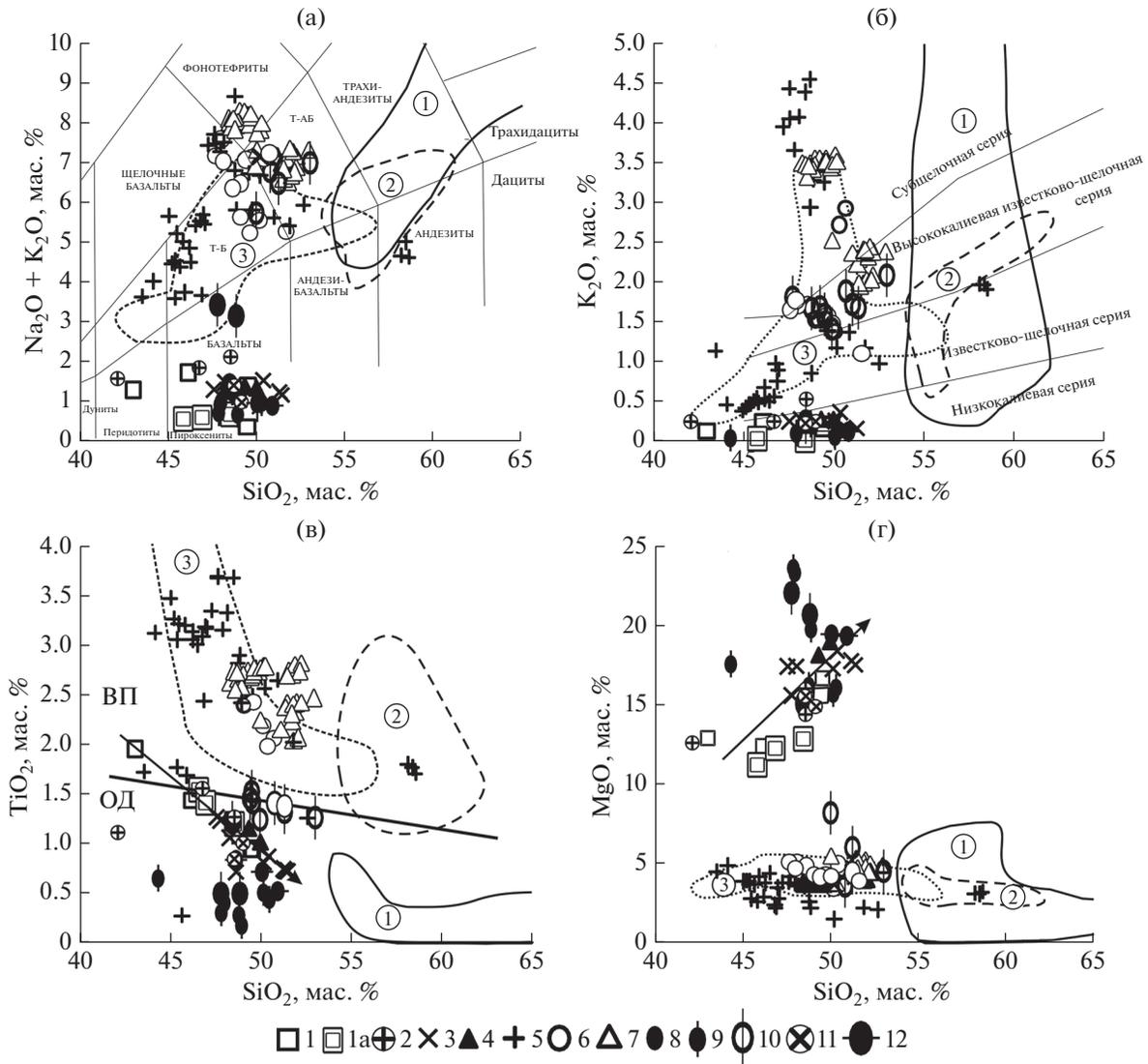
Таблица 3. Редкоэлементный состав (г/г) представительных образцов ксенолитов районов Вьетнам, Бакенинг, Валоваям

№ обр.	I										II			III			IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	40	В-10к	101	104	3/85	40/8	92-23г	103/1а	103/16	103/5	38/2/1	38-2а	9/3а	9/3б				
Sc	14	11	15	17	8	7	12	12	17	30	53	38	40	38				
V	74	44	82	91	45	27	52	62	84	372	271	248	254	245				
Cr	1328	1464	1274	1704	3332	1381	1603	2364	1511	826	1213	1111	581	624				
Ni	2332	1893	1631	1624	2124	1838	1807	1941	1416	523	366	701	357	351				
Rb	0.77	<b>0.12</b>	<b>0.08</b>	2.04	1.57	16.90	1	0.62	2.6	2.2	2.83	1.52	5.3	4.5				
Sr	5.5	2.70	12.21	34.12	3.4	94.75	15	13.5	20	14.7	46.3	22	125	110				
Y	2.30	1.33	2.28	3.89	1.76	0.41	2	3.4	6.3	11.2	11.83	11.2	17.7	16.8				
Zr	3.70	2.25	4.85	12.56	20	12.02	5.2	15.2	27	10.3	22.86	10.9	54	47				
Nb	0.29	0.27	0.05	1.04	0.24	0.66	0.5	0.56	0.51	0.69	1.84	0.43	4.6	3.5				
Cs	0.01	<b>0.002</b>	0.0003	0.03	0.072	0.56	0.020	0.03	0.026	0.10	0.03	0.012	0.050	0.042				
Ba	10	4	4	10	20	56	21	20	38	57	31.45	21	58	50				
La	0.34	0.38	0.10	0.77	0.34	0.56	0.69	0.71	1.05	0.75	2.15	0.52	5.0	4.2				
Ce	0.74	3.57	0.28	1.77	1.03	1.05	1.76	1.62	3.0	1.60	4.95	1.38	12.8	11.2				
Pr	0.10	0.13	0.06	0.27	0.12	0.11	0.26	0.23	0.47	0.21	0.70	0.22	2.1	1.86				
Nd	0.45	0.52	0.41	1.25	0.56	0.43	1.23	1.10	2.4	0.99	3.06	1.27	10.8	9.6				
Sm	0.15	0.17	0.20	0.42	0.17	0.10	0.35	0.36	0.81	0.45	1.04	0.61	3.3	3.0				
Eu	0.06	0.06	0.08	0.15	0.04	0.03	0.10	0.12	0.26	0.18	0.41	0.28	1.18	1.09				
Gd	0.27	0.23	0.35	0.65	0.22	0.10	0.43	0.48	1.03	0.97	1.74	1.15	4.0	3.7				
Tb	0.05	0.04	0.06	0.11	0.04	0.02	0.07	0.09	0.17	0.22	0.33	0.24	0.63	0.59				
Dy	0.40	0.28	0.43	0.76	0.28	0.10	0.47	0.56	1.09	1.72	2.29	1.72	3.6	3.4				
Ho	0.09	0.06	0.10	0.16	0.06	0.02	0.10	0.12	0.22	0.41	0.52	0.40	0.67	0.63				
Er	0.29	0.17	0.32	0.47	0.19	0.05	0.29	0.37	0.61	1.28	1.58	1.21	1.67	1.59				
Tm	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03	0.01	0.04	0.06	0.092	0.20	0.24	0.19	0.21	0.21				
Yb	0.30	0.19	0.29	0.46	0.23	0.05	0.28	0.40	0.57	1.28	1.52	1.18	1.25	1.21				
Lu	0.05	0.03	0.04	0.07	0.04	0.01	0.04	0.07	0.085	0.19	0.22	0.18	0.17	0.16				
Hf	1.08	0.07	0.16	0.36	0.43	0.37	0.15	0.41	0.72	0.31	0.73	0.32	1.69	1.53				
Ta	0.019	0.02	0.02	0.07	0.16	0.16	0.021	0.81	0.54	0.52	0.12	0.29	0.39	0.45				
Pb	0.41	0.02	0.86	1.42	0.21	1.11	0.58	0.09	0.13	0.10	0.38	0.068	0.38	0.31				
Th	0.059	0.013	0.02	0.09	0.07	0.13	0.07	0.09	0.09	0.10	0.30	0.044	0.12	0.12				
U	0.018	0.009	0.014	0.07	0.034	0.12	0.04	0.03	0.056	0.044	0.093	0.044	0.12	0.12				

Таблица 3. Окончание

№	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	37б	37г	37в-2	103/14	104/4	103/14а	37в-1	37в	92-23 К	БК2492	8710/Ж	8710п
Группа	V											
	VI											
Sc	21	30.51	35.50	39	37	42	30	35	56.1	71.7	75.1	75.9
	197	222	228	297	219	242	203	196	456	277	306	243
Cr	1220	1733	1492	290	913	578	1763	1935	309	2371	686	1747
	530	442	440	326	386	380	410	433	161	310	282	296
Rb	8.4	3.07	3.04	2.5	3.9	3.3	3.4	3.1	1	1	2	3
Sr	90	78	69	69	187	149	86	81	66	56	46	171
Y	11.1	10.29	10.75	14.2	12.1	13.0	10.5	11.1	16	12	9	14
Zr	43	25.30	32.01	35	35	35	29	31	32	17.0	13.3	47.4
Nb	4.4	2.91	3.71	2.3	3.6	2.9	3.2	3.2	1.99	0.5	0.3	2.3
Cs	0.09	0.04	<b>0.04</b>	0.028	0.042	0.038	0.034	0.042	<b>0.04</b>	0.020	0.020	0.038
Ba	80	35.98	23.72	27	36	38	33	32	19	20	20	55
La	4.65	2.94	3.45	2.0	3.3	3.5	3.0	3.0	2.19	1.24	0.653	2.73
Ce	9.82	6.45	7.63	5.7	7.6	9.4	7.3	7.5	6.08	4.18	2.36	8.14
Pr	1.39	1.13	1.03	0.89	1.10	1.49	1.04	1.09	1.01	0.83	0.476	1.366
Nd	6.53	5.19	5.39	5.0	5.6	7.5	5.4	5.5	5.81	4.80	3.030	7.291
Sm	2.02	1.89	1.84	2.01	1.89	2.3	1.75	1.77	2.12	1.74	1.272	2.376
Eu	0.71	0.74	0.73	0.77	0.70	0.85	0.64	0.67	0.79	0.67	0.437	0.827
Gd	2.54	2.75	2.44	2.8	2.5	2.9	2.2	2.2	3.02	2.43	1.680	2.912
Tb	0.40	0.43	0.40	0.49	0.39	0.45	0.35	0.37	0.50	0.39	0.292	0.491
Dy	2.44	2.51	2.24	2.9	2.4	2.6	2.1	2.1	3.25	2.57	1.79	2.99
Ho	0.47	0.48	0.41	0.55	0.45	0.49	0.38	0.40	0.73	0.53	0.37	0.61
Er	1.23	1.23	1.05	1.40	1.14	1.23	0.96	0.98	1.91	1.55	1.01	1.71
Tm	0.17	0.15	0.15	0.18	0.15	0.15	0.13	0.13	0.29	0.21	0.14	0.23
Yb	1.00	0.90	0.86	1.07	0.85	0.89	0.73	0.73	1.71	1.38	0.84	1.44
Lu	0.14	0.12	0.11	0.15	0.12	0.12	0.095	0.10	0.21	0.19	0.12	0.20
Hf	1.30	0.95	0.93	1.11	0.98	1.15	0.81	0.83	0.99	0.56	0.52	1.16
Ta	1.16	1.05	0.21	0.17	0.40	0.37	0.36	0.36	0.11	0.022	0.02	0.13
Pb	0.59	0.33	0.38	0.17	0.32	0.27	0.27	0.26	0.18	0.28	0.75	0.57
Th	0.17	0.092	0.09	0.088	0.13	0.085	0.069	0.074	0.17	0.07	0.05	0.21
U	0.17	0.092	0.09	0.088	0.13	0.085	0.069	0.074	0.12	0.06	0.02	0.07

Примечание. I–III – группы: Вьетнам (кроме обр. 92-23г); I – перидотиты “зеленой” серии, II – перидотиты консерванты, III – “зеленые” пироксениты; IV–VIII – “черная” серия: IV – пироксениты, V – вебстериты, VI – оливиновые пироксениты, VII – Бакенинг, VIII – Валоваям.  
 Состав пород, не обозначенных в названии группы: 1–5, 8–9 – лерцолиты, 6 – гарцбургиты (щелочной), 23, 26 – “черные” пироксениты, 24, 25 – “зеленые”; 24 – оливиновый пироксенит, 25 – мономинеральный пироксенит.



**Рис. 1.** Соотношение  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – $\text{SiO}_2$  (а),  $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{SiO}_2$  (б),  $\text{TiO}_2$ – $\text{SiO}_2$  (в),  $\text{MgO}$ – $\text{SiO}_2$  (г) в ксенолитах “черной” серии и стеклах их плавления районов: Вьетнам, Бакенинг, Валоваям.

Вьетнам – ксенолиты: 1, 1а – пироксениты-узники в образцах (1), реликты в стеклах (1а), 2 – пироксениты, 3 – вебстериты, 4 – оливиновые пироксениты, 5, 6 – стекла в пироксенитах (5), в вебстеритах (6), в оливиновых пироксенитах (7); Бакенинг – ксенолиты: 8 – пироксениты, 9 – вебстериты, 10 – стекла в оливиновых пироксенитах, верлитах; Валоваям – ксенолиты: 11 – пироксениты, 12 – вебстериты; 1, 2, 3 – поля составов стекол (цифры в кружках): ксенолитов отдельных образцов и ксенолитов-консервантов “зеленой” серии, пироксенитов-узников (“черная” серия) соответственно. Т-Б – трахибазальты, Т-АБ – трахиандезитбазальты, ОД – островодужный, ВП – внутриплитный тип вулканитов. Граничные линии на диаграммах: а, б – по [Петрографический ..., 2009; Recerillo, Taylor, 1976], в – по [Колосков, Хубуная, 2013].

табл. 3) не столь деплетирован и обогащен крупноионными литофилами. Многокомпонентные диаграммы “черных” пироксенитов отличаются простой рисовкой графиков с характерными минимумами по Zr и Rb (см. рис. 2в, д) для всех трех регионов. Подобные минимумы в “черных” пироксенитах отмечаются и в других местах их проявления, например, на п-ове Лайшау, ЮВ Китай [Yu et al., 2006]. Пироксениты “черной” серии характеризуются также суммарным обогащением как высокозарядными, так и флюидно-мобиль-

ными компонентами (см. рис. 2в, д) и редкоземельными элементами (см. рис. 2г, е). При этом в группе РЗЭ более деплетирована тяжелая составляющая, но обогащена не легкая, а промежуточная часть. Ранее уже было отмечено на примере Вьетнама, что с появлением ортопироксена или оливина направленно меняется состав клинопироксенов или характеристики пироксенитов по макрокомпонентам. Тоже можно сказать и в отношении микрокомпонентов. При переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и

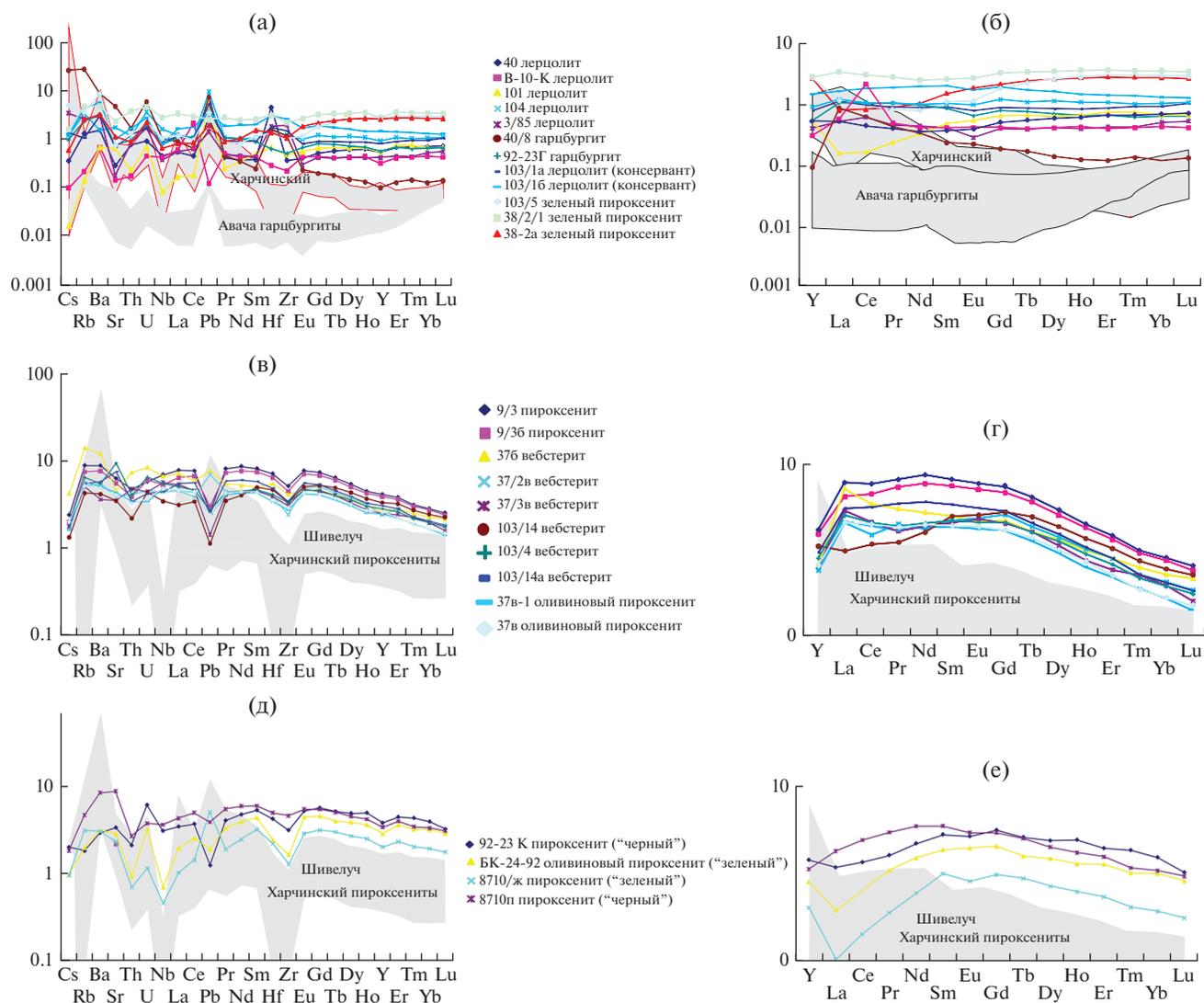
оливиновым пироксенитам возрастает их деплетированность, поскольку снижается роль клинопироксена как главного носителя этих элементов (см. рис. 2в). В этой последовательности выпадают некоторые вебстериты (см. рис. 2в, обр. 37б, 103/14, 37/2в и 37/3в, табл. 3), либо слегка обогащенные, либо обедненные флюидомобильными компонентами или элементами цериевой группы. Это вполне объяснимо соответствующим их обогащением или обеднением щелочами (см. табл. 1). Все рассматриваемые здесь ксенолиты выносятся расплавами “внутриплитного” геохимического типа. Ранее [Колосков и др., 2017] было высказано положение, что такие ксенолиты обогащены всеми микрокомпонентами по сравнению с ксенолитами, которые выносятся расплавами “островодужного” типа. Для того, чтобы проверить это положение, были привлечены дополнительные данные по ксенолитам из Авачинского и Харчинского вулканов. Авачинские гарцбургиты фронтальной зоны островодужной системы имеют крайне деплетированный состав, и соответствующие им поля располагаются в стороне от составов “внутриплитных” ксенолитов (см. рис. 2а, б). В пределах Тихоокеанской окраины обнаружены в настоящее время только два места с таким деплетированным типом ксенолитов: на Камчатке и еще в пределах фронтальной зоны Лусон-Тайваньского позднекайнозойского вулканического пояса на вулкане Ирайя, о. Батан [Arai et al., 2007]. Менее деплетированы лерцолиты Харчинского вулкана. Но большая часть лерцолитов “внутриплитного” типа также располагаются в стороне от полей составов ксенолитов этого вулкана (см. рис. 2а, б). То же можно сказать и в отношении полей пироксенитов вулканов Шивелуч и Харчинский (см. рис. 2в–е).

Стекла плавления встречаются практически в каждом образце ксенолита. Обычно они имеют характер пленочных выделений по границам зерен или их агрегатов. Часто отмечается присутствие расплавленных микровключений стекла в минералах. В пироксенитах “черной” серии стекловатая фаза обычно присутствует в виде пористого пемзовидного заполнителя в участках их вторичного плавления и перекристаллизации, составляя иногда до 10–20% объема породы. Мы уже видели сколь контрастно выглядят стекла “черных” пироксенитов по сравнению с составами самих ксенолитов на обычных классификационных диаграммах (см. рис. 1а–г). Проведем теперь такое же сопоставление в несколько ином ракурсе в целях извлечения большей петрологической информации (рис. 3). Во-первых, здесь хорошо видно отличие гипербазитов-консервантов “зеленой” серии Вьетнама от магнезиальных лерцолитов той же серии. В целом они отличаются большей железистостью, как это предполагалось при анализе клинопироксенов, но имеют реликтовые магнезиаль-

ные составы (см. рис. 3а–в, д, е), что говорит об их вторичном происхождении за счет магнезиальных перидотитов.

Пироксениты-узники, которые образовались при кристаллизации расплавов, внедрившихся в эти перидотиты и способствовавших их преобразованию, сходны по составу с основной массой однородных пироксенитов “черной” серии. Те и другие имеют “плюмогенное” происхождение. Все ксенолиты, однако, в ходе выноса их на земную поверхность испытали дополнительное преобразование-перекристаллизацию и плавление. Стекла плавления ксенолитов “черной” серии – поля (3), как и составы самих ксенолитов (бывшие расплавы), по всем параметрам отличаются от составов стекол, ассоциирующих с ксенолитами “зеленой” серии – поля (1). Это касается и “зеленых” консервантов, хотя их стекла заметно более титанистые – поля (2).

В первой части работы степень декомпрессионного плавления “черных” пироксенитов Вьетнама определялась на основании изучения трендов изменения состава их клинопироксенов. В общем плане при увеличении магнезиальности клинопироксенов (возрастание степени плавления) в их составе уменьшается содержание  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $Na_2O$ . Содержание  $CaO$  либо слегка возрастает в условиях ортопироксенового контроля и  $Na$ -щелочности, либо резко падает. Каждый из этапов протекания этого процесса характеризуется равновесным сосуществованием как кристаллической, так и расплавной составляющей. Но состав их меняется при переходе от этапа к этапу. В первой части работы на основании изучения составов клинопироксенов были выделены три уменьшающиеся по глубине возникновения, но возрастающие по интенсивности проявления стадии их декомпрессионного плавления: пироксенитовая (1), вебстеритовая (2) и оливин-пироксенитовая (3). Относящиеся к этим стадиям составы стекол плавления представлены в табл. 4, а соответствующие им тренды изменения состава – на рис. 3. При переходе от 1-й к 3-й стадии (уменьшение глубины, но возрастание степени плавления) параллельно и в стеклах, и в ксенолитах увеличиваются концентрации:  $SiO_2$  (см. рис. 3а), но уменьшаются –  $TiO_2$  (см. рис. 3б),  $Al_2O_3$  (см. рис. 3г) и  $CaO$  (см. рис. 3д). При этом стрелки внутри стадий оказываются развернутыми (см. рис. 3а) или смещенными (см. рис. 3б, г) от их первоначального направления в сторону испытывавших плавление ксенолитов в результате наложенного щелочного метасоматоза. Содержание  $K_2O$  (см. рис. 3в) и  $Na_2O$  (см. рис. 3е) в ксенолитах низкое и практически не меняется в ходе декомпрессионного плавления, но зато резко возрастает в стеклах плавления по мере возрастания щелочного метасоматоза.



**Рис. 2.** Многокомпонентные диаграммы состава ксенолитов “зеленой” серии Вьетнама и Бакенинга (а), (б), пироксенитов “черной” серии Вьетнама (в), (г), “зеленых” и “черных” пироксенитов Бакенинга и Валоваям (д), (е). Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 3. Элементы нормированы по хондриту  $C^1$  в соответствии с работой [McDonough, Sun, 1995]. Для построения полей “островодужных” составов, кроме материалов авторов, использованы данные из работы [Iopov, 2010, Siegrist et al., 2019].

Стекла плавления гранат-содержащих пироксенитов отличаются низкой титанистостью (см. рис. 3б), а их тренды сходны с таковыми для 2-й стадии плавления Вьетнамских пироксенитов.

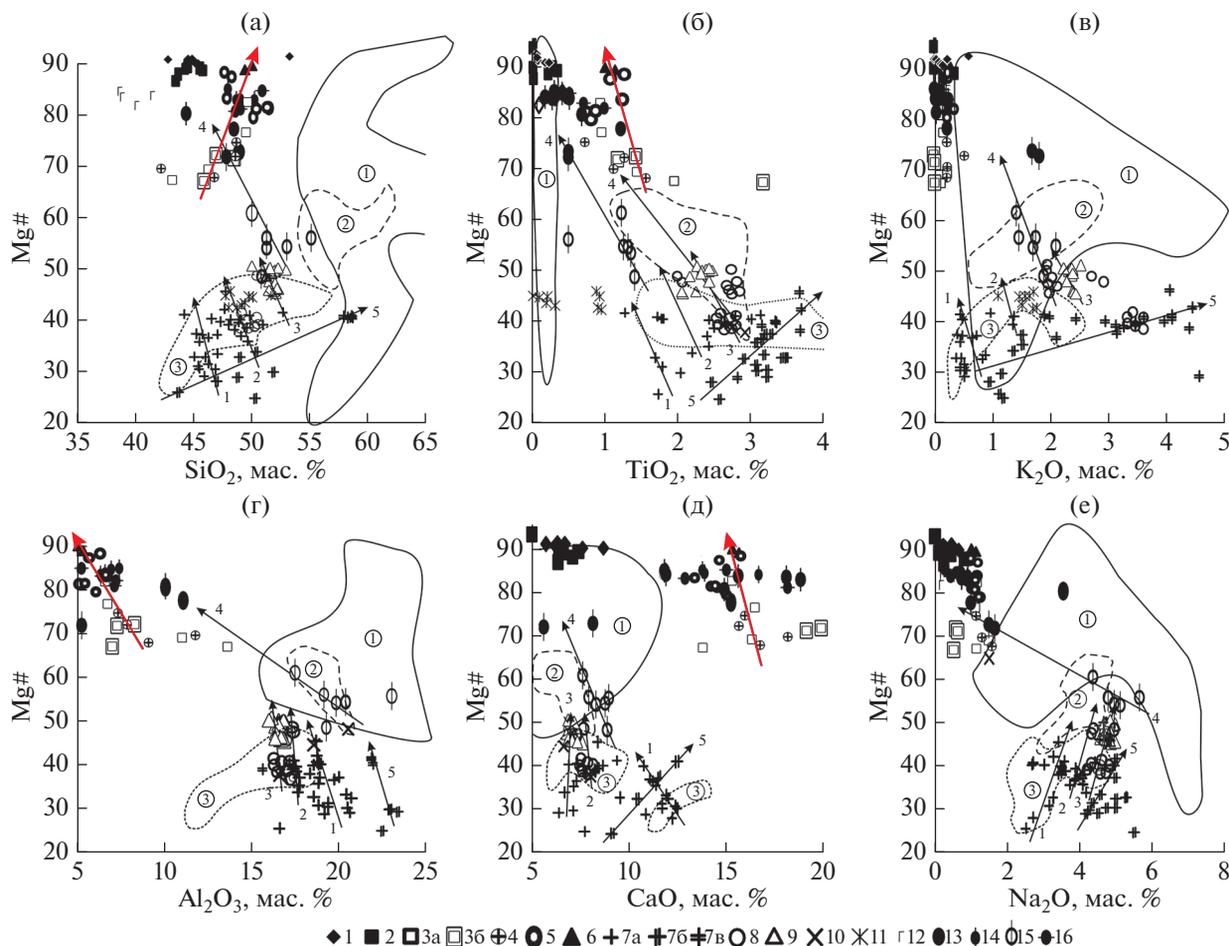
Совсем иной характер соотношения между составами стекол и ксенолитов наблюдается для Бакенинга. Тренды 4 стекол Бакенинга (см. рис. 3) в большинстве случаев также направлены в сторону испытавших плавление ксенолитов, но еще более вытянуты и почти достигают составов этих объектов. Возможно, это свидетельствует о заметно большей степени плавления при их образовании и меньшей глубинности.

Таким образом, при одном и том же составе объекта плавления состав расплавов может суще-

ственно меняться в зависимости от глубины, степени плавления и участия процессов щелочного метасоматоза.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Типизация ксенолитов в связи с особенностями их структурного положения. На Камчатке, как и в некоторых других развитых островодужных системах, помимо собственно островодужных вулканитов проявился особый тип вулканических пород, который по своим петрографическим и геохимическим признакам сходен с внутриплитными базальтоидами континентальных и океанических областей. Этот тип вулканитов рас-



**Рис. 3.** Соотношение Mg#–SiO<sub>2</sub> (а), Mg#–TiO<sub>2</sub> (б), Mg#–K<sub>2</sub>O (в), Mg#–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (г), Mg#–CaO (д), Mg#–Na<sub>2</sub>O (е) в ксенолитах и их стеклах плавления Вьетнама, Бакенинга и Валоваям.

Вьетнам – ксенолиты: 1, 2 – “зеленая” серия (1 – магнезиальные лерцолиты, 2 – железистые гипербазиты-консерванты), 3–6 – “черная” серия (3 – узники в сложных ксенолитах (а), реликты в стекле (б), 4 – мономинеральные пироксениты, 5 – вебстериты, 6 – оливиновые пироксениты), 7–11 – стекла (7 – в пироксенитах обычного плавления (а), в ассоциации с амфиболом (б) и с флогопитом (в), 8 – в вебстеритах, 9 – в оливиновых пироксенитах, 10 – в ксенолитах-консервантах “зеленой” серии, 11 – в пироксенитах с гранатом); Бакенинг – ксенолиты: 12 – гарцбургиты, 13 – “черные” пироксениты, 14 – “черные” вебстериты, 15 – оливиновые пироксениты-верлиты стекла; Валоваям: 16 – “черные” пироксениты-вебстериты.

Поля составов стекол (цифры в кружках): 1 – магнезиальных лерцолитов, 2 – железистых гипербазитов консервантов, 3 – ксенолитов-узников.

Тренды изменения составов ксенолитов “черной” серии Вьетнама (красная стрелка) и стекол: 1–3 – Вьетнама по стадиям плавления, 4 – оливиновых пироксенитов Бакенинга, 5 – щелочного плавления пироксенитов Вьетнама. Mg# = Mg/(Mg + Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>) атом. %.

смачивается в качестве внутриплитного геохимического типа в современной островодужной системе [Волынец, 1993; Колосков и др., 1997, 2017] и на континентальной окраине [Колосков и др., 2016]. Именно с таким типом вулканитов связаны рассматриваемые проявления ксенолитов как “зеленой”, так и “черной” серий во Вьетнаме, на Бакенинге и в районе Валоваям.

Базальтоиды островодужного типа несут включения ультрамафитов, среди которых выделяются две ассоциации: 1) дунит-гарцбургитовая с подчиненной ролью верлитов, пироксенитов,

кортландитов, горнблендитов и 2) дунит-верлит-пироксенитовая, в которой резко преобладают амфибол-содержащие пироксениты, с подчиненной ролью верлитов, горнблендитов и кортландитов. Первая ассоциация представлена главным образом на вулканах фронтальной зоны: Авачинском, Корякском, Кроноцком. Вторая – встречается вдали от фронтальной зоны на вулканах: Шивелуч, Харчинский, Заречный, Ключевской, Безымянный.

В работе [Колосков и др., 2017] показано существенное различие в изотопно-геохимическом и

Таблица 4. Петрогенный состав (вес. %) стекол плавления ксенолитов "черной" серии Вьетнама и Бакенинга

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	40с												
Группа	I												
SiO <sub>2</sub>	46.9	45.38	46.24	45.96	47.05	45.44	46.26	45.23	49.56	48.81	48.99	47.65	47.69
TiO <sub>2</sub>	2.44	1.77	3.05	1.68	3.17	3.05	3.13	3.26	2.48	2.63	2.41	3.69	3.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.32	18.86	19.42	18.56	20.4	18.86	19.72	17.74	17.57	17.55	17.15	18.74	18.73
FeO	9.95	15.53	11.28	15.27	9.93	11.85	11.48	11.66	10.39	10.79	10.06	9.19	8.83
MnO	0.2	0.3	0.33	0.3	0.34	0.32	0.32	0.32	0.21	0.11	0.16	0.09	0.1
MgO	2.17	3.88	2.89	4.15	2.78	3.69	3.7	3.87	3.64	3.95	3.78	3.74	4.14
CaO	12.2	12.34	11.69	12.02	11.9	11.36	11.2	11.45	7.72	8.42	7.65	8.24	8.35
Na <sub>2</sub> O	2.69	3.13	4.32	3.24	4.56	4.06	3.82	4.05	3.46	3.85	4.7	3.26	3.4
K <sub>2</sub> O	0.96	0.45	0.52	0.47	0.89	0.45	0.67	0.41	3.25	2.93	3.28	4.43	4.05
Sum	100.84	101.63	99.74	101.65	101.04	99.11	100.3	98.02	98.27	99.03	98.19	99.03	98.98
Mg#	27.99	30.81	31.34	32.63	33.28	35.69	36.48	37.16	38.43	39.48	40.10	42.07	45.52
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
№ обр.	103/14												
Группа	103/14a												
Группа	II												
SiO <sub>2</sub>	50.19	49.66	49.11	50.75	50.42	49.30	49.45	49.04	49.90	49.67	50.31	50.22	49.03
TiO <sub>2</sub>	2.18	2.42	2.39	2.05	1.98	2.73	2.68	2.65	2.73	2.77	2.78	2.78	2.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.64	17.66	17.24	17.40	17.32	16.77	16.97	16.65	16.99	16.86	16.94	17.07	16.85
FeO	11.76	12.59	12.83	9.08	9.24	10.19	10.35	10.10	10.19	10.26	10.13	10.15	10.20
MnO	0.18	0.21	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.14	0.24	0.15	0.00	0.15	0.20
MgO	3.37	3.88	4.18	4.60	4.90	3.64	3.71	3.64	3.70	3.76	3.77	3.79	3.83
CaO	6.66	7.13	7.27	7.32	7.65	7.88	7.80	7.90	7.75	7.96	7.97	7.69	7.85
Na <sub>2</sub> O	4.14	3.69	4.06	4.29	4.35	4.70	4.65	4.76	3.47	4.72	4.47	4.20	4.62
K <sub>2</sub> O	1.37	1.52	1.53	2.92	2.71	3.55	3.51	3.55	3.43	3.51	3.51	3.60	3.41
Sum	98.14	99.46	99.35	99.29	99.43	98.93	99.12	98.43	98.40	99.66	99.88	99.65	98.67
Mg#	33.80	35.45	36.73	47.45	48.59	38.90	38.98	39.11	39.29	39.51	39.87	39.95	40.09
№	37												
Группа	III												
SiO <sub>2</sub>	50.19	49.66	49.11	50.75	50.42	49.30	49.45	49.04	49.90	49.67	50.31	50.22	49.03
TiO <sub>2</sub>	2.18	2.42	2.39	2.05	1.98	2.73	2.68	2.65	2.73	2.77	2.78	2.78	2.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.64	17.66	17.24	17.40	17.32	16.77	16.97	16.65	16.99	16.86	16.94	17.07	16.85
FeO	11.76	12.59	12.83	9.08	9.24	10.19	10.35	10.10	10.19	10.26	10.13	10.15	10.20
MnO	0.18	0.21	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.14	0.24	0.15	0.00	0.15	0.20
MgO	3.37	3.88	4.18	4.60	4.90	3.64	3.71	3.64	3.70	3.76	3.77	3.79	3.83
CaO	6.66	7.13	7.27	7.32	7.65	7.88	7.80	7.90	7.75	7.96	7.97	7.69	7.85
Na <sub>2</sub> O	4.14	3.69	4.06	4.29	4.35	4.70	4.65	4.76	3.47	4.72	4.47	4.20	4.62
K <sub>2</sub> O	1.37	1.52	1.53	2.92	2.71	3.55	3.51	3.55	3.43	3.51	3.51	3.60	3.41
Sum	98.14	99.46	99.35	99.29	99.43	98.93	99.12	98.43	98.40	99.66	99.88	99.65	98.67
Mg#	33.80	35.45	36.73	47.45	48.59	38.90	38.98	39.11	39.29	39.51	39.87	39.95	40.09
№	27												

Таблица 4. Окончание

№	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	
№ обр.	37в-1			92-23р			48-102 верлит			48-19 верлит	
Группа	III			пирокс			верлиты				
SiO <sub>2</sub>	51.78	51.16	51.71	49.99	55.11	50.81	53.00	50.01	51.29	51.24	
TiO <sub>2</sub>	2.23	2.15	2.30	2.25	0.48	1.40	1.25	1.22	1.32	1.37	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.58	16.32	16.56	16.15	23.03	19.30	20.37	17.48	19.91	19.16	
FeO	8.42	8.96	8.80	9.44	1.99	6.74	6.74	9.42	6.73	8.42	
MnO	0.00	0.15	0.00	0.16	0	0.00	0.00	0.18	0.00	0.14	
MgO	3.97	4.76	4.76	5.43	1.42	3.56	4.52	8.23	4.46	6.01	
CaO	7.55	7.03	7.21	6.84	8.94	8.84	8.74	7.60	8.30	7.93	
Na <sub>2</sub> O	4.79	4.77	4.67	4.79	5.62	4.91	4.92	4.32	5.09	4.75	
K <sub>2</sub> O	2.38	2.36	2.39	2.52	1.45	1.88	2.09	1.41	1.70	1.74	
Sum	98.43	98.41	99.23	98.57	98.04	97.44	101.63	99.87	98.80	100.76	
Mg#	45.66	48.63	49.08	50.62	55.98	48.49	54.44	60.89	54.15	55.98	
№	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	
№ обр.	37			100/6			33 а-1				
Группа	вебстериты			вебстерит			оливиновый пироксенит				
SiO <sub>2</sub>	49.95	51.01	55.86	55.27	53.06	53.14	52.15	51.14	54.71	53.24	
TiO <sub>2</sub>	1.76	1.86	1.74	1.81	3.69	1.85	1.77	1.84	1.84	1.84	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.39	18.5	18.32	16.71	16.68	16.83	16.96	17	17.21	17.37	
FeO	12.35	10.04	6.98	8.85	8.18	9.24	8.93	10.57	8.33	8.9	
MnO	0.2	0.16	0.14	0.13	0.14	0.16	0.15	0.17	0.13	0.13	
MgO	3.99	3.75	3.15	3.65	3.5	4.1	4.07	4.9	3.9	4.17	
CaO	6.05	6.3	6.44	7.01	8.24	7.51	7.41	7.26	7.06	7.44	
Na <sub>2</sub> O	4.28	4.49	4.15	3.99	3.74	4.3	3.95	4.08	4	3.94	
K <sub>2</sub> O	2.09	2.44	1.32	1.26	1.19	1.54	1.47	1.52	1.66	1.61	
Sum	98.05	98.55	98.11	98.72	98.41	98.69	96.86	98.48	98.86	98.68	
Mg#	36.54	39.96	44.57	42.36	43.26	44.16	44.82	45.24	45.48	45.50	

Примечание. 1–31, 38–48 – Вьетнам; 32–37 – Бакенинг; 32 – пироксенит, 33–37 – верлиты; 38–48 – ксенолиты-узники; I–III – стадии плавления: существенно пироксенитового (I), вебстеритового (II), оливин-пироксенитового (III) контроля.

минералогическом составе ксенолитов, ассоциирующихся с вулканическими породами “внутриплитного” и “островодужного” типа на Камчатке. Подобные различия химического и редкоземельного состава хорошо видны на рис. 2 и 4. Хотя для некоторых метасоматически обогащенных ксенолитов вулканов Харчинского и Шивелуч наблюдается перекрытие полей в отношении флюидомобильных компонентов и элементов Се-группы. Увеличение степени плавления ксенолитов как “зеленой”, так и “черной” серий ведет к возрастанию их деплетированности, а щелочной метасоматоз, напротив, способствует выборочному обогащению наиболее мобильными элементами.

По соотношению  $Al_2O_3$ –CaO точки составов “обедненных” лерцолитов “зеленой” серии располагаются вблизи верхней границы (обогащенные перидотиты) поля континентальных лерцолитов-гарцбургитов шпинелевой фации глубинности (см. рис. 4а). Они образуют тренд 1 уменьшения содержаний  $Al_2O_3$  и CaO по мере роста степени деплетированности, почти совпадающий с этой границей. Точки гарцбургитов этой серии, напротив, оккупируют нижнюю границу (обедненных перидотитов) этого поля также с некоторым возрастанием степени деплетированности. Исключение составляет только один из образцов гарцбургитов (40/8), испытавший щелочной метасоматоз (см. табл. 1). Лерцолит-гарцбургитовый ряд пород-консервантов “зеленой” серии образует тренд 2 перехода от обогащенных к обедненным перидотитам. При той же степени деплетированности гарцбургиты этого ряда характеризуются меньшей глиноземистостью, что может быть следствием их декомпрессионного плавления.

Ксенолиты перидотитов “островодужного” типа по соотношению  $Al_2O_3$ –CaO в основной массе относятся к максимально деплетированным обедненным перидотитам (см. рис. 4б), глиноземистость которых иногда возрастает (тренд 3) в

случае проявления Na-K метасоматоза. Отличие их от пород “внутриплитного” типа очевидно.

Пироксениты ксенолитов “внутриплитного” типа более глиноземистые, чем их “островодужные” аналоги (см. рис. 4в). Тренды декомпрессионного плавления при переходе от пироксенитов к вебстеритам, а иногда и к оливиновым пироксенитам, наблюдаются в “черных” пироксенитах Вьетнама (см. рис. 4в, тренд 4), Бакенига и Валовой (см. рис. 4в, тренд 5). Повышенная глиноземистость некоторых составов также объясняется щелочным метасоматозом.

Проведем теперь сравнение ксенолитов из областей Восточно-Азиатской окраины с различной геодинамической обстановкой, чтобы найти место изученным регионам, исходя из особенностей состава их ксенолитного материала.

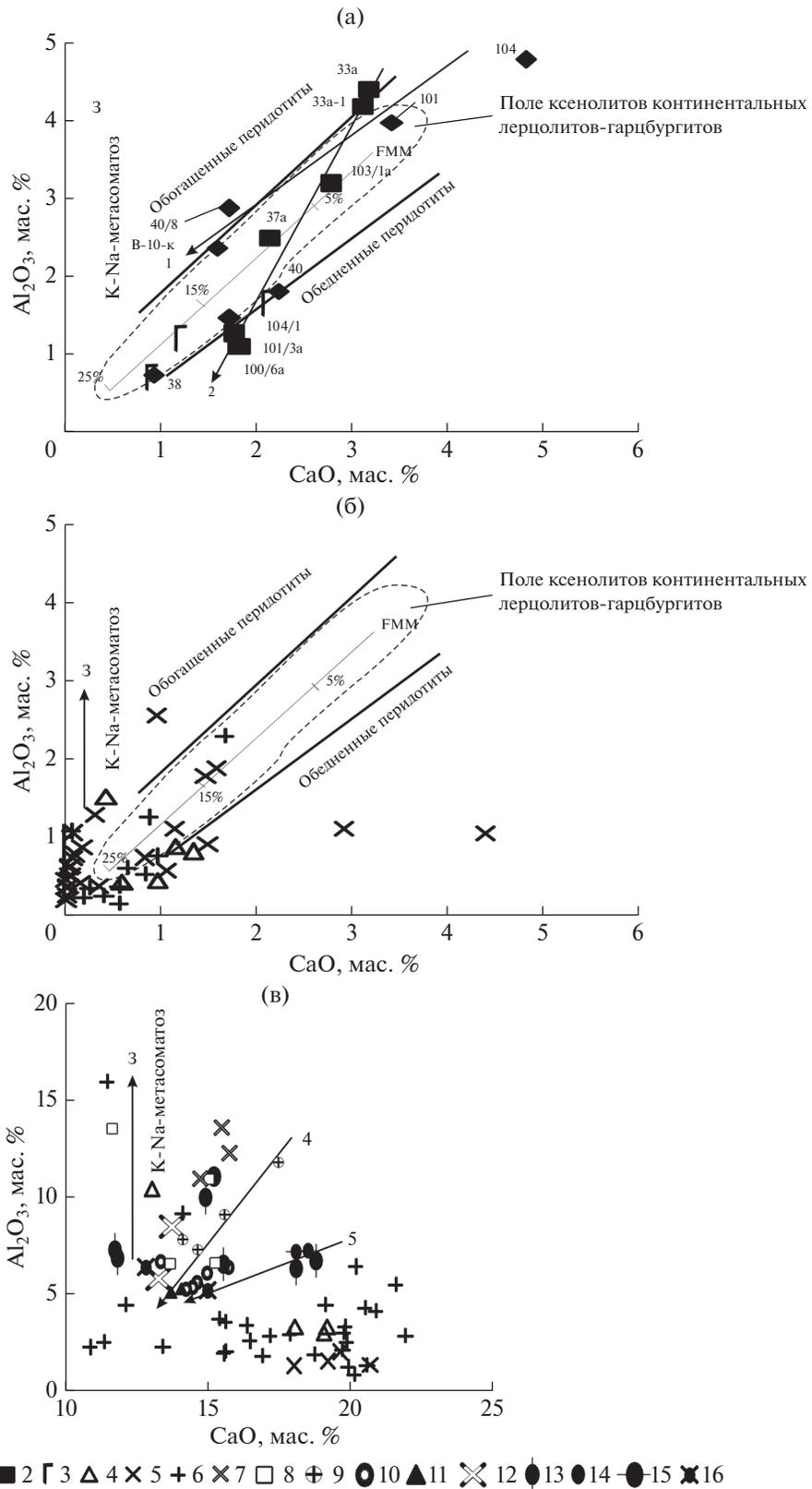
В работах [Arai et al., 2007; Arai, Ishimaru, 2008] на основе сопоставления соотношений хромистость шпинелей – магнезиальность оливинов в ксенолитах проводится интересное сопоставление регионов Восточной Пацифики в ряду от высокодеплетированных малоглубинных шпинелевых гарцбургитов фронтальной части активных островных дуг до глубинных обогащенных шпинелевых лерцолитов Евразийской континентальной окраины. Посмотрим, какое место в этом ряду занимают ксенолиты изученных регионов. С некоторыми изменениями и дополнениями этот ряд представлен на рис. 5. Считается, что наиболее деплетированными в отношении высокой хромистости шпинелей, магнезиальности оливинов и низкой натриевости клинопироксенов являются ксенолиты гарцбургитов Авачинского вулкана, сопоставимые с ксенолитами подобного состава вулкана Ирайя (о. Баган) фронтальной зоны Лусон-Тайваньской вулканической дуги [Arai et al., 2007; Arai, Ishimaru, 2008] (см. рис. 5а, б). Добавление материалов по ксенолитам из вулканов Ключевской, Харчинский и Шивелуч существенно расширяет это облако точек. Появляются составы, выходящие за рамки простой мантийной корреляции OSMA. Но в целом, Камчатские

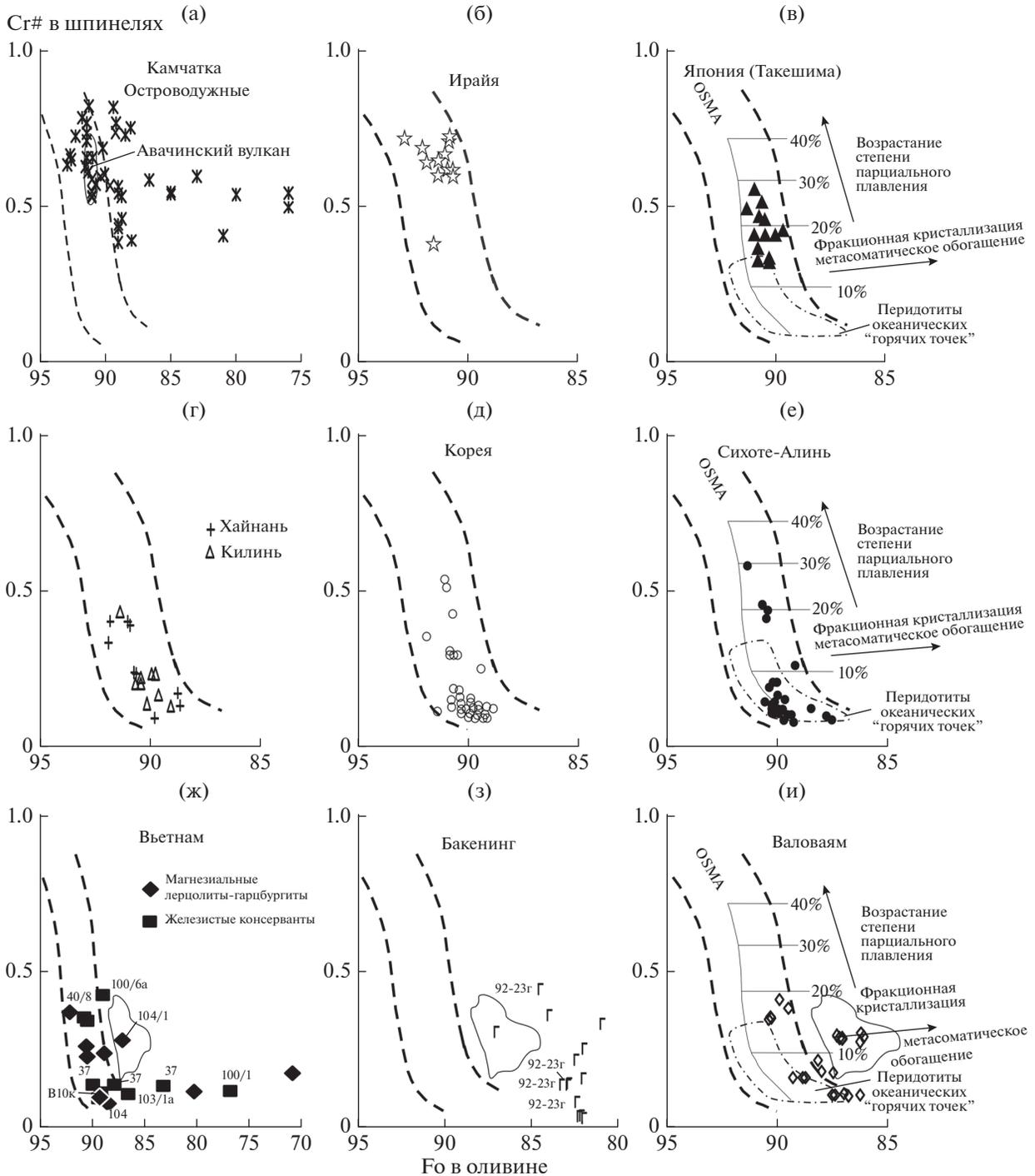
**Рис. 4.** Соотношение  $Al_2O_3$ –CaO в ксенолитах перидотитов Вьетнама, Бакенинга (а) и вулканов Авачинский, Шивелуч, Харчинского (б), а также в ксенолитах пироксенитов Вьетнама, Бакенинга, Валовой и вулканов Авачинский, Шивелуч, Харчинского (в).

а – Вьетнам – ксенолиты: 1, 2 – “зеленая” серия (1 – магнезиальные лерцолиты, 2 – железистые гипербазиты-консерванты), 3 – гарцбургиты Бакенинга. Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 1. FMM – обогащенный тип мантийного источника для базальтов срединно-океанических хребтов; цифрами на линии плавления отмечена степень его деплетированности при отделении базальтовых расплавов [Pearce, Parkinson, 1993]. При составлении поля составов континентальных ксенолитов лерцолитов-гарцбургитов использован банк данных <http://geogok.mpch-mainz.gwdg.de/geogok/>. Тренды изменения составов: 1 – магнезиальных лерцолитов, 2 – железистых гипербазитов-консервантов, 3 – щелочного метасоматоза.

б, в – 4–6 – ксенолиты перидотитов (б) и пироксенитов вулканов (в): 4 – Авачинский, 5 – Шивелуч, 6 – Харчинского. Остальные обозначения см. рис. 4а.

в – Вьетнам – пироксениты: 7 – “зеленой” серии, 8–11 – “черной” серии (узники (8), мономинеральные (9), вебстериты (10), оливиновые пироксениты (11)); Бакенинг – пироксениты-верлиты: 12 – “зеленой” серии, 13, 14 – “черной” серии (мономинеральные (13), верлиты (14)); Валовой – “черная” серия: 15 – пироксениты, 16 – вебстериты. Тренды: 3 – то же, что на рис. 4а, б; 4, 5 – тренды декомпрессионного плавления ксенолитов Вьетнама (4), Бакенинга и Валовой (5).





**Рис. 5.** Соотношение между содержанием Fo в оливинах и Cr# (=Cr/(Cr + Al) атомные отношения) в сосуществующих шпинелях из мантийных ксенолитов Западной Пацифики. OSMA – (оливин-шпинель мантийная корреляция) – тренд перidotитовых реститов в поле шпинелевых перidotитов [Arai, 1994]; тренды и поле перidotитов океанических “горячих точек” на рис. 5в, е, и (они применимы также ко всем фрагментам рис. 5) – по [Pearce, Parkinson, 1993; Arai, 1994].

ксенолиты “островодужного” типа остаются наиболее деплетированными.

Меньшей хромистостью шпинелей и несколько большей железистостью оливинов характери-

зуются ксенолиты перidotитов подводной возвышенности Такешима (см. рис. 5в), которые являются отражением мантийного состава задуговых бассейнов, поскольку были вынесены

расплавами в период раскрытия Японского моря [Ninomiya et al., 2007; Abe et al., 2008]. Двигаясь дальше в сторону материковой части Евразийской окраины можно отметить ксенолиты перидотитов о. Хайнань и р-на Килинь, ЮВ окраины Китая [Xu et al., 2002] (см. рис. 5г). Их шпинели уже минимально хромистые, а оливины максимально железистые. И все же максимальное сгущение фигуративных точек в этой критической области наименее деплетированных и наиболее глубоких составов мы наблюдаем для ксенолитов перидотитов Корейского п-ова [Arai et al., 2001; Choi, Kwon, 2005] (см. рис. 5д) и континентальной окраины в районе Сихотэ-Алинь [Arai et al., 2007] (см. рис. 5е). Такое же положение занимают точки составов шпинелей большинства лерцолитов Вьетнама как дискретного, так и комплексного (консерванты) типов (см. рис. 5ж) и Валовой (см. рис. 5и). Гарцбургиты Вьетнама более деплетированные. Часть составов лерцолитов обоих типов значительно сдвинута в сторону большей железистости оливина и попадает в поле метасоматически обогащенных перидотитов, выделенное при изучении ксенолитов на вулканах Мегата в задуговой части японской островной дуги [Abe et al., 2003]. Шпинели гацбургитов и верлитов Бакенинга при той же низкой хромистости целиком выходят за рамки мантийной корреляции OSMA и образуют свое изолированное поле составов (см. рис. 5з). Железистые ксенолиты всех трех регионов содержат интерстиционный амфибол, а некоторые ксенолиты-консерванты Вьетнама еще и флогопит (см. рис. 5ж, обр. 100/1). Участие здесь этих вторичных процессов щелочного метасоматоза вполне аргументировано, хотя масштабы их проявления в случае Бакенинга кажутся чрезмерными. Возможно, здесь произошло образование существенно иной по составу мантии новейшего рифтогенеза. В отношении метасоматически измененных ксенолитов Шивелуча и Харчинского вулканов такой выход из области OSMA также понятен (см. рис. 5а). Но большой тренд составов шпинелей Ключевского вулкана с выходом оливина до  $F_0 = 70$ , по всей вероятности, имеет кумулятивное происхождение.

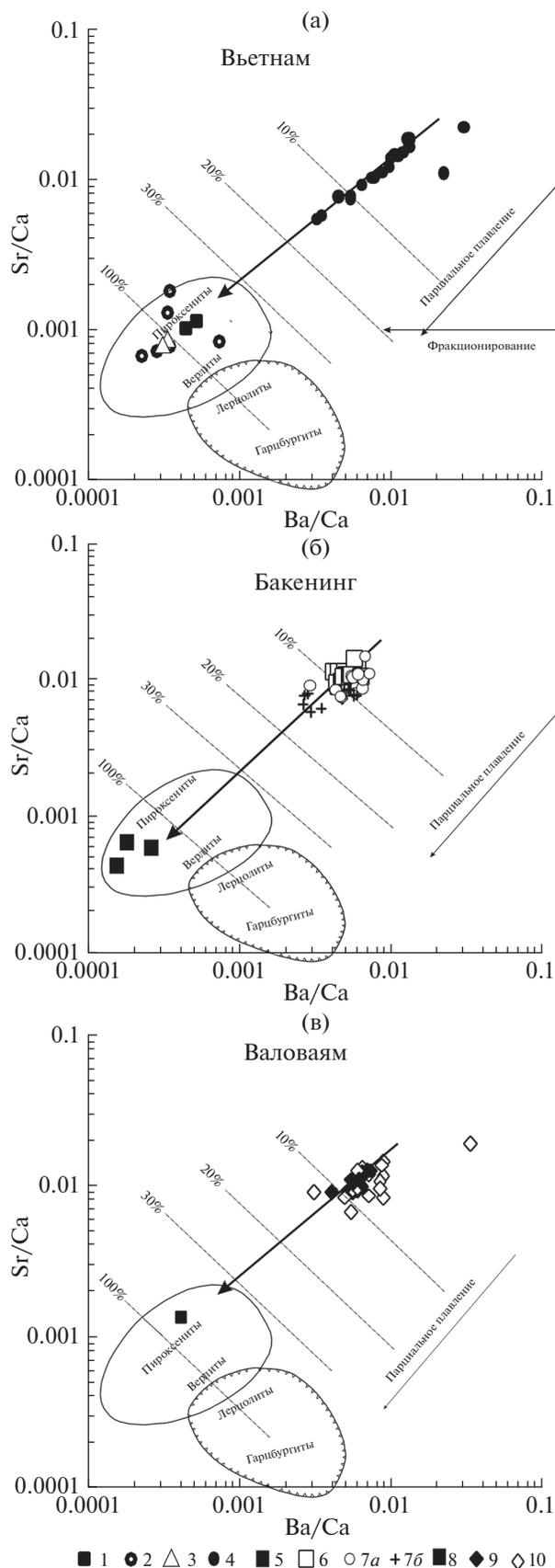
Таким образом, можно однозначно утверждать, что оба региона: Вьетнам и Валовая по типу предполагаемого мантийного субстрата относятся к континентальной окраине, а положение значительной части их мантийных составов в поле перидотитов “океанических горячих точек” подтверждает предположение об участии “плюмогенного” источника в вулканизме этих регионов.

Стекла “черных” пироксенитов как показатель изменения состава расплавов в ходе декомпрессионного плавления ксенолитов в обстановке щелочного метасоматоза. Стекла состава высокотитанистых базальтов-андезибазальтов с

высокой щелочностью – особый тип, который встречается только в ассоциации с ксенолитами “черной” серии. В “зеленой” серии таких пород отмечаются стекла более кислого и менее титанистого состава [Ryabchikov et al., 1995] (см. рис. 1, поле 1, рис. 3, поле 1). Иногда они рассматриваются [Francis, 1976; Zinngrebe, Foley, 1995; Ackermann, 2013] в составе своеобразных силикатных или силикатно-карбонатных “пакетов плавления” (melt packets). Происхождение этих пакетов описывается либо как результат распада минералов (амфибола и слюды, ортопироксена и шпинели), или как следствие реакции перидотитов с мигрирующими расплавами или флюидами в верхней мантии, а иногда как внедрения вмещающей магмы в ксенолиты.

В нашем случае стекла – это “замороженные” расплавы, которые совместно с ортопироксеном образуются в результате инконгруэнтного декомпрессионного плавления “черных” пироксенитов. А оливины и шпинели в них являются вторичными, дочерними фазами. При этом составы стекол меняются в зависимости от того, на какой глубине происходит их образование. Но картина усложняется наложением щелочного метасоматоза, который может быть разноглубинным и по-разному влиять на изменение концентраций отдельных компонентов. В общем случае выявляются такие закономерности, как уменьшение содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , но увеличение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (в противоположность  $\text{MgO}$ ) по мере возрастания глубины возникновения расплавов. Последнее особенно важно при интерпретации особенностей происхождения серий, когда глиноземистые и магнезиальные базальтоиды сосуществуют в одном непрерывном разрезе. Нет необходимости искать для них разные мантийные источники. Попеременная активность разноглубинных магматических очагов вполне объясняет наблюдаемые закономерности изменения составов.

К петрологической модели. Существующие представления о возможном происхождении ксенолитов “черной” серии подробно были рассмотрены в первой части нашей работы. Большинство исследователей сходятся во мнении о том, что эти ксенолиты образовались из расплавов (флюидо-расплавов) плюмогенного происхождения [Колосков, 1999; Arai et al., 2000, 2007; Шарков, Богатиков, 2015, 2019]. Но каков состав источника плавления? Если высокотитанистые стекла “черных” пироксенитов образуются только при плавлении пород “черной” серии, тогда как возникают сами ксенолиты этой серии, будучи первоначально “плюмогенными” расплавами? Очевидно, это может произойти при большой степени плавления той части мантийного диапира, которая близка по составу к породам этой серии. Как видно на рис. 6,

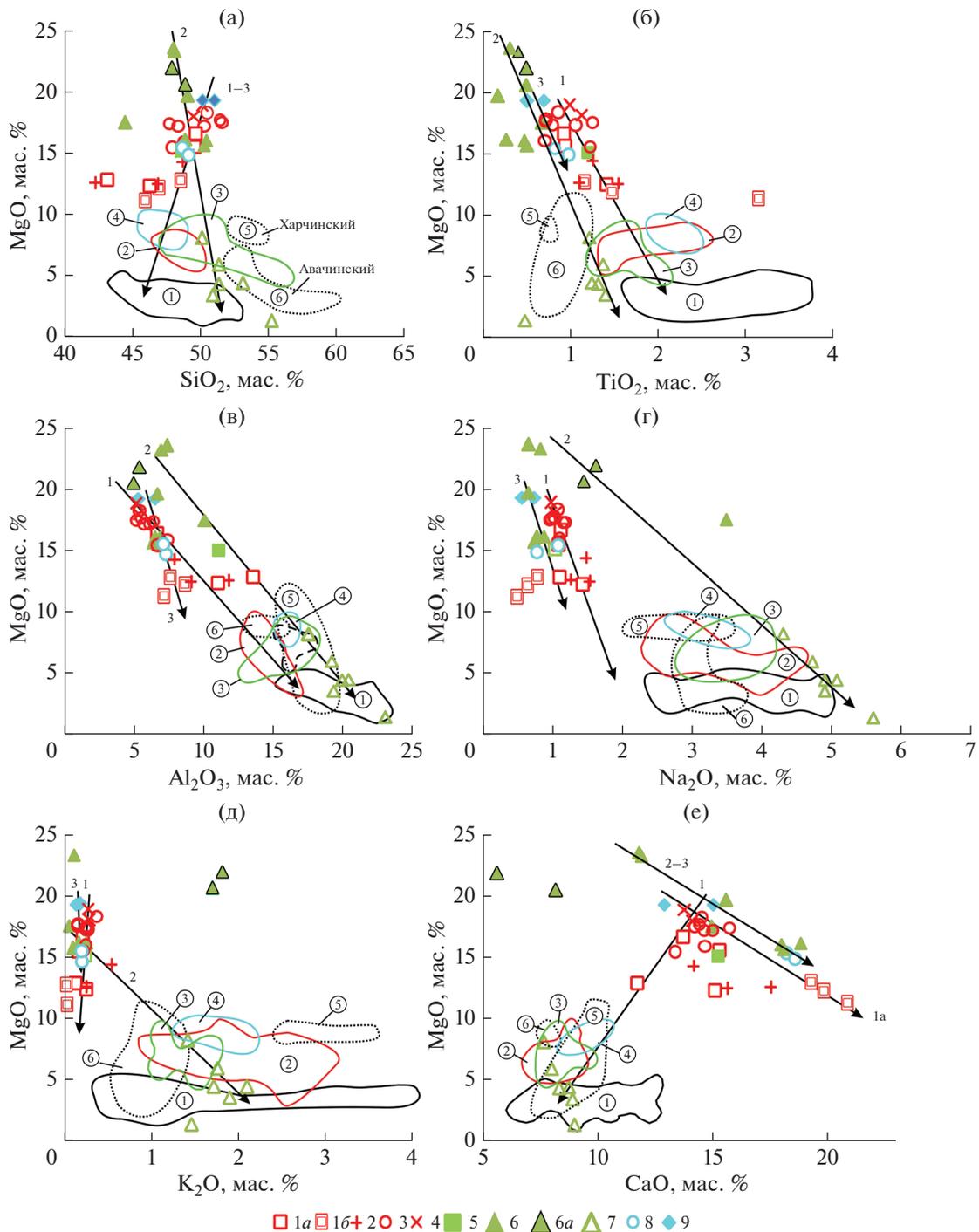


все точки составов “черных” пироксенитов, независимо от того, имитируют ли они состав плавящегося субстрата или являются результатом кристаллизации расплавов, образовавшихся при его плавлении, тесно группируются в области предполагаемых мантийных источников, что свидетельствует о большой степени его плавления при образовании этих расплавов. С другой стороны, расплавы для несущих эти ксенолиты щелочных базальтов и базанитов всех трех регионов можно получить при относительно малой степени плавления (порядка 10% и менее) тех же “черных” пироксенитов. Комплиментарные пары ксенолит-вулканит ранее были использованы для создания петрологических моделей образования вулканитов “внутриплитного” типа Бакенинга [Колосков, Ананьев, 2020] и Валовой [Колосков и др., 2018]. Как видно (см. рис. 6а), такая комплиментарная пара существует и для Вьетнама.

Проведем сопоставление полей распространения фигуративных точек ксенолитов “черных” пироксенитов рассматриваемых регионов, стекол их плавления, а также вулканитов, несущих эти ксенолиты. Для сравнения выберем также составы “островодужных” вулканитов Харчинского и Авачинского вулканов, несущих мантийные ксенолиты (рис. 7). Комплиментарные пары ксенолит-вулканит для всех трех регионов согласованно меняют свои составы в отношении  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . С уменьшением степени плавления (магнезиальности) направленно меняется состав ксенолитов Вьетнама и мы по стрелке тренда 1 последовательно попадаем сначала в поля ксенолит-содержащих вулканитов, а затем и стекол плавления (см. рис. 7а–в). Подобный переход для Бакенинга фиксируется трендом 2. В отношении Валовой картина более сложная: ксенолит-содержащие вулканиты здесь обогащены  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а данные по стеклам отсутствуют. Для Вьетнама и Валовой обогащение ксенолит-содержащих вулканитов и стекол для первого щелочами не связано с характером плавления. Здесь это – наложенный процесс щелочного метасома-

Рис. 6. Соотношение Sr/Ca–Ba/Ca в ксенолитах и вулканитах Вьетнама (1–4), Бакенинга (5–7) и Валовой (8–10).

Ксенолиты “черной” серии: 1, 5, 8 – мономинеральные пироксениты, 2 – везувиты, 3 – оливиновые пироксениты, 4–10 – вулканиты: 4 – щелочные базальты и базаниты, несущие мантийные включения, 6 – субщелочные базальтоиды плато, содержащие мантийные ксенолиты, 7 – лавы вулкана Бакенинг глиноземистые (а) и магнезиальные (б), 9, 10 – вулканиты внутриплитного (9) и островодужного (10) типов. Использованы данные из работ [Колосков и др., 2016, 2018; Колосков, Ананьев, 2020; Dorendorf et al., 2000].



**Рис. 7.** Соотношение MgO–SiO<sub>2</sub> (а), MgO–TiO<sub>2</sub> (б), MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в), MgO–Na<sub>2</sub>O (г), MgO–K<sub>2</sub>O (д), MgO–CaO (е) в ксенолитах и стеклах Вьетнама (1–4), Бакенинга (5–7) и Валовой (8, 9).

Ксенолиты “черной” серии: 1 – пироксениты-узники в сложных ксенолитах (а), реликты в стекле (б); 2, 5, 8 – моно-минеральные пироксениты; 3, 6, 6а – реликты в стекле; 9 – вебстериты; 4 – оливиновые пироксениты; 7 – стекла в оливиновых пироксенитах. Поля составов: стекол плавления ксенолитов Вьетнама (1), вулканитов, несущих включения (Вьетнама (2), Бакенинга (3), Валовой (4), Харчинского (5) и Авачинского (6) вулканов). Тренды: ксенолиты-ксенолит-содержащие вулканиты-стекла для Вьетнама 1, Бакенинга 2, Валовой 3.

тоза. Касательно Бакенинга, тренды 2 взаимодействия комплементарных пар хорошо проявляются по отношению к щелочам (см. рис. 7г, д).

В случае с CaO картина не очень понятна (см. рис. 7е). Согласованно меняются только составы для Вьетнама вдоль тренда 1, хотя сам тренд раз-

дваивается в сторону реликтовой фазы пироксенитов-узников.

При этом в стороне остаются поля ксенолит-содержащих “островодужных” вулканитов обоих вулканов. Для них нужна своя система ксенолит-вулканит.

Соотношение комплиментарных пар ксенолит-вулканит-стекла по основным оксидам и трендам их селективного плавления (см. рис. 6) будет использовано для создания петрологической модели, которую мы сформулируем в заключительной части работы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена петролого-геохимическая типизация ксенолитов “черных” пироксенитов и сопутствующих им включений “зеленой” серии в регионах Вьетнама, Бакенинга и Валоваям. С появлением в пироксенитах ортопироксена или оливина состав их становится более деплетированным как по макро-, так и по микрокомпонентам: возрастает магнезиальность и кремнекислотность пород, но уменьшается глиноземистость и титанистость, суммарное содержание редкоземельных и большинства флюидомобильных компонентов.

Состав пород ксенолитов-консервантов “зеленой” серии отличается своей повышенной железистостью, что позволяет считать их испытавшими тепловое воздействие в ходе внедрения мантийного диапира. Вслед за японскими учеными [Arai et al., 2000, 2007, 2008] показано, что ксенолитный материал можно использовать для реконструкции геодинамической обстановки проявляющей вулканизма. В ряду перехода: фронтальная часть островодужной системы – окраинный морской бассейн – континентальная окраина – существенно меняется отношение  $Cr/(Cr + Al)$  в шпинелях и  $Fo$  в оливинах ксенолитов с учетом щелочного метасоматоза. Это позволило однозначно отнести проявление плиоцен-четвертичного вулканизма в районах Вьетнама и Валоваям к обстановке континентальной окраины, а новейший вулканизм Бакенинга связать с проявлением молодого рифтинга в островодужной системе. В ходе декомпрессионного плавления сопряженно меняются составы ксенолитов “черной” серии и стекол их плавления: уменьшаются содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ , но возрастает  $SiO_2$  и магнезиальность пород и расплавов. Содержания  $K_2O$  и  $Na_2O$  для Вьетнама не зависят от этого процесса, а определяются интенсивностью проявления наложенного щелочного метасоматоза. В случае Бакенинга ошелачивание расплавов происходит в ходе декомпрессионного плавления ксенолитов.

Закономерности изменения составов расплавов в зависимости от глубины их возникновения

рекомендуется учитывать при петрологических построениях.

Предложена двустадийная модель петрогенезиса: 1) образование “черных” пироксенитов как следствие кристаллизации расплавов, возникших при плавлении той части плюмогенного источника, которая наиболее близка к составу этих пироксенитов, 2) возникновение внутриплитных вулканитов как результат вторичного плавления тех же “черных” пироксенитов в обстановке щелочного метасоматоза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук М., 1993. 67 с.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиды как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Ананьев В.В.* Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 2. минералогический состав вулканических пород и мантийных ксенолитов. К петрологической модели // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 12–33.
- Колосков А.В., Ананьев В.В., Федоров П.И.* “Черные” пироксениты в составе мантийных ксенолитов в вулканидах некоторых регионов Восточно-Азиатской окраины. Эволюция и петрогенезис. Часть 1. Минералогический состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 3–21.
- Колосков А.В. Хубуная С.А.* Новые данные по петрологии вулканических пород района Чичинаутзин: источники магматических расплавов и происхождение Трансмексиканского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 24–39.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
- Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В.* Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканидах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17–31.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коромантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Под ред. Б.В. Иванова. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А.* Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма

- шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
- Колосков А.В., Волюнец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 485–502.
- Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Портнягин М.В., Плечев П.Ю., Матвеев С.В. и др. Петрология “авачитов” – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). Часть I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 115–158.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. “Корни” магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // Докл. РАН. 2015. Т. 460. № 5. С. 579–584.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающей головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
- Щека С.А., Куренцова Н.А., Волюнец О.Н. Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности породообразующих минералов / Под ред. Г.Б. Левашева. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5–41.
- Abe N., Takami M., Arai S. Petrological feature of spinel lherzolite xenolith from Oki-Dogo Island: an implication for variety of the upper mantle peridotite beneath southwest Japan // Island Arc. 2003. V. 12. P. 219–232.
- Ackerman L., Spacek P., Magma T. et al. Alkaline and carbonate-rich melt metasomatism and melting of Subcontinental Lithospheric Mantle: Evidence from Mantle Xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif // J. Petrology. 2013. V. 54. № 12. P. 2597–2633.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. № 3–4. P. 191–204.
- Arai S., Ishimaru S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a Review // J. Petrology. 2008. V. 49. № 4. P. 665–695.
- Arai S., Abe N., Ishimaru S. Mantle peridotite from the Western Pacific // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 180–199.
- Arai S., Hirai H., Uto K. Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc: a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim // J. Mineral. Petrol. Sci. 2000. V. 95. № 4. P. 9–23.
- Arai S., Kida M., Abe N. et al. Petrology of peridotite xenoliths in alkali basalt (11 Ma) from Boun, Korea: an insight into the upper mantle beneath the East Asian continental margin // J. Mineral. Petrol. Sci. 2001. V. 96. P. 89–99.
- Bryant J.A., Yagodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interaction beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem., Geophys., Geosyst. 2007. V. 8. № 4. P. 1–24.
- Choi S.H., Kwon S-T. Mineral chemistry of spinel peridotite xenoliths from Baengnyeong Island, South Korea, and its implications for the paleogeotherm of the uppermost mantle // The Island Arc. 2005. V. 14. P. 236–253.
- Dorendorf F., Churikova T.G., Koloskov A.V. et al. Late Pleistocene to Golocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131–151.
- Francis D.M. The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska // J. Petrology. 1976. V. 17. № 3. P. 357–378.
- Ichiyama Y., Morishita T., Tamura A. et al. Peridotite xenoliths from the Shiribeshi Seamount, Japan Sea: insights into mantle processes in a back-arc basin // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. P. 2–16.
- Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: New data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha Volcano, Kamchatka // J. Petrology. 2010. V. 51(1–2). P. 327–361.
- Ishiwatari A. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 89. P. 155–167.
- McDonough W.P., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Ninomiya C., Arai S., Ishii T. Peridotite xenoliths from the Takeshima seamount, Japan: an insight into the upper mantle beneath the Sea of Japan // Jpn. Mag. Mineral. Petrol. Sci. 2007. V. 36. P. 1–14.
- Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics: The Geological Society of London Special Publication / Eds H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B. Harris, C.R. Neary. 1993. V. 76. P. 373–403.
- Pecerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Ryabchikov I.D., Ntaflos T., Kurat G. et al. Glass-bearing xenoliths from Cape Verde: evidence for a hot rising mantle jet // Mineral. Petrol. 1995. V. 55. P. 217–237.
- Siegrist M., Yagodzinski G., Bizimis M. et al. Fragments of Metasomatized Forearc: Origin and implications of mafic and ultramafic xenoliths from Kharchinsky volcano, Kamchatka // Geochem., Geophys., Geosystems. 2019. V. 20(9). P. 4426–4456.
- Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // Miner. Magazine. 1974. V. 39. P. 768–787.
- Yu Y.G., Sun M., Yan W. et al. Xenolith evidence for polibaric melting and stratification of the upper mantle beneath South China // Asian J. Earth Sci. 2002. V. 20. P. 937–954.
- Yu J-H., O'Reilly S.Y., Zhang M. et al. Roles of melting and metasomatism in the formation of lithosphere mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 1–29.
- Zinngrebe E., Foley S.F. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 122. P. 79–96.

**“Black” Pyroxenites in Composition of Mantle Xenoliths in Volcanic Rocks from Some Areas in the East Asian Margin. Evolution and Petrogenesis.  
Part 2. Petrological and Geochemical Composition, the Model of Petrogenesis**

**A. V. Koloskov<sup>1, \*</sup>, V. V. Ananiev<sup>1</sup>, and P. I. Fedorov<sup>2, \*\*</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: kolosav@kscnet.ru*

*\*\*e-mail: pi\_fedorov@mail.ru*

This paper presents the results of petrological and geochemical typification of xenoliths in “black” pyroxenites and associated inclusions in “green” series from Vietnam, Bakening Volcano and the Valovayam River. Orthopyroxene or olivine affects the composition of pyroxenite and makes it more depleted in both macro- and microcomponents. Rocks of xenolith-preserved of the “green” series are characterized by increased iron content, which makes it possible to consider them to have experienced thermal effect during the interaction of lithosphere and asthenosphere. Like the Japanese scientists, we managed to use xenolith material to reconstruct geodynamic setting of volcanism manifestation. Alkaline metasomatism significantly affects Cr/(Cr + Al) ratio in spinels and Fo in olivines from xenoliths during transition from the front part of the island arc system through the marginal marine basin to the continental margin. So we definitely consider Pliocene-Quaternary volcanism in the areas of Vietnam and the Valovayam River to be associated with the continental margin, and Bakening Volcano recent volcanism to be related to the young rifting in the island arc system. In the process of decompression melting the compositions of “black” xenoliths and melt glasses change in conjunction: the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO contents decrease, the SiO<sub>2</sub> and MgO of rocks and melts increase. The K<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O contents do not depend on this process, but depend on the alkaline metasomatism intensity. We propose the two-stage petrogenesis model: 1) “black” pyroxenites resulted from melts crystallization formed during the melt of that part of the plumogenic source, which is closer to composition of these pyroxenites, 2) the intraplate volcanic rocks formation as the result of secondary melting of the same “black” pyroxenites under conditions of alkaline metasomatism.

*Keywords:* petrology, geochemistry, xenoliths of “black” series, melting glasses, Vietnam, Bakening Volcano, The Valovayam River, mantle plumes

УДК 551.21

## СЕДАНКИНСКИЙ ДОЛ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ): ИЗОТОПНЫЙ К–Аг ВОЗРАСТ ВУЛКАНОВ, ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

© 2021 г. М. М. Певзнер<sup>а, \*</sup>, А. О. Волюнец<sup>б</sup>, В. А. Лебедев<sup>с</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 684006 Россия

<sup>с</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: m\_pevzner@mail.ru

Поступила в редакцию 12.01.2021 г.

После доработки 18.03.2021 г.

Принята к публикации 23.03.2021 г.

Впервые получена серия из 10 изотопных К–Аг дат для лавовых центров Седанкинского Дола, расположенного в северной части Срединного хребта Камчатки. Установлено, что вулканизм в этом районе начал проявляться как минимум в среднем плейстоцене. Для доголоценового времени выделено четыре этапа активизация вулканизма (300–270, 180–160, 100–80 и между 50 и 12 тыс. л. н.), разделенных значительными по времени периодами покоя. Этапы, которые фиксируют начало вулканической деятельности и первую подачу базитовых магм на Долу, по-видимому, были обусловлены региональными причинами усиления эндогенной активности. Полученные геохронологические данные ставят под сомнение либо возраст, либо генезис ранее выделенных для данного района моренных комплексов I-й и II-й фаз позднеплейстоценового оледенения. Анализ литолого-петрографических и изотопно-геохронологических данных свидетельствует о том, что около 100–80 тыс. л. н. с приводораздельной части хребта сошел крупный обвал, отложения которого ранее выделялись как “морена I-й фазы”. Триггером этого события могло быть высокомагнитудное землетрясение, предварявшее и/или сопровождавшее новый этап активизации вулканизма, на котором зафиксированы наиболее ранние излияния оливиновых базальтов.

*Ключевые слова:* калий-аргоновое датирование, вулканизм, землетрясения, обвалы, оледенения, Камчатка, плейстоцен

DOI: 10.31857/S0203030621040039

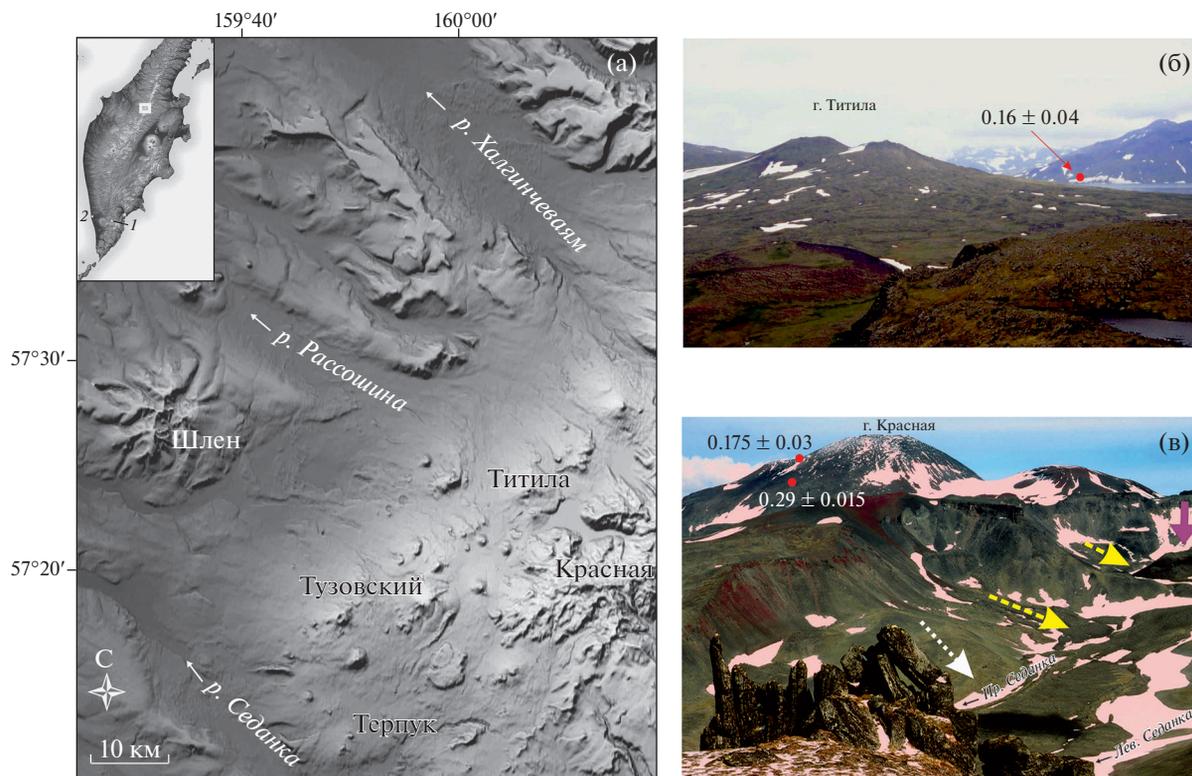
### ВВЕДЕНИЕ

Седанкинский Дол (СД) располагается на западных склонах Срединного хребта Камчатки между верхним течением р. Седанки на юге и верховьями р. Халгинчевая на севере (рис. 1а). По данным [Вулканы ..., 1972], общая площадь СД, занятая четвертичными вулканическими образованиями, составляет около 1600 км<sup>2</sup>, а объем изверженного материала – 400 км<sup>3</sup>. Среди вулканов выделяются как крупные постройки щитового типа (см. рис. 1б), так и многочисленные (около 150) шлаковые, шлаково-лавовые конусы и лавовые потоки моногенного типа. Подавляющее большинство вулканитов представлены базальтами, реже андезитобазальтами. Крупнейшая вершина СД – г. Красная (2125.2 м), она представляет собой существенно лавовый стратовулкан, названный в работе [Вулканы ..., 1972] вулканом Горного института (см. рис. 1в).

### СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОВ: ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

До недавнего времени возраст вулканов СД оценивался только по соотношению вулканических и ледниковых форм рельефа. Наиболее детальные работы, посвященные изучению морен в районе исследования, принадлежат Н.Н. Кожемяке [Вулканы ..., 1972; Кожемяка, 1966; Огородов, Кожемяка, 1969 и др.].

На карте Н.В. Огородова и Н.Н. Кожемяки [1969] (рис. 2а) показано соотношение лав СД с ледниковыми и водно-ледниковыми комплексами двухфазного позднеплейстоценового оледенения. Эти данные включены в общую схему распространения позднеплейстоценового оледенения Камчатки [Камчатка ..., 1974]. Наиболее широко морена поздней (II-й) фазы позднеплейстоцено-



**Рис. 1.** Седанкинский Дол в Срединном хребте Камчатки (а) — на врезке: район работ (белый квадрат), цифрами показаны хребет Балаганчик (1) и место датирования отложений его обвала (2), топографическая основа — теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer]; б, в — крупнейшие вулканы Дола: б — вулкан Титила, вид с северо-запада, фото с вертолета М.В. Портнягина, на переднем плане слева шлаковый конус позднеплейстоценового, справа — лавы голоценового возраста, на заднем плане справа — северное подножие массива г. Красной, в — вулкан Горного института (г. Красная), вид с юга через долину р. Седанки, фото А.С. Кириленко, по долине р. Седанки спускается голоценовый лавовый поток, его шлако-лавовый конус расположен в обвальном цирке (фрагмент конуса показан жирной стрелкой), пунктирные стрелки показывают направление схода обвалов голоценового (желтые) и позднеплейстоценового (белая) возраста. На рис. (б) и (в) показаны места отбора проб и К—Аг даты (млн лет) согласно табл. 1.

вого оледенения представлена в верховьях р. Рассошиной (см. рис. 2а, б), еще более ярко она видна и в долине р. Халгинчевая (см. рис. 1а). Морена ранней фазы (I-й) максимально широко распространена в верховьях р. Седанки (см. рис. 2а, в).

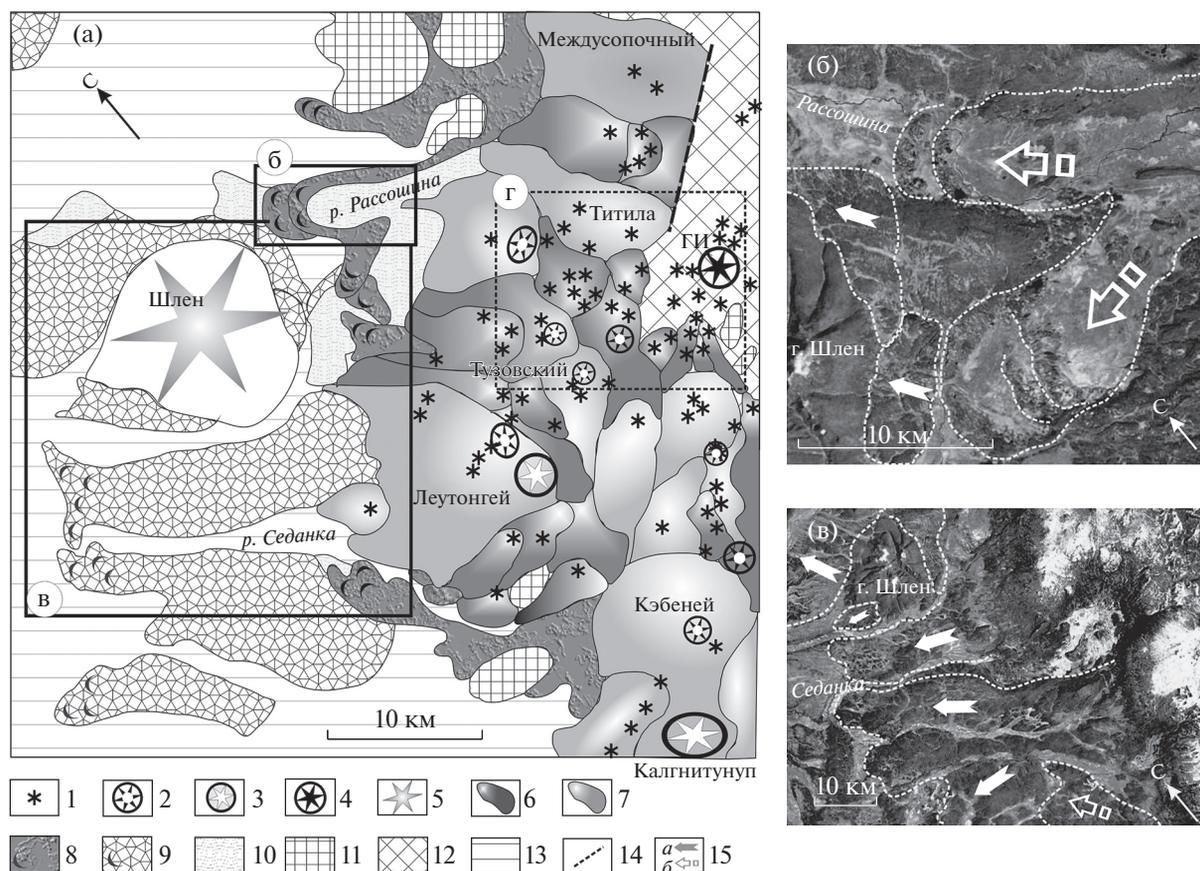
По существующим представлениям II-я заключительная фаза этого оледенения соотносится с похолоданием MIS 2, хронологически соответствует позднезырянскому (сартанскому) оледенению Сибири и на Камчатке датируется возрастом 24–18 тыс. л. н. [Краевая и др., 1983]. По данным публикаций [Кожемяка, 1966; Огородов, Кожемяка, 1969], в отложениях морены II-й фазы в изобилии присутствуют обломки оливиновых базальтов свежего облика — пород, наиболее характерных для лав СД; при этом в отложениях более древней морены I-й фазы позднеплейстоценового оледенения оливиновые базальты встречаются редко, напротив, преобладают андезиты, реже андезибазальты. I-я фаза  $Q_{III}^3$  оледенения соотносится с похолоданием MIS 4 и хронологически

соответствует раннезырянскому оледенению Сибири, которое фиксируется 75–50 тыс. л. н.

Собственно, отсутствие оливиновых базальтов в морене I-й фазы, но их наличие в морене II-й фазы, и позволяло всем нашим предшественникам считать, что базальтовый вулканизм СД начался в межстадиальное время, т.е. в интервале 50–25 тыс. л. н.

Согласно монографии [Вулканы ..., 1972], вулканизм в пределах СД проявился в позднечетвертичное время, а большая часть эруптивных центров образовалась в голоцене. Подчеркиваются весьма совершенная сохранность лавовых потоков, а также факт перекрытия ими современных аллювиальных отложений. Массив г. Красной (вулкан Горного института) отнесен к позднеплейстоцен-голоценовым образованиям.

Ближние представления о возрасте вулканитов СД можно обнаружить на крупномасштабных геологических картах [Государственная ..., 1981, 1976]. Массив г. Красной отнесен к позднеплейстоценовым образованиям. Для прочих вулкани-



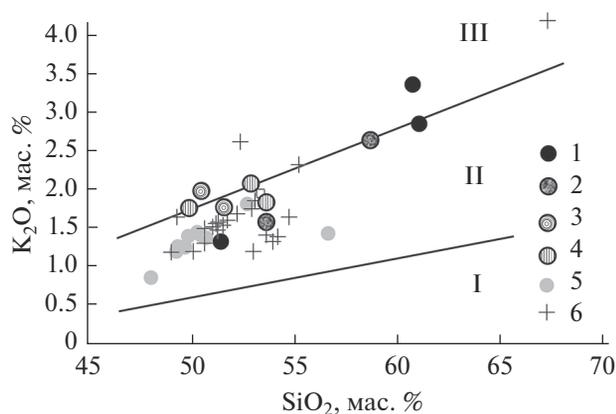
**Рис. 2.** Геолого-геоморфологическая карта-схема Седанкинского Дола по публикации [Огородов, Кожемяка, 1969] генерализованная (а). Выраженные в рельефе ледниковые комплексы II-й фазы (б) и I-й фазы (в) позднеплейстоценового оледенения; контуры по [Огородов, Кожемяка, 1969] на картографической основе Google Earth. Пунктиром оконтурен район наших исследований (г). Г.И. – вулкан Горного института (г. Красная).

1, 2 – вулканические центры  $Q_{IV}$ : 1 – шлаковые конусы моногенного типа, 2 – крупные шлаковые постройки; 3, 4 – вулканические центры  $Q_{III}-Q_{IV}$ : 3 – существенно лавовые стратовулканы, 4 – базальтовые стратовулканы; 5 – щитообразный преимущественно лавовый вулкан  $Q_{II}$ ; 6 – лавовые потоки  $Q_{IV}$ ; 7 – преимущественно лавовые образования моногенного типа  $Q_{III}^3$ ; 8, 9 – ледниковые комплексы и конечно-моренные дуги позднеплейстоценового оледенения: 8 – II-й фазы, 9 – I-й фазы; 10 – водно-ледниковые отложения; 11 – лавовые платообразные останцы  $Q_1$ ; 12 – нерасчлененные эффузивно-пирокластические отложения алнейской серии и четвертичных эффузивов  $N_{II}^3-Q_1$ ; 13 – пологовалистая структурно-денудационная равнина преимущественно на осадочном основании  $N_{II}-Q_1$ ; 14 – разрывные нарушения; 15 – направление движения ледников I-й (а) и II-й фаз (б) позднеплейстоценового оледенения.

ческих центров принят голоценовый возраст. Кроме того, на картах, в особенности [Государственная ..., 1981], показано, что молодые вулканы повсеместно перекрывают морену позднеплейстоценового возраста. А в приводораздельной части хребта имеются лишь современные голоценовые морены.

По результатам тефрохронологических исследований было установлено [Дирксен, Базанова, 2009], что в голоцене в пределах обсуждаемого района произошло не более 15 извержений. Наиболее крупное из них зафиксировано около 2700  $^{14}C$  л. н.; оно представлено обширными излияниями ба-

зальтовых лав на вулкане Титила. По результатам дешифрирования АФС и крупномасштабного геолого-геоморфологического картирования все плейстоценовые вулканы СД были разделены авторами на три возрастные группы, различающиеся по степени ледниковой обработки: 50–25, 25–15 и 15–10 тыс.  $^{14}C$  л. н. При том что авторы оперируют радиоуглеродными возрастными, собственно  $^{14}C$  датирование доголоценовой органики не проводилось. К сожалению, до сих пор не опубликована и карта с разновозрастными центрами Седанкинского Дола. По данным публикации [Дирксен, Базанова, 2009], вулканы Тузов-



**Рис. 3.** Содержание кремнезема и калия в разновозрастных лавах вулканов Седанкинского Дола, по публикации [Volynets et al., 2010]. 1 – 300–270, 2 – 180–160, 3 – 100–80, 4 – между 50 и 12 тыс. л. н., 5 – голоцен, 6 – прочие нерасчлененные по возрасту вулканы. Дискриминационные линии на диаграмме – по [A classification ..., 1989], поля: I – низко-, II – умеренно-, III – высоко-калиевые породы.

ский, Титила и Горного института (г. Красная) образовались 50–25 тыс. л. н., а вулкан Твитунуп и наложенная на него цепочка лавовых центров во время последнего оледенения 25–15 тыс. л. н.

Изотопного датирования лав в районе исследования ранее не проводилось.

### ЦЕЛЬ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цель нашего исследования состояла в определении изотопного К–Аг возраста лав нескольких эруптивных центров СД, сформировавшихся в доголоценовое время и характеризующихся разной морфологической сохранностью. Нижняя граница голоцена принята около 12 (11.7) тыс. л. н. [Head, 2019; International ..., 2020].

Опробование проводилось в ходе полевых работ сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (2002 г.) и Геологического института РАН (2004 г.). Химический состав вулканитов Седанкинского Дола опубликован в работе [Volynets et al., 2010].

Определение содержания радиогенного аргона выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$ ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии [Лебедев и др., 2010]. Датирование проведено по основной массе пород. При расчете возраста использованы константы распада калия, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии IUGS [Steiger, Jäger, 1977].

### ВОЗРАСТ ВУЛКАНОВ СЕДАНКИНСКОГО ДОЛА

Район наших исследований находится в центральной части СД (см. рис. 2г). Заранее полагая, что возраст пород окажется весьма молодым, при отборе проб для К–Аг изотопного датирования мы были вынуждены ограничиться только теми лавами, в химическом составе которых содержание  $\text{K}_2\text{O}$  превышало 1 мас. %, либо было лишь немного ниже этого значения (рис. 3). Таким образом, в нашем распоряжении оказались лавы андезитов и андезибазальтов, характеризующих стратовулкан Горного института (г. Красная) (442/3, 442/4, АВ-0287) и постамент вулкана Титила (АВ-0284, АВ-02105); серия безымянных лавовых центров моногенного типа, представленных базальтами и андезибазальтами, расположенных на подножии вулканов Тузовского (АВ-0294) и Титила (АВ-0247, АВ-0271, АВ-0290), а также в цепочке северо-восточного простираения между вулканами Твитунуп и Титила (АВ-0234). Результаты К–Аг датирования приведены в табл. 1. На рис. 4а видно, что наиболее древние из датированных пород тяготеют к приводораздельной части хребта. Около 300 тыс. л. н. был сформирован постамент сопки Титила, а также активно извергался стратовулкан Горного института (г. Красная). Деятельность стратовулкана продолжалась и позднее (180–160 тыс. л. н.).

Позднеплейстоценовая активность около 100–80 тыс. л. н. зафиксирована в центральной части района. В это время изливались лавы на северо-восточном подножии вулкана Тузовского, а также формировалась цепочка моногенных центров между вулканами Твитунуп и Титила. Поскольку лавовый центр АВ-0294 насажен на постройку вулкана Тузовского, то возраст вулкана должен быть древнее 100 тыс. лет. Согласно публикации [Дирксен, Базанова, 2009], вулкан Тузовский объединен в одну группу с Титилой и Красной на основании схожих морфологических характеристик. Это позволяет нам предполагать, что и вулкан Тузовский, также как Титила и Красная, начал формироваться еще в среднем плейстоцене около 300 тыс. л. н.

Наиболее молодые лавы, изливавшиеся в интервале 50–12 тыс. л. н., приурочены к южному и северо-западному подножию вулкана Титила. Весьма вероятно, что некоторые из них связаны с деятельностью этого крупного вулканического центра, проявлявшего свою активность и в голоцене.

Полученные возрасты лав свидетельствуют о том, что активизация вулканизма проходила в несколько этапов (см. рис. 4б), которые имели место как в среднем (I и II), так и в позднем плейстоцене (III и IV).

I – извержения в интервале 300–270 тыс. л. н. происходили в умеренно холодное время (первая

**Таблица 1.** Результаты определения К–Аг возраста лав вулканов Седанкинского Дола

Лаб. №	Автор. №	Порода	Координаты		Калий, % ± σ	<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> (нг/г) ± σ	<sup>40</sup> Аг <sub>возд</sub> (%) в образце	Возраст, млн лет ± 2 σ
			с.ш.	в.д.				
16690	АВ-0247	ОI–P1 андезибазальт	57°22'14.53"	160°05'08.38"	1.35 ± 0.02	Не обнаружен	>99.9	<b>&lt;0.05</b>
16691	АВ-0271	ОI–P1 андезибазальт	57°25'10.24"	160°01'51.36"	1.53 ± 0.02	Не обнаружен	>99.9	<b>&lt;0.05</b>
16694	АВ-0290	ОI–P1 базальт	57°22'36.03"	160°05'08.55"	1.27 ± 0.02	Не обнаружен	>99.9	<b>&lt;0.05</b>
16689	АВ-0234	ОI–P1 базальт пористый	57°23'02.23"	160°02'23.23"	1.30 ± 0.02	0.0071 ± 0.0014	98.6	<b>0.08 ± 0.03</b>
16695	АВ-0294	ОI–P1 базальт	57°21'25.20"	159°57'46.67"	1.40 ± 0.02	0.0092 ± 0.0024	97.4	<b>0.095 ± 0.045</b>
16693	АВ-0287	Андезит афировый	57°22'28.55"	160°09'25.89"	1.85 ± 0.02	0.0204 ± 0.0023	94.2	<b>0.16 ± 0.04</b>
16697	442/3	Андезибазальт	57°19'34.00"	160°11'04.50"	1.06 ± 0.02	0.0128 ± 0.0011	96.7	<b>0.175 ± 0.030</b>
16692	АВ-0284	P1–Pх андезит	57°23'17.55"	160°07'23.74"	2.77 ± 0.03	0.0516 ± 0.0017	92.8	<b>0.27 ± 0.02</b>
16698	442/4	Андезит	57°19'22.19"	160°11'29.98"	2.49 ± 0.03	0.0497 ± 0.0010	87.1	<b>0.290 ± 0.015</b>
16696	АВ-02105	ОI–P1 базальт	57°23'37.56"	160°09'07.91"	0.92 ± 0.015	0.019 ± 0.003	93.9	<b>0.30 ± 0.09</b>

половина MIS 8)<sup>1</sup>. Породы представлены андезитами, реже базальтами.

II – извержения в интервале 180–160 тыс. л. н. также происходили в умеренно холодное время (первая половина MIS 6). Породы представлены андезитами и андезибазальтами.

III – извержения, которые зафиксированы в интервале 100–80 тыс. л. н., хронологически соответствуют второй половине MIS 5, когда было довольно тепло. Породы представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами.

IV – извержения моложе 50 тыс. лет, но древнее 12 тыс. лет. Этот временной интервал характеризуется умеренно холодным (вторая половина MIS 3) и холодным (MIS 2) климатом. Породы представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами.

Полученная нами первая серия из десяти изотопных К–Аг дат (см. табл. 1) позволяет составить самые общие представления о возрасте и частоте извержений в районе исследования, но ни в коем случае не претендует на исчерпывающую полноту. Тем не менее, полученные данные позволяют заключить, что вулканы Седанкинского Дола формировались на протяжении длительного времени, начиная со среднего плейстоцена. Активизация вулканизма, по-видимому, происходила в несколько этапов, разделенных значительными по времени периодами покоя (см. рис. 4б). Извержения происходили как в теплые, так и в холодные климатические эпохи. Для среднеплейстоценового времени скорее характерны лавы андезитового состава, хотя зафиксированы и существенно более основные породы вплоть до базальтов. В

позднем плейстоцене в основном изливались базальты.

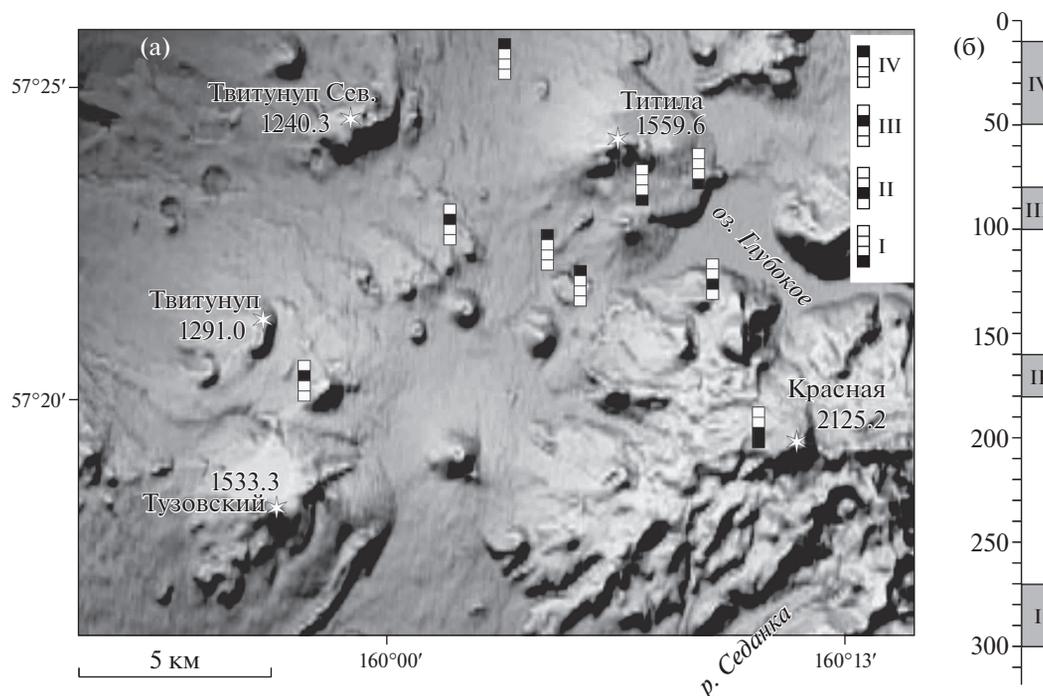
По-видимому, установленные нами этапы активизации вулканизма СД имели региональный характер. В среднем плейстоцене около 0.3 млн л. н. начинаются извержения в массиве Ключевской группы вулканов [Calkins, 2004; Churikova et al., 2015], в Срединном хребте Камчатки формируются стратовулканы Ичинский и Хангар [Певзнер и др., 2019]. В это же время (0.3–0.25 млн л. н.) образуются многочисленные моногенные центры на восточной Камчатке [Nishizawa et al., 2017]; в Срединном хребте вулканизм моногенного типа проявляется в массиве вулкана Ахтанг [Волюнец и др., 2020].

В позднем плейстоцене около 0.08 млн л. н. начинаются извержения в массиве вулкана Толбачик [Churikova et al., 2015], на вулкане Шивелуч после длительного периода покоя возобновляется активность – изливаются значительные объемы лав оливиновых андезибазальтов [Певзнер и др., 2018].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно нашим данным (см. табл. 1), I этап вулканизма (300–270 тыс. л. н.) характеризуется извержением андезитов, а II этап (180–160 тыс. л. н.) – андезибазальтов. Оливиновые базальты появляются только на III этапе (100–80 тыс. л. н.) и извергаются вплоть до голоцена. Получается, что, отложения морены I-й фазы (75–50 тыс. л. н.), для которой характерен преимущественно андезитовый материал, не могли быть образованы позже, чем начались извержения оливиновых базальтов, т.е. 100–80 тыс. л. н. Если обсуждаемые отложения действительно имеют ледниковый генезис, то остается предполагать, что они обязаны своим происхождением таянию среднеплейстоценового ледника, сфор-

<sup>1</sup> Здесь и далее данные о возрасте и характеристике климата морских изотопно-кислородных стадий (MIS), по [Lisiecki, Raymo, 2005].



**Рис. 4.** Вулканы центральной части Седанкинского Дола (а), топографическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer]; этапы активизации вулканизма доголоценового возраста (б): I – 300–270, II – 180–160, III – 100–80, IV – между 50 и 12 тыс. л. н.

мировавшегося около 150–130 тыс. л. н. во время сильного похолодания MIS 6. Примечательно, что для последних 180 тыс. лет на Аляске и в северной Канаде, где климат гораздо более суровый, чем на Камчатке, выделяют ледники, связанные только с похолоданиями MIS 6 и MIS 2, а оледенение на протяжении стадии MIS 4 не зафиксировано [Duk-Rodkin, Varendregt, 2011].

По данным монографии [Вулканы ..., 1972], морена I-й фазы в районе СД сложена неслоистыми отложениями с валунами, галечниками и гравийниками, а ее кровля представлена почти чистым илесто-глинистым горизонтом до 1 м мощностью. Такое строение толщи не характерно для ледниковых отложений. По современным данным подобные морфоструктурные образования, в составе которых присутствуют и валуны, и галечники, и иловатые отложения, часто интерпретируются как обвалы, оползни и сопряженные с ними грязевые и грязекаменные потоки [Carrasco-Núñez et al., 2006; Landslides ..., 2012; Linares-Guerrero et al., 2007; Mirus et al., 2020; Nagel, 2004; Natural ..., 2011 и др.]. Моренные комплексы I-й фазы (см. рис. 2в) имеют довольно хорошую морфологическую выраженность, поэтому крайне трудно допустить, что они образовались ранее 100 тыс. л. н. Но если предположить, что обсуждаемые отложения никак не связаны с деятельностью ледников и, соответственно, не должны быть приурочены к наиболее сильным эпохам по-

холодания, то противоречие возраст/морфология может быть устранено.

На Камчатке обвалы на вулканах сходят довольно часто, они зафиксированы как в исторический период [Melekestev, 2006], так и в позднелайстоцен-голоценовое время [Ponomareva et al., 2006]. Наиболее крупные из них (протяженность до 30–40 км и площадь до 30 км<sup>2</sup>) сходили в позднем плейстоцене и хронологически приурочены к этапам региональной активизации вулканизма [Bazanov et al., 2016; Ponomareva et al., 2006]. Можно предположить, что “морена I-й фазы” на СД представляет собой крупный обвал (скорее серию обвалов, возможно, оползней), который сошел с приводораздельной части хребта (андезитовый материал характерен для массива г. Красной). Лучше всего отложения этого события выражены в верховьях р. Седанки (см. рис. 2а, в), поэтому далее будем называть его “обвал Седанка”. Согласно данным рис. 2а, дальность распространения обломочного материала обвала Седанка могла составлять 50–70 км, а первичная площадь отложений могла быть от одной до двух тысяч км<sup>2</sup>, что, безусловно, заметно превышает ранее установленные параметры для наиболее крупных обвалов позднелайстоценового времени. Однако известны обвалы и оползни, для которых характерны гигантские объемы перемещенного материала, а их протяженность превышает 120

км [Blahút et al., 2019; Carrasco-Núñez et al., 2006; Cortés et al., 2019; Crandell et al., 1984; Dufresne et al., 2020 и др.].

Отложения одного из таких гигантских обвалов были установлены на юго-западе полуострова. Изучая “морену I-й фазы” на Охотоморском берегу Камчатки (см. рис. 1, врезка) в районе р. Митога 2-я, мы определили изотопный урановый возраст отложений, он составил около 80 тыс. лет [Певзнер и др., 2021]. Это время (вторая половина MIS 5) характеризуется довольно теплым климатом, когда формирование масштабного оледенения невозможно. Состав обломков (глыбы, валуны, галька преимущественно вулканитов основного состава) и наличие специфического суглинистого горизонта позволили нам интерпретировать эти отложения как катастрофический обвал хребта Балаганчик (см. рис. 1, врезка). При этом дальность распространения материала обвала и сопряженных грязевых потоков составила не менее 100 км, а занятая ими площадь оказалась не менее 1500 км<sup>2</sup>. Указанные параметры для обвала хребта Балаганчик, сошедшего в южной части Срединного хребта Камчатки, довольно близки к таковым для валунно-галечного-гравийных и илесто-глинистых толщ, выделенных ранее на периферии Седанкинского Дола (северная часть Срединного хребта) как “морена I-й фазы”.

Незначительное количество базальтов на фоне преобладающего андезитового и андезибазальтового материала в “морене I-й фазы” СД позволяет нам предполагать, что эта толща образовалась хронологически близко к третьему этапу активности, когда 100–80 тыс. л. н. на СД отмечены первые излияния оливиновых базальтов. Не имея прямых изотопных дат, мы вынуждены пока оценить возраст обвала Седанка (“морены I-й фазы”) между 100 и 80 тыс. л. н. Очевидно, что каждый этап активизации вулканизма на СД сопровождался значительными землетрясениями. Весьма вероятно, что сейсмическая активность, предшествующая или сопровождавшая начало этапа III, привела к сходу крупного обвала в массиве г. Красной. Довольно близкие морфологические признаки отложений “морены I-й фазы” на Седанкинском Долу (обвал Седанка) и на Охотоморском берегу Камчатки (обвал хребта Балаганчик) могут свидетельствовать о близком возрасте этих событий (около 80 тыс. лет), однако это предположение требует подтверждения. Таким образом, мы приходим к тому, что наша оценка возраста схода обвала Седанки (около 80 (100–80) тыс. лет) оказывается близка, но все же несколько древнее, чем ранее предполагаемый возраст “морены I-й фазы” (75–50 тыс. лет). Выше мы обсуждали, что климатические характеристики изотопной стадии MIS 4 не располагали к формированию обширных ледников и связанных с ними морен-

ных комплексов, что и вынуждает нас предполагать не ледниковый, а обвальный или обвально-оползневой генезис отложений. В связи с этим хочется отметить, что в работе [Barr, Clark, 2012] специально подчеркивается, что ранее выделенные на территории Камчатки ледниковые комплексы не только имеют аномально большие объемы, но и хронологически камчатские оледенения должны были бы происходить асинхронно с оледенениями в других частях Северного полушария. Не ледниковое происхождение обсуждаемых толщ может снять это противоречие.

По данным монографии [Вулканы ..., 1972], фронтальные валы морены II-й фазы сложены валунами, галечниками и гравийниками. В верхних горизонтах встречаются остроугольный обломочный материал и шлаки базальтового состава. Крупные валуны и галька в разрезах моренных гряд обычно залегают упорядоченно, оси обломков ориентированы согласно с общей ориентировкой моренных гряд и направлением движения ледника. Как впереди, так и позади моренных гряд обычно распространены водно-ледниковые отложения, представленные песками и илесто-глинистым материалом.

Формально мы не имеем достаточных оснований подвергать сомнению ни возраст (24–18 тыс. лет), ни генезис отложений морены II-й фазы оледенения, насыщенной обломками оливиновых базальтов. Однако перечисленные особенности отложений никак не могут свидетельствовать исключительно о ледниковом происхождении толщи. В связи с этим сомнения по поводу отложений ранней фазы оледенения в полной мере могут относиться и к поздней.

Примечательно, что морфология и особенности стратификации материала в ранее выделенных разновозрастных моренных комплексах сильно отличаются. Как было рассмотрено выше, для фронтальных частей морены II-й фазы характерны прекрасно выраженные конечно-моренные валы, сложенные грубым каменным материалом, а выше по течению распространен песчано-илистый материал (см. рис. 2а, б). Подобные фациальные изменения можно объяснить, если только допустить стремительный спуск ледника, что крайне маловероятно во время сильного похолодания и длительного существования оледенения. Однако такое строение весьма характерно для крупных грязекаменных потоков: более грубый материал отлагается во фронтальной части потока, а более мелкий – выше по течению, в результате чего формируются крутые фронтальные валы, сложенные ориентированными по направлению движения потока валунами [Hotta, 2012; Zhu et al., 2020].

В любом случае требуются дополнительные работы по идентификации отложений и уточне-

нию возраста моренных комплексов (?) и крупномасштабных обвалов и оползней на западной периферии Седанкинского Дола.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые получена серия изотопных К–Аг дат для лав Седанкинского Дола. Установлено, что вулканизм в этом районе начался как минимум в среднем плейстоцене (около 300 тыс. л. н.). Активизация вулканизма происходила в несколько этапов (300–270, 180–160, 100–80 и между 50 и 12 тыс. л. н.), разделенных значительными по времени периодами покоя. В среднем плейстоцене начали формироваться крупные щитовые и существенно лавовые стратовулканы Титила, Тузовский и Горного института (г. Красная), для которых характерны лавы преимущественно андезитового и андезитобазальтового составов. В позднеплейстоценовое время (около 100–80 тыс. л. н) начались обширные излияния оливин-плагиоклазовых базальтов; формировались многочисленные шлаковые конусы и лавовые потоки, доголоценовая активность зафиксирована и на вулкане Титила. Этапы, которые фиксируют начало вулканической деятельности (I) и первую подачу базитовых магм (III) на Долу, по-видимому, были обусловлены региональными причинами усиления эндогенной активности.

Данные о широком распространении на западной периферии Седанкинского Дола морен раннезырянского времени не подтвердились. Возможно, масштабы позднеплейстоценового оледенения были существенно меньше, чем принято считать.

Новые изотопно-геохронологические данные в совокупности с литолого-петрографическими характеристиками ранее выделенных “морен I-й фазы позднеплейстоценового оледенения” позволяют предполагать, что 80 (100–80) тыс. л. н. в массиве г. Красной (приводораздельная часть хребта) произошел крупный обвал или оползень, сопровождавшийся сходом грязевых потоков. Обвал мог быть вызван сейсмическими событиями, предвращавшими и/или сопровождавшими начало нового этапа вулканической активности в северной части Срединного хребта Камчатки.

Морфологические особенности, на основании которых ранее проводилось разделение вулканов на разные возрастные группы, весьма информативны, но при отсутствии прямого изотопного датирования лав, могут быть использованы только для относительного датирования.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам статьи за высказанные замечания, которые позволили улучшить рукопись; О.В. Дирксену, М.В. Портнягину,

Л.И. Базановой, М.Ю. Пузанкову и А.Н. Рогозину – за помощь при организации и проведении полевых работ 2002 г., М.В. Портнягину и А.С. Кириленко – за предоставленные фотографии.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по теме ГИН РАН № 0135-2019-0059, ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004, при финансовой поддержке Гранта Jack Kleinman Internship for Volcano Research 2002 (полевые работы 2002 г.) и проекта РФФИ № 20-05-00085 (изотопное датирование и написание статьи).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А. и др.* Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного хребта Камчатки: возраст, геохимия и изотопные характеристики пород массивов гор Ахтанг и Костина // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 862–878.  
<https://doi.org/10.15372/GiG2019158>
- Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки / Отв. ред. Э.Н. Эрлих. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание первое. Лист О-57-XXIII / Заботкин Л.В., Найденов Ю.Ф., Гудына Э.Д. / Ред. В.К. Ротман. Л.: Картфабрика “Аэрогеология”, 1981.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание первое. Лист О-57-XXIX / Дараган Е.В., Ильина Г.А., Найденов Ю.Ф. / Ред. Т.Ф. Мороз. Л.: Картфабрика “Аэрогеология”, 1976.
- Дирксен О.В., Базанова Л.И.* Позднетчетвертичный вулканизм Седанкинского Дола, Срединный хребет, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (Т. 1), 22–27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 355–358.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Кожемяка Н.Н.* Особенности четвертичного оледенения центральной части Срединного хребта // Вопросы географии Камчатки. 1966. Вып. IV. С. 63–69.
- Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Егорова И.А. и др.* Возраст последнего позднеплейстоценового оледенения Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1983. № 1. С. 90–94.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К–Аг и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н.* К вопросу о принципах расчленения и картирования четвертичных эффузивов в Срединном хребте Камчатки // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 76–82.

- Певзнер М.М., Лебедев В.А., Вольнец А.О. и др.* Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Докл. АН. 2019. Т. 489. № 6. С. 616–620.  
<https://doi.org/10.31857/S0869-56524896616-620>
- Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.* Вулканический массив Шивелуч, Камчатка: этапы развития магматической системы (результаты геохронологических и термобарогеохимических исследований) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 15–25.  
<https://doi.org/10.1134/S0203030618040065>
- Певзнер М.М., Максимов Ф.Е., Каримов Т.Д. и др.* Позднеплейстоценовый катастрофический обвал хребта Балаганчик по данным изучения опорного разреза Митога 2-я (Западная Камчатка) // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 1. С. 78–97.
- A classification of the igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences on the Systematics of Igneous Rocks / Ed. R.W. Le Maitre. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- Barr I.D., Clark C.D.* Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony // Quat. Sci. Rev. 2012. V. 53. P. 72–87.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Bazanova L.I., Melekestev I.V., Ponomareva V., Dirksen O.V.* Late Pleistocene and Holocene volcanic catastrophes in Kamchatka and in the Kuril Islands. Part 1. Types and classes of catastrophic eruptions as the leading components of volcanic catastrophism // J. Volcanology and Seismology. 2016. V. 10. № 3. P. 151–169.  
<https://doi.org/10.1134/S0742046316030027>
- Blahůt J., Balek J., Klimeš J. et al.* A comprehensive global database of giant landslides on volcanic islands // Landslides. 2019. V. 16. P. 2045–2052.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-019-01275-8>
- Calkins J.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Khapitsa Plateau and Studyonaya River basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia / Abstr. IV JKASP Int. workshop. 2004. <http://kiska.giseis.alaska.edu/kasp/kasp04/abstracts/abstracts.htm>
- Carrasco-Núñez G., Díaz-Castellón R., Siebert L. et al.* Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 158. Iss. 1–2. P. 151–176.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.025>
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al.* Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 156–181.  
<https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2015.10.026>
- Cortés A., Komorowski J.-C., Macías J.L. et al.* Late Pleistocene-Holocene Debris Avalanche Deposits from Volcán de Colima, Mexico // Volcán de Colima. Portrait of a Persistently Hazardous Volcano / Eds N. Varley, Ch.B. Connor, J.-Ch. Komorowski. Germany: Springer-Verlag GmbH, 2019. P. 55–79.
- Crandell D.R., Miller C.D., Glicken H.X. et al.* Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California // Geology. 1984. V. 12. P. 143–146.
- Dufresne A., Siebert L., Bernard B.* Distribution and Geometric Parameters of Volcanic Debris Avalanche Deposits // Volcanic Debris Avalanches – from Collapse to Hazard / Eds M. Roverato, A. Dufresne, J. Procter. Switzerland: Springer Nature Publisher, 2020. P. 75–90.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_4)
- Duk-Rodkin A., Barendregt R.W.* Stratigraphical Record of Glacials/Interglacials in Northwest Canada // Developments in Quaternary Science. 2011. V. 15. P. 661–698.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00049-0>
- Head M.J.* Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions // Quaternary International. 2019. V. 500. P. 32–51.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.018>
- Hotta N.* Basal interstitial water pressure in laboratory debris flows over a rigid bed in an open channel // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2012. V. 12. P. 2499–2505.  
<https://doi.org/10.5194/nhess-12-2499-2012>
- International Chronostratigraphic Chart. V. 2020/03. International Commission on Stratigraphy. <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03.pdf>
- Landslides: Types, Mechanisms and Modeling / Eds J.J. Clague, D. Stead. N. Y.: Cambridge University Press, 2012. 420 p.
- Linares-Guerrero E., Goujon C., Zenit R.* Increased mobility of bidisperse granular avalanches // J. Fluid Mech. 2007. V. 593. P. 475–504.  
<https://doi.org/10.1017/S0022112007008932>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $^{18}\text{O}$  records // Paleogeography. 2005. V. 20. PA1003.  
<https://doi.org/10.1029/2004PA00107>
- Melekestev I.V.* Large modern collapses on the active volcanoes of Kamchatka: Causes and mechanisms of formation // Landslides from Massive Rock Slope Failure / Eds S.G. Evans, G.S. Mugnozza, A. Strom, R.L. Hermanns. Amsterdam: Springer, 2006. P. 431–444.
- Mirus B.B., Jones E.S., Baum R.L. et al.* Landslides across the USA: occurrence, susceptibility, and data limitations // Landslides. 2020. V. 17. P. 2271–2285.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-020-01424-4>
- Nagel R.* Encyclopedia of Landforms and Other Geologic Features. V. 2. Fault, Floodplain, Geysir and hot spring, Glacial landforms and features, Landslide and other gravity movements, Mesa and butte, Meteorite crater, Mountain. Gale: UXL, 2004. 139 p.
- Natural and Artificial Rockslide Dams / Eds S.G. Evans, R.L. Hermanns, A. Strom, G. Scarascia-Mugnozza. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. 649 p.
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T. et al.* Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // Sci. Rep. 2017. V. 7(11515). P. 1–11.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-10276-3>
- Ponomareva V.V., Melekestev I.V., Dirksen O.V.* Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 158. Iss. 1–2. № 1. P. 117–138.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.016>
- Steiger R.H., Jäger H.* Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cos-

mochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.

*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 // *Contrib. Mineral.*

*Petrol.* 2010. № 159. P. 659–687.

<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0447-9>

*Zhu X., Liu B., Liu Y.* New Method for Estimating Roughness Coefficient for Debris Flows // *Water.* 2020. V. 12(2341). P. 1–15.

<https://doi.org/10.3390/w12092341>

## **Sedankinsky Dol (Sredinny Range of Kamchatka): K–Ar Age of Volcanoes and a Relationship of the Volcanic and Glacial Relief Forms**

**M. M. Pevzner<sup>1,\*</sup>, A. O. Volynets<sup>2</sup>, and V. A. Lebedev<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Geological Institute RAS, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 684006 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: [m\\_pevzner@mail.ru](mailto:m_pevzner@mail.ru)

For the first time, a series of 10 isotopic K–Ar dates was obtained for the lava centers of the Sedankinsky Dol, located in the northern part of the Sredinny Range of Kamchatka. It has been established that volcanism in this area started at least in the Middle Pleistocene. For the pre-Holocene time, four stages of volcanism activation were distinguished (300–270, 180–160, 100–80, and between 50 and 12 ka BP), separated by the significant dormancy periods. The stages that mark the onset of volcanic activity and the first supply of basic magmas within Sedankinsky Dol were apparently caused by the regional reasons of the increase of the endogenous activity. The obtained geochronological data cast doubt on either the age or the genesis of the moraine complexes of the first and second phases of the Late Pleistocene glaciation previously identified for this region. Analysis of lithological-petrographic and isotopic-geochronological data indicates that a large avalanche descended from the near-watershed part of the ridge about 100–80 thousand years ago. The deposits of this avalanche were previously identified as “phase I moraine”. This event could have been triggered by a high-magnitude earthquake that preceded and/or accompanied a new stage of volcanism activation, at which the earliest eruptions of olivine basalts were recorded.

**Keywords:** K–Ar age determination, volcanism, earthquakes, avalanches, glaciations, Kamchatka, Pleistocene

УДК 554.01

## ЗАДАЧИ И ОСОБЕННОСТИ МОНИТОРИНГА ЭКОСИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЭКОСИСТЕМЫ НИЖНЕ- КОШЕЛЕВСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2021 г. В. В. Шанина<sup>а,\*</sup>, А. Ю. Бычков<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: viosha@mail.ru

Поступила в редакцию 22.09.2020 г.

После доработки 22.02.2021 г.

Принята к публикации 17.06.2021 г.

В статье рассмотрены задачи и особенности мониторинга экосистем на примере вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелёвского термального поля (Южная Камчатка), находящегося на территории Южно-Камчатского заказника, включенного в Список объектов Всемирного культурного и природного наследия ЮНЕСКО. О необходимости обособления собственно вулканогенных экосистем писал Е.К. Мархинин [1980]. Подлинно первым опытом в отечественной литературе можно считать обособление А.М. Стенченко [1977] Узон-Гейзерного гидротермального биогеоценоза. В данной статье подробно описаны химический состав термальных вод, отличающихся высокими температурами (49–95°C) и низкими рН (3.3–6.8), и донных осадков. Представлены содержания следующих химических элементов: кремний, титан, алюминий, железо, марганец, кальций, магний, фосфор, мышьяк, скандий, никель, медь, цинк, рубидий, стронций, молибден, свинец, хром, цезий, ванадий, кобальт, кадмий, олово. Рассмотрено высокое содержание в термальных водах и донных осадках кремния и присутствие диатомовых водорослей (*Bacillariophyta*), которые могут служить индикатором устойчивого развития и существования данной вулканогенной экосистемы.

**Ключевые слова:** вулканогенная экосистема, термальные источники, Кошелёвский вулканический массив, диатомовые водоросли, Камчатка

**DOI:** 10.31857/S0203030621050060

### ВВЕДЕНИЕ

Комплексный мониторинг экосистем – система регулярных наблюдений за экосистемами с целью оценки их состояния, прогноза изменения в будущем и информационного обеспечения принятия управленческих, проектных и технологических решений в области сохранения природных ресурсов, биологического и ландшафтного разнообразия, ведения устойчивого экологически ориентированного лесного, охотничьего и сельского хозяйства [Водопьянова, 2011].

Особо охраняемые природные территории (ООПТ) – участки земли, водной поверхности и воздушного пространства над ними, где располагаются природные комплексы и объекты, которые имеют особое природоохранное, научное, культурное, эстетическое, рекреационное и оздоровительное значение, которые изъяты решениями органов государственной власти полностью или частично из хозяйственного использования и для которых установлен режим особой охраны [Реймерс, Штильмарк, 1978]. К таким территори-

ям относятся заповедники, национальные парки, федеральные заказники [Жарников и др., 2016].

О необходимости обособления вулканогенных экосистем писал Е.К. Мархинин [1980], в своей книге “Вулканы и жизнь” он рассматривал значение вулканических процессов для образования среды обитания живых организмов. Первым опытом в отечественной литературе считается обособление А.М. Стенченко Узон-Гейзерного гидротермального биогеоценоза в 1977 г. [Стенченко, 1977]. В статье “Вулканогенные экосистемы: предпосылки и возможности обособления” В.Е. Быкасов показал продуктивность разработки и создания экологического мониторинга вулканических областей в целях рационального природопользования [Быкасов, 2005]. Экосистемы термальных источников на примере Чукотского полуострова подробно рассматривались в 1981 г. [Экосистемы ..., 1981].

Выбранное для изучения Нижне-Кошелёвское термальное поле находится на территории Южно-Камчатского заказника, включенного в Список объектов Всемирного культурного и при-



**Рис. 1.** Точки опробования на территории Нижне-Кошелевского термального поля.  
а – кипящий котел (НК-1), б – пиритовый котел в Сухой воронке (НК-3).

родного наследия ЮНЕСКО. Российская Федерация взяла на себя обязательства по сохранению природных экосистем “Вулканов Камчатки”.

Основными задачами мониторинга экосистем ООПТ являются:

- оценка состава и структуры экосистем ООПТ;
- оценка состояния основных категорий природных комплексов ООПТ по совокупности критериев, основанных на биоиндикационных, биогеохимических, ландшафтных, гидрологических и других экологических показателях;
- оценка эффективности режимов охраны и природопользования на ООПТ;
- выявление угроз состоянию экосистем и их компонентов, определение основных факторов (природных и антропогенных), оказывающих негативное влияние на состояние экосистем ООПТ;
- накопление результатов мониторинга и их предоставление в установленном порядке заинтересованным органам государственного управления, государственным природоохранным учреждениям, научным организациям, общественности и другим;
- выработка рекомендаций для принятия управленческих решений в отношении природных комплексов (экосистем) ООПТ [Водопьянова, 2011].

Таким образом, целью данной работы является подробное рассмотрение вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелевского термального поля, задачей – выявление состава и структуры данной экосистемы и выработка рекомендаций для дальнейшего мониторинга.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы термальных растворов и донных осадков были отобраны в грязевых и водных кипящих котлах на территории Нижне-Кошелевского термального поля (Южная Камчатка) (в данной статье рассматриваются 8 точек) (рис. 1, табл. 1). В опробованных источниках с помощью портативного мультипараметрового анализатора WATER TEST определялись физико-химические параметры растворов: температура, pH, Eh, минерализация. Для определения минерализации вод использовали электропроводность – SEC (specific electrical conductivity), которая замеряется инструментально *in situ*. С помощью коэффициента (0.55–0.76) SEC переводится в минерализацию – TDS (total dissolved solid) [Чудаев, 2002]. Химический состав осадков изучен на кафедре инженерной и экологической геологии на рентгеновском кристалл-дифракционном вакуумном спектрометре “Спектроскан Макс GV” В.В. Шаниной под руководством проф. Е.Н. Самарина, состав термальных растворов определен на кафедре геохимии МГУ им. М.В. Ломоносова методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра Element-2 [Бычкова и др., 2016, 2020]. Фотографии диатомовых водорослей и цианобактерий сделаны с использованием растрового электронного микроскопа LEO 1450 VP старшим научным сотрудником кафедры инженерной и экологической геологии М.С. Черновым и микроскопа “Jeol JSM-6480LV” на кафедре петрологии (в лаборатории локальных методов исследования вещества) доцентом В.О. Япаскуртом.

**Таблица 1.** Кипящие водные и водно-грязевые котлы на территории Нижне-Кошелевского термального поля

Точка	Координаты	Описание	Параметры раствора
1 (НК-1)	N51°21'44.2" E156°37'59.4"	Левый берег ручья Гремучего. Неглубокий кипящий котел среди камней – прогретая площадка у склона переработанного хребтика	85°C; pH 6.10; mS 0.13; ppt 0.06 Eh 223 mV
2 (НК-2)	N51°21'45.7" E156°37'57.3"	Большой кипящий котел в центральной части поля	87°C; pH 6.45; mS 0.19; ppt 0.09 Eh –43 mV
3 (НК-3)	N51°21'45.6" E156°38'03.7"	Старый котел среди развала глыб. Много пирита (вода серого цвета с пленкой мелкодисперсного пирита на поверхности)	76.9°C; pH 3.60; mS 2.92; ppt 1.46 Eh 73 mV
4 (НК-6)	N51°21'49.6" E156°38'13.3"	На границе Верхнего участка, у ручья, стекающего со снежника. Небольшой источник из-под двух глыб. На стенках волосы Венеры	88.8°C; pH 5.02; mS 0.61; ppt 0.31 Eh –64 mV
5 (НК-10)	N51°21'44.9" E156°38'02.6"	Правый берег Гремучего ручья. Южный склон Большой сухой воронки. Небольшой новый котел (глубина до 70 см)	86.3°C; pH 4.63; mS 0.65; ppt 0.32 Eh 40 mV
6 (НК-13)	N51°21'44.4" E156°38'00.2"	Правый борт Гремучего ручья. Центр прогретой площадки с обилием фузарол. Небольшой выход с пиритом	49.1°C; pH 3.32; mS 0.97; ppt 0.48
7 (НК-14)	N51°21'44.5" E156°37'58.1"	Северный край Термального озера. Участок, насыщенный пиритом (черная вода)	95°C; pH 6.05; mS 0.21; ppt 0.10
8 (НК-17)	N51°21'45.1" E156°37'54.8"	Окраина термального поля. На 30 м выше плотины по течению ручья. На краю большого разлива ближе к ручью Гремучий – кипящий участок	91.5°C; pH 6.84; mS 0.23; ppt 0.11 Eh –8 mV

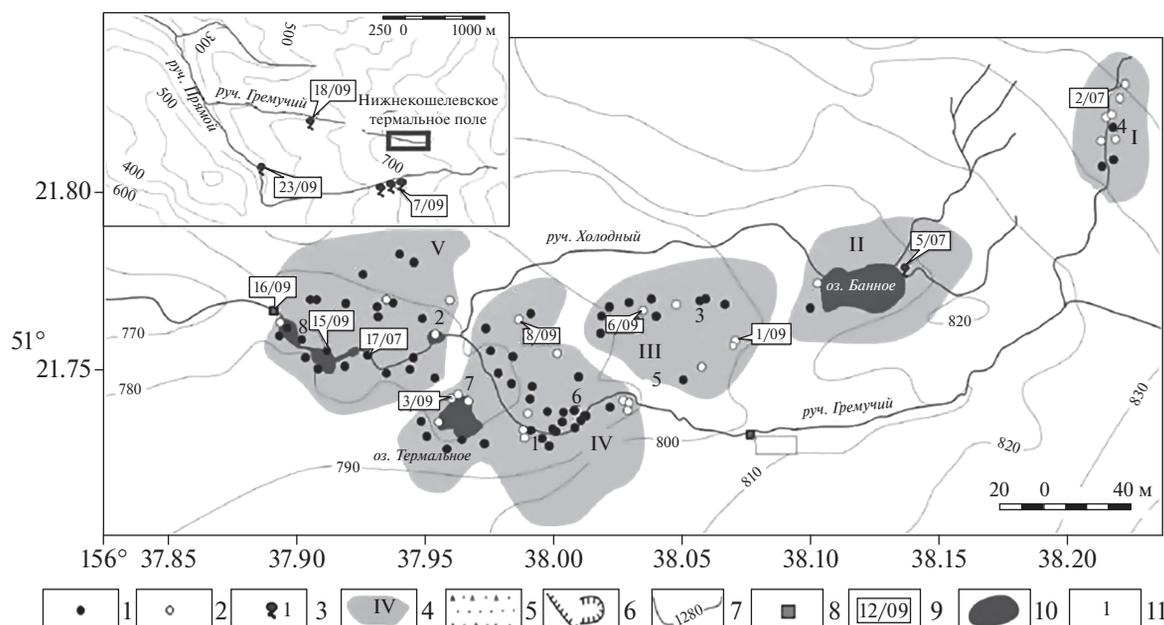
### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Кошелевский вулканический массив состоит из пяти сросшихся, полуразрушенных стратовулканов, вытянувшихся в широтном направлении. Фундамент – миоцен-плиоценовая толща, в строении которой преобладают андезитовые лавы, в подчиненном количестве лавобрекчии, туфы, туфобрекчии [Вакин и др., 1976].

На склоне Западно-Кошелевского вулкана ( $\alpha Q_{III}^1$ ) на отметке 750–800 м расположено Нижне-Кошелевское термальное поле, где на небольшой площади сконцентрировано множество мощных газопаровых струй [Вакин и др., 1976; Белоусов, 1978; Рычагов и др., 2009; Шанина и др., 2015].

Выходы Нижне-Кошелевских парогидротерм сосредоточены на площади 100 × 300 м в эрозионной котловине. Нижне-Кошелевская термоаномалия находится в сложной геоморфологической структуре, термопроявления располагаются на дне и на северном пологом склоне оврага, протянувшегося в широтном направлении [Нуждаев

и др., 2009]. На возвышенных участках располагаются струи пара, в том числе и достаточно мощные. На территории термального поля представлены различные термопроявления: газовые струи, водно-грязевые котлы, кипящие озера, мелкие разгрузки термальных вод (рис. 2). Общая минерализация вод в среднем составляет 0.3–0.7 г/л, за исключением грязевых котлов (2–3 г/л, за счет более высоких концентраций  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ) [Калачева и др., 2006]. В поверхностных проявлениях Нижне-Кошелевской термоаномалии среди основных катионов преобладает аммоний ( $NH_4^+$ ) (14–39 мг/л). Высокая концентрация аммония в гидротермальном растворе и паре приводит к широкому распространению среди низкотемпературных солей, образующихся на поверхности Нижне-Кошелевского термального поля, аммониевой минерализации, особенно чермита [Житова и др., 2019]. Концентрации  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  в большинстве источников первые мг/л. Среди анионов в поверхностных проявлениях вод преобладает сульфат-ион, а в глубинных термах Нижне-Кошелевского месторождения – гидрокарбонат-ион (до 214.8 мг/л)



**Рис. 2.** Схемы расположения основных термопроявлений Нижне-Кошелевского термального поля (на врезке термальные источники за его пределами) [Калачева и др., 2016] с дополнениями авторов.

1 – парогазовые струи; 2 – водно-грязевые котлы; 3 – термальные источники; 4 – границы термальных участков; 5 – область делювиальных отложений; 6 – эрозионные уступы; 7 – изолинии рельефа; 8 – гидростворы; 9 – номера водных проб; 10 – термальные озера; 11 – точки отбора проб, описанные в данной статье.

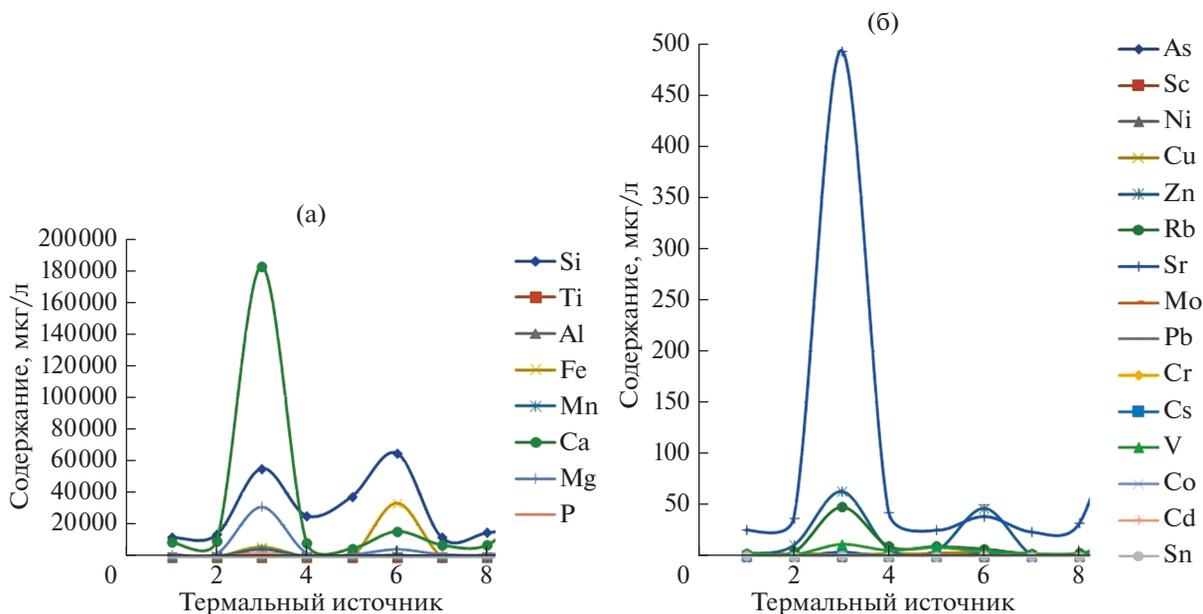
[Нуждаев, 2008; Рычагов и др., 2008]. Среди основных катионов водоносного горизонта геотермального месторождения преобладает  $\text{Na}^+$ , содержания которого составляют 56.1 мг/л. Количество  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  в растворенном состоянии в среднем в два раза выше (36.8–153.0 мг/л), чем в коллоидном. Алюминий присутствует только в поверхностных проявлениях Нижне-Кошелевских вод (0.7–6.8 мг/л) [Нуждаев, 2008; Рычагов и др., 2008].

В парово-газовых струях Нижне-Кошелевского термального поля соотношение объемов конденсата и газа довольно постоянно и составляет от 1/2.06 до 1/2.31. Обязательная составляющая –  $\text{CH}_4$  и его гомологи, присутствуют  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{Rn}$  [Белюсов и др., 1976]. По данным А.И. Поздеева и И.Н. Нажаловой [2008], в скважинах компоненты газового состава те же, что и на термальных площадках, но составы газа на разных флангах Нижне-Кошелевского участка отличаются по содержанию основных компонентов. В центральной части главные компоненты – углекислый газ – 84.65–94.24%, метан – 2.8–6.86%, азот – 1.58–7.05%, сероводород – до 1.34%. В западной части количество метана достигает 15.18–67.29%, углекислого газа – 3.54–68.5%, азота – 11.62–40.8%. На обломках пород, находящихся в струе пара, на стенках канала, часто образуются корочки минералов, например марказит-пирито-

вые, опаловые, алунитовые, гетитовые и пр. [Сергеева и др., 2019].

Температура грунтов не превышает  $110^\circ\text{C}$ . Температура гидротермальных глинистых грунтов на глубине 0.15 м –  $44.9\text{--}97.0^\circ\text{C}$ , на 0.3 м –  $52.3\text{--}98.0^\circ\text{C}$ , на 0.5 м –  $63.5\text{--}98.4^\circ\text{C}$ . Для всех наблюдательных точек характерно увеличение температуры с глубиной и уменьшение по мере удаления от центра Нижне-Кошелевской термоаномалии.

В водах Нижне-Кошелевского месторождения парогидротерм широко распространены ценозы, включающие факультативно – автотрофные и гетеротрофные бактерии, цианобактерии, сульфат-редуцирующие бактерии, нитчатые организмы, микроскопические грибы, развивающиеся при низких температурах (14, 29 и  $49^\circ\text{C}$ ). В составе ценозов обнаружены также хемолитотрофные бактерии, гетеротрофные и аэробные зеленые бактерии, являющиеся умеренно термофильными. В воде термальных источников численность термофильных сульфат-восстанавливающих бактерий составляет 102 клеток на 1 мл. В ценозах измененных пород присутствуют как мезофильные, развивающиеся при умеренных температурах, так и термофильные, развивающиеся при температурах более  $45^\circ\text{C}$ , а также экстремально термофильные с оптимальной температурой роста  $65\text{--}70^\circ\text{C}$ . В этом ценозе обнаружены цианобактерии, хемолитотрофные бактерии, а также микроскопиче-



**Рис. 3.** Содержание основных компонентов (а) и микрокомпонентов (б) в гидротермальных растворах в кипящих водных и водно-грязевых котлах на Нижне-Кошелевском термальном поле.

ские грибы. В ценозах измененных глин сульфат-восстанавливающие бактерии занимают большее место, чем в воде самого термопроявления [Рычагов и др., 1993].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экосистема Нижне-Кошелевского термального поля может являться характерным объектом мониторинга вулканогенных экосистем, в первую очередь это связано с природными термальными водами – горячими источниками с широким диапазоном температур (49–95°C, см. табл. 1) и низкими рН (3.3–6.8, см. табл. 1), минерализация которых достигает 1.7 г/л. При этом в ряду сидерофильных элементов в водах Нижне-Кошелевского месторождения наибольшие концентрации имеет железо, достигая максимальных значений (33.9 мг/л) в водно-грязевом котле (точка НК-13), и фосфор (2.6 мг/л) в пиритовом котле Сухой воронки (точка НК-3) (табл. 2, рис. 3а). Никель в половине проб ниже предела обнаружения, максимальное содержание 0.07 мкг/л в большем кипящем котле в центральной части поля (точка НК-2). Из литофильных элементов наибольшими содержаниями отличаются кальций, магний и марганец, достигая (0.18, 0.03 и 0.005 г/л соответственно) в пиритовом котле (см. табл. 2), а также кремний до 0.065 г/л в небольшом водно-грязевом котле (точка НК-13).

Среди халькофильных элементов повышенные содержания характерны для цинка (63.7 мкг/л в пиритовом котле (точка НК-3)), мы-

шьяка и селена (3.9 и 0.4 мкг/л соответственно), максимальные содержания которых также наблюдаются в точке НК-3 (см. рис. 3б). По химическому составу четко выделяется проба из точки НК-17 практически полным отсутствием микроэлементов (см. табл. 2), так как данная точка – это кипящий котел в ручье, где активный водообмен препятствует накоплению микроэлементов из окружающих горных пород.

Описанные выше особенности химического состава термальных источников Нижне-Кошелевского поля в первую очередь отражаются на образующихся в них донных осадках. Изученные донные осадки характеризуются высоким содержанием кремния (при этом и в осадке, и в растворе его максимальное содержание в пробе из кипящего водно-грязевого котла НК-13, а минимальное – в Термальном озере (точка НК-14)) (см. рис. 3, 4а), алюминия и железа (см. табл. 2). Содержание оксида титана в большинстве точек укладывается в диапазон для изученных пород, его минимальное количество в пробах осадка и раствора из точки НК-17 (ручей Гремучий на окраине поля). В ряду сидерофильных элементов необходимо отметить присутствие никеля во всех пробах гидротермальных растворов при преобладающем отсутствии в донных осадках Нижне-Кошелевского месторождения (присутствует только в одной пробе) (см. рис. 4б).

Важная характеристика любой экосистемы – живые организмы. Видовой состав бактерий вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелевского термального поля подробно описан в работе

**Таблица 2.** Состав донных осадков (верхние строчки) и гидротермальных растворов (нижние строчки) в кипящих водных и водно-грязевых котлах на Нижне-Кошелевском термальном поле

Параметры		НК-1	НК-2	НК-3	НК-6	НК-10	НК-13	НК-14	НК-17	Среднее	Минимум	Максимум
		1	2	3	4	5	6	7	8			
Кремний	SiO <sub>2</sub> , %	57.85	58.30	62.36	68.17	58.56	70.83	33.26	59.31	58.58	33.26	70.83
	Si, мкг/л	12400	14200	55700	26100	38100	65300	12300	15400	29938	12300	65300
Титан	TiO <sub>2</sub> , %	0.91	1.02	1.11	0.86	1.13	1.26	1.44	0.78	1.06	0.78	1.44
	Ti, мкг/л	0.14	1.51	0.46	1.85	14.10	19.8	0.11	0.09	4.76	0.09	19.8
Алюминий	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	18.08	18.79	19.44	15.06	19.82	17.24	21.98	18.18	18.57	15.06	21.98
	Al, мкг/л	95.5	109	447	195	713	1025	170	73.8	354	73.8	1025
Железо	FeO(t), %	10.55	10.42	8.59	5.70	11.22	6.04	18.54	9.96	10.13	5.70	18.54
	Fe, мкг/л	28.70	116	6220	40.4	357	33872	61.8	1.91	5087	1.91	33872
Марганец	MnO, %	0.08	0.08	0.05	0.06	0.05	0.03	0.11	0.10	0.07	0.03	0.11
	Mn, мкг/л	30.6	81.1	5018	182	88.1	458	52.3	52.4	745	30.6	5018
Кальций	CaO, %	2.08	1.38	0.95	0.91	0.87	0.03	2.34	3.45	1.50	0.03	3.45
	Ca, мкг/л	9294	10116	182378	8897	5383	16114	7546	7478	30901	5383	182378
Магний	MgO, %	3.64	3.20	2.64	1.97	3.25	1.59	5.52	4.17	3.25	1.59	5.52
	Mg, мкг/л	1760	1856	31596	2454	1474	4776	1518	1298	5842	1298	31596
Фосфор	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	0.22	0.16	0.16	0.12	0.18	0.15	0.27	0.13	0.17	0.12	0.27
	P, мкг/л	151	174	2606	91	601	73.8	100	160	495	73.8	2606
Мышьяк	As, ppm	0.00	0.00	0.15	0.23	0.00	0.14	0.00	0.00	0.07	0.00	0.23
	As, мкг/л	0.17	0.25	3.94	0.27	2.58	2.97	0.11	0.07	1.30	0.07	3.94
Скандий	Sc, ppm	15.90	15.20	12.81	11.17	13.27	10.58	22.35	18.03	14.91	10.58	22.35
	Sc, мкг/л	0.00	0.02	0.25	0.00	0.11	0.28	0.01	0	0.08	0	0.28
Никель	Ni, ppm	93.03	76.29	42.81	50.97	64.50	15.68	188.15	76.52	75.99	15.68	188.15
	Ni, мкг/л	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.01	0	0.07
Медь	Cu, ppm	29.84	26.00	6.40	15.67	19.95	0.00	74.80	26.00	24.83	0.00	74.80
	Cu, мкг/л	0.80	2.24	1.65	2.05	2.34	4.59	0.56	0.43	1.83	0.43	4.59
Цинк	Zn, ppm	153.89	137.70	163.29	170.11	89.76	127.34	97.02	145.40	135.56	89.76	170.11
	Zn, мкг/л	1.83	10.70	63.70	7.21	5.75	47.1	1.47	0.17	17.24	0.17	63.7
Рубидий	Rb, ppm	52.63	48.76	56.44	55.82	52.84	56.22	37.59	46.73	50.88	37.59	56.44
	Rb, мкг/л	2.44	4.17	48.40	9.70	9.72	7.21	2.24	3.09	10.87	2.24	48.4
Стронций	Sr, ppm	290.47	310.43	288.91	184.71	374.46	322.44	428.20	386.66	323.29	184.71	428.20
	Sr, мкг/л	25.70	37.40	494.00	42.50	25.60	39.1	23.8	32.9	90.1	23.8	494
Молибден	Mo, ppm	1.25	1.23	0.13	0.71	1.09	0.13	3.59	1.35	1.18	0.13	3.59
	Mo, мкг/л	0.17	0.12	0.21	0.09	2.32	0.09	0.12	0.10	0.40	0.09	2.32
Свинец	Pb, ppm	0.00	0.00	23.29	0.00	0.00	18.31	0.00	0.00	5.20	0.00	23.29
	Pb, мкг/л	0.01	0.05	0.12	0.04	0.20	0.31	0.01	0	0.09	0	0.31
Хром	Cr, ppm	45.50	43.77	42.42	40.39	46.25	39.40	65.08	44.96	45.97	39.40	65.08
	Cr, мкг/л	0.05	0.17	0.43	0.12	0.25	0.29	0.07	0.01	0.17	0.01	0.43
Цезий	Cs, ppm	0.00	3.97	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.50	0.00	3.97
	Cs, мкг/л	0.05	0.10	1.70	0.29	0.25	0.22	0.04	0.07	0.34	0.04	1.7
Ванадий	V, ppm	101.13	158.41	65.50	85.81	39.17	72.53	254.99	98.31	109.48	39.17	254.99
	V, мкг/л	3.42	1.66	11.70	5.76	8.68	4.85	2.61	2.76	5.18	1.66	11.7
Кобальт	Co, ppm	59.92	52.01	60.74	35.68	33.59	24.54	77.80	43.20	48.44	24.54	77.80
	Co, мкг/л	0.02	0.06	0.46	0.04	0.08	0.28	0.01	0	0.12	0	0.46
Кадмий	Cd, ppm	0.12	0.10	0.10	0.14	0.04	0.06	0.11	0.13	0.10	0.04	0.14
	Cd, мкг/л	0.01	0.03	0.19	0.02	0.04	0.11	0.01	0	0.05	0	0.19
Олово	Sn, ppm	4.76	2.49	7.56	0.33	5.33	0.94	13.31	4.65	4.92	0.33	13.31
	Sn, мкг/л	0.25	0.08	0.43	0.14	0.13	0.27	0.02	0	0.17	0	0.43

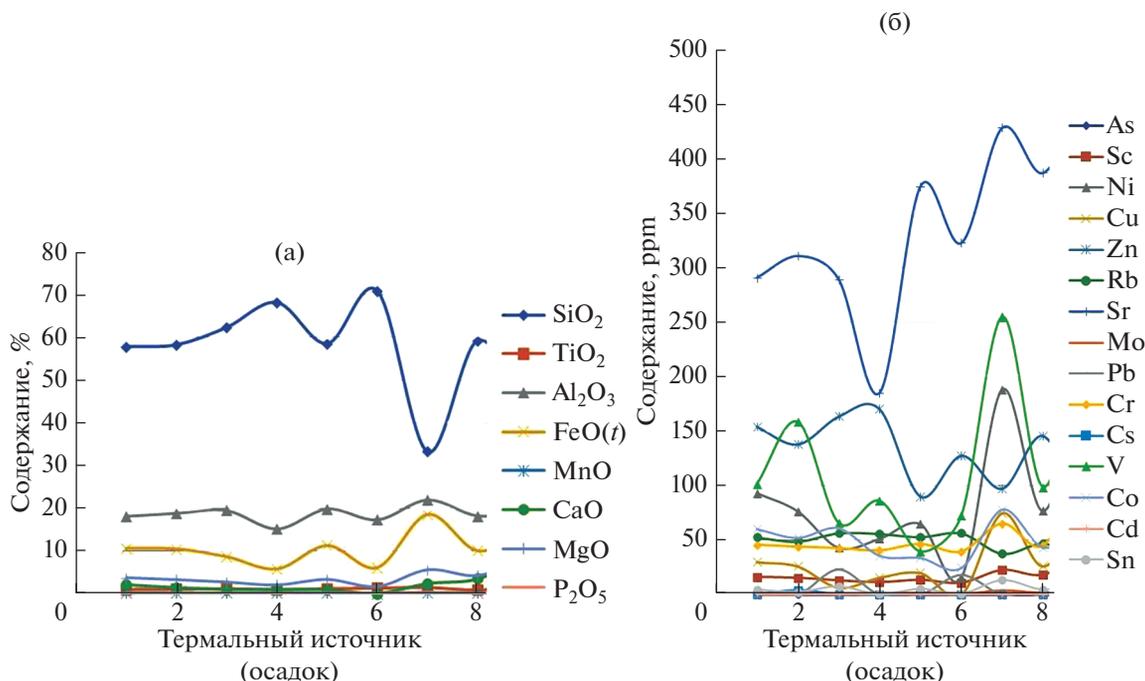
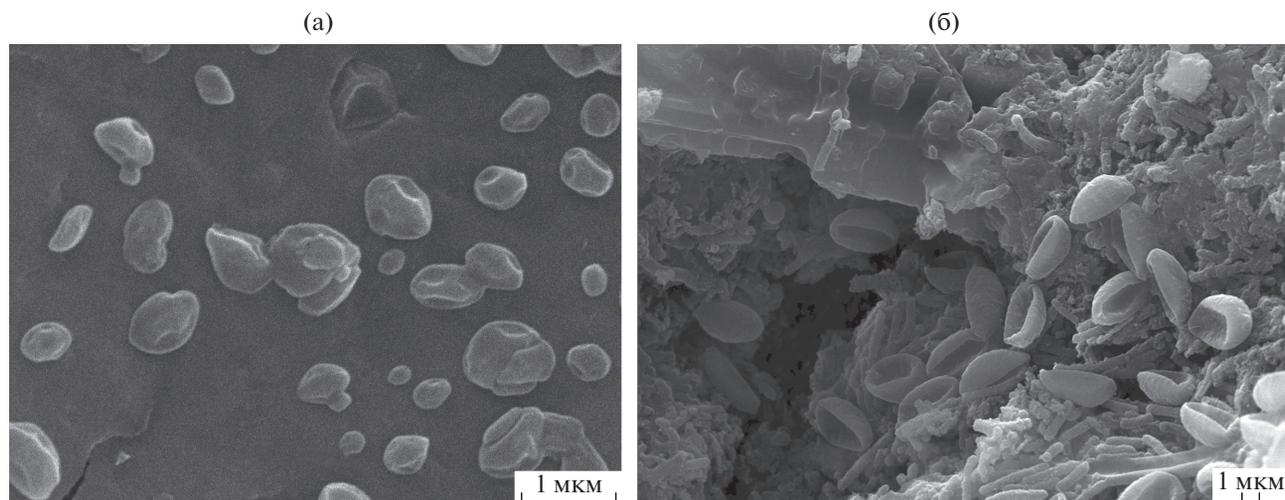


Рис. 4. Содержание основных компонентов (а) и микрокомпонентов (б) в донных осадках в кипящих водных и водно-грязевых котлах на Нижне-Кошелевском термальном поле.

“Структура гидротермальной системы” [Рычагов и др., 1993] и в работах Е.Д. Коробушкиной с соавторами. Основными обитателями термальных источников Нижне-Кошелевского поля являются прокариотные организмы, среди которых важное место занимают цианобактерии, что хорошо видно на рис. 5. По данным В.Н. Никитиной [2000], разнообразие цианобактерий в термальных источниках Камчатки велико – выявлено порядка 115 видов и внутривидовых таксонов. Известно лишь небольшое количество эукариотических организмов, встречающихся при температурах выше 50°C [Карпов и др., 2016]. Сложно найти организмы, способные выживать в высокотемпературных термальных источниках и быть маркером состояния экосистемы. Здесь нам на помощь приходят диатомовые водоросли. Долгое время считалось, что диатомовые водоросли ограничены в своем развитии температурами примерно до 40°C [Жегалло и др., 2017; Карпов и др., 2016]. С развитием растровой электронной микроскопии данные представления начали меняться. Диатомовая флора термопроявлений горячих источников на Камчатке включает более 75 видов, разновидностей и форм водорослей из классов *Coscinodiscophyceae*, *Fragilariophyceae* и *Bacillariophyceae* [Никулина, Грищенко, 2017]. Включая вид *Pinnularia acidojaponica*, который в 2001 г. был описан японскими исследователями, как обитающий в экстремальных условиях – ручьях с кислой реакцией среды и реках с высоким органиче-

ским загрязнением вод [Akihiro Tuji, 2003; Fukushima et al., 2002; Idei, Mayama, 2001]. Позднее этот вид был выявлен в перифитонных альгосообществах термальных источников Курильских островов и Сахалина [Никулина, 2010; Nikulina, Kosciolk, 2011]. Характерной особенностью самых спокойных на территории Нижне-Кошелевского термального поля условий является присутствие диатомовых водорослей (*Bacillariophyta*) с кремниевым скелетом (рис. 6). Таким образом, термальные источники Нижне-Кошелевского поля являются уникальным биотопом, где эукариотические термофильные микроорганизмы нашли для себя экологическую нишу для процветания. В данной работе основное внимание уделяется диатомовым водорослям, так как размеры их клеток обычно превышают 5 мкм, тогда как у цианобактерий от 0.5 до 5 мкм [Астафьева и др., 2011], что облегчает изучение и идентификацию первых. Кроме этого, в живом природном материале цианобактерии находятся в разных состояниях жизнеспособности или посмертной деградации, что дополнительно затрудняет их идентификацию [Герасименко, Крылов, 1983].

При температуре воды более 50°C видовой состав водорослевых сообществ значительно обедняется [Никулина, Грищенко, 2017]. В гидротермах Нижне-Кошелевского поля отмечен вид *Pinnularia acidophila* (см. рис. 6в), являющийся истинным термофилом – характерным представителем горячих источников. Диатомовые водо-



**Рис. 5.** Скопление коккоидных форм с диаметром от 0.2 до 0.7 мкм, точка НК-1 (фото – В.О. Япаскурт) (а) и кокки цианобактерий (фото – М.С. Чернов) (б).

росли так зависят от диоксида кремния, что если концентрация кремнезема в определенном регионе довольно низкая, то диатомовые водоросли не будут делиться [Давидович, 2017]. Поэтому выше рассмотренные высокие содержания диоксида кремния в донных осадках термальных источников Нижне-Кошелёвского поля являются хорошим показателем устойчивого существования уникальной вулканогенной экосистемы термального поля.

Не только условия среды влияют на организмы, но и сами они активно действуют на среду обитания. Средообразующая деятельность организмов проявляется в их влиянии на химические и физические свойства воздуха, воды, почвы, минералов [Лукашевич и др., 2009]. На новое направление в разработке проблемы низкотемпературной гидротермальной минерализации, связанное с обнаружением в толще миоценовых платобазальтов фоссилизированных фрагментов микробиоты – возможных активных агентов формирования слоистых силикатов и ряда других минералов, указывал А.Р. Гептнер [2009]. В пределах термальных площадок, на которых обильно развиваются альгобактериальные биоценозы (маты), отмирающие термофильные микроорганизмы фоссилизируются, как правило, с участием кремнезема [Ерошев-Шак и др., 2007].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

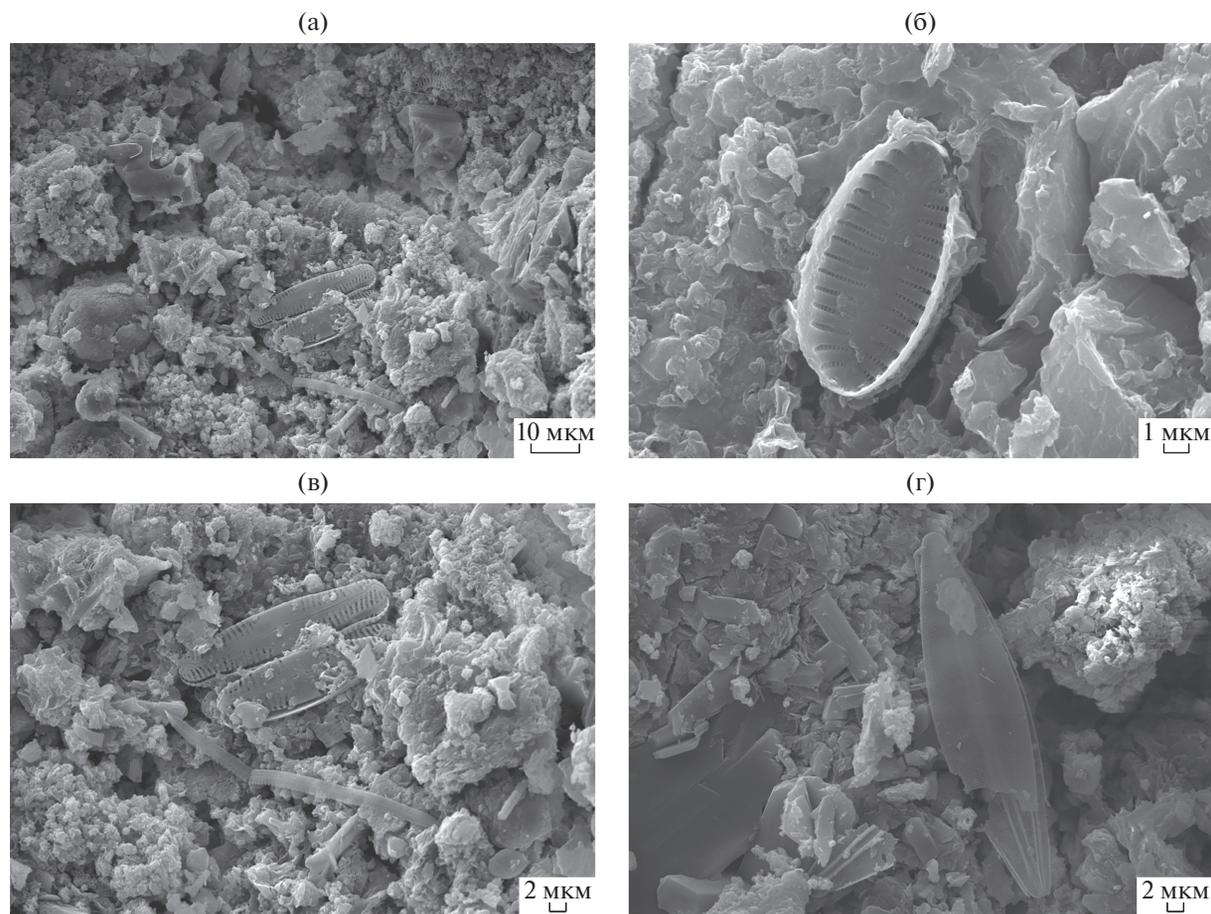
Важнейшие физические и химические параметры, определяющие условия обитания микроорганизмов вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелёвского термального поля (температурный и водный режим, химический состав грунтов и вод), подробно охарактеризованы в многочис-

ленных работах сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН с коллегами. Благодаря усилиям Сергея Николаевича Рычагова, с 2005 г. ведется регулярное, ежегодное слежение за составом термальных источников и парогазовых струй, солевых отложений, гидротермальных глинистых грунтов. К сожалению, пока не проводился мониторинг состояния микроорганизмов, входящих в вулканогенную экосистему Нижне-Кошелёвского поля.

Основные характеристики вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелёвского термального поля в первую очередь связаны с природными термальными водами – горячими источниками с большим диапазоном температур (49–95°C) и низкими рН (3.3–6.8). Высокое содержание диоксида кремния в донных осадках термальных источников хорошо согласуется с высоким содержанием кремния в химическом составе термальных вод. В совокупности данные факторы являются благоприятными для развития не только цианобактерий, но и диатомовых водорослей, которые могут служить индикатором устойчивого развития и существования данной экосистемы. Таким образом, ежегодное наблюдение за состоянием вулканогенной экосистемы Нижне-Кошелёвского термального поля предлагается дополнить анализом не только цианобактерий, но и диатомовых водорослей, которые благодаря своим размерам и сохранности надежнее идентифицируются.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи благодарны Сергею Николаевичу Рычагову за возможность многолетнего участия в полевых работах в составе Южно-Камчат-



**Рис. 6.** Диатомовые водоросли в источниках на территории Нижне-Кошелёвского термального поля (фото – М.С. Чернов). а – точка НК-12, б – точка НК-17, в – *Pinnularia acidophila*, г – *Navicula*.

ско-Курильской экспедиции, сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, особенно Антону Алексеевичу и Ивану Алексеевичу Нуждаевым за помощь в проведении натуральных исследований, микробиологу Тамаре Сергеевне Рычаговой за помощь с определением диатомовых водорослей.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-54-12030 ННИО\_а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А., Жмур С.И., Карпов Г.А., Орлеанский В.К., Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Сумина Е.Л., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л.* Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах // Научное издание / Науч. ред. А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

*Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.

*Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.

*Быкасов В.Е.* Вулканогенные экосистемы: предпосылки и возможности обособления // Вестник ДВО РАН. 2005. № 5. С. 91–97.

*Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

*Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В., Дягилева Д.Р., Семернин М.А., Декунова Е.М., Николаева И.Ю., Бычков А.Ю.* Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2020. № 4. С.45–54.

*Вакин Е.А., Декусар З.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелёвского вулканического массива / Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 56–84.

- Водопьянова Т.П.* Комплексный мониторинг экосистем на особо охраняемых природных территориях (на примере национального парка “Беловежская пушча”) // Труды БГТУ. 2011. № 7. С. 114–117.
- Гептнер А.Р.* Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 31 с.
- Герасименко Л.М., Крылов И.Н.* Посмертные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 1. С. 201–203.
- Давидович О.И.* Половое воспроизведение некоторых видов бентосных диатомовых водорослей и его зависимость от абиотических факторов среды / Дисс. ... канд. биол. наук. Феодосия, 2017. 214 с.
- Ероцев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Набоко С.И., Артамонов А.В.* Постэруптивные процессы современного вулканизма Камчатки: БТТИ, КВЦ, Вулканно-гидротермальная система Узон, океанические и континентальные современные и палеотипные рудопроявления / Отв. ред. В.Б. Курносоев // Труды ГИН РАН. Вып. 566. М.: Наука, 2007. 183 с.
- Жарников В.И., Евсюкова И.Н., Конева А.В.* О формировании системы показателей мониторинга особо охраняемых природных территорий // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. Т. 3. № 2. С. 230–235.
- Жегалло Е.А., Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Самылина О.С., Карпов Г.А.* Роль бактерий в образовании гейзеритов Камчатки // Серия “Гео-биологические системы в прошлом”. М.: ПИН РАН, 2017. С. 8–21.
- Житова Е.С., Сергеева А.В., Нурдаев А.А., Кржижановская М.Г., Чубаров В.М.* Чермигит термальных полей Южной Камчатки: высокотемпературное преобразование и особенности ИК-спектра // Записки Российского минералогического общества. 2019. Ч. СХLVIII. № 1. С. 100–116.
- Калачева Е.Г., Королева Г.П., Сандимирова Е.И., Шульга О.В.* Условия формирования и геохимические особенности Нижне-Кошелевских гидротерм (Южная Камчатка) / Вулканизм и геодинамика. Улан-Удэ, 2006. Т. 3. С. 717–719.
- Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нурдаев А.А.* Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.
- Карпов Г.А., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М., Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Самылина О.С.* Биолитогенез в современных гейзеритах Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2016. 70 с.
- Лукашевич О.Д., Колбек М.В., Филичев С.А.* Практические работы по экологии и охране окружающей среды / Методическое пособие. Томск: Изд-во Томского гос. архитектурно-строительного ун-та, 2009. 80 с.
- Мархинин Е.К.* Вулканы и жизнь (Проблемы биовулканологии). М.: Мысль, 1980. 196 с.
- Никитина В.Н.* Синезеленые водоросли термальных местообитаний / Автореф. дисс. ... докт. биол. наук: 03.00.05. СПб., 2000. 43 с.
- Никулина Т.В.* Водоросли горячих источников Курильских островов (Россия) // Альгология. 2010. Т. 20. № 3. С. 334–356.
- Никулина Т.В., Грищенко О.В.* Флора диатомовых водорослей дачных термальных источников (Камчатка, Россия) / Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова. 2017. Вып. 17. С. 185–193.
- Нурдаев А.А.* Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка) / Материалы VI региональной молодежной научной конференции “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. С. 43–49.
- Нурдаев И.А., Феофилактов С.О., Нурдаев А.А.* Объемная 3D визуализация топографического плана в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии // Исследования в области наук о Земле. Материалы VII региональной молодежной конференции “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга, 2009. С. 57–66.
- Поздеев А.И., Нажалова И.Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
- Реймерс Н.Ф., Штильмарк Ф.Р.* Особо охраняемые природные территории / Оформление художника Т.К. Самигулина. М.: Мысль, 1978. 296 с.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П.* Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. № 12. С. 116–134.
- Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д., Королева Г.П., Ладыгин В.М., Сандимирова Г.П., Стефанов Ю.М., Сывороткин В.Л., Васильева Ю.В., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Делемень И.Ф., Кривошеева З.А., Ломоносов И.С., Молоствовский Э.А., Рихтер Я.А., Фролов И.Ю.* Структура гидротермальной системы / Отв. ред. В.И. Белоусов, И.С. Ломоносов. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Сергеева А.В., Денисов Д.К., Назарова М.А.* Ассоциации глинистых минералов современных термоаномалий Южной Камчатки // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1267–1277.
- Стенченко А.М.* Узон-Гейзерный термальный биогеоценоз Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1977. № 7. С. 59–60.
- Чудаев О.В.* Геохимия и условия формирования современных гидротерм зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Томск, 2002. 59 с.
- Шанина В.В., Бычков А.Ю., Герке К.М., Фуникова В.В.* Изменение состава, строения и свойств андезитов и базальтов Кошелевского вулкана (Ю. Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов: экспериментальные исследования в натуральных условиях // Вода: химия и экология. 2015. № 1. С. 3–10.
- Экосистемы термальных источников Чукотского полуострова (гидрология, структура растительности, автотрофные компоненты) / Отв. ред. Б.А. Юрцев. Л.: Наука, 1981. 144 с.
- Akihiro Tuji.* Two new endemic Pinnularia species (Bacillariophyceae) from Japan / Akihiro Tuji, Toshiharu Watanabe // Diatom 19. 2003. P. 47–53.

*Fukushima H., Yoshitake S., Ko-Bayashi T.* Three new diatoms *Pinnularia* from acid water in Japan // *Diatom* 18. 2002. P. 1–12.

*Idei M., Mayama S.* *Pinnularia acidojaponica* M. Idei et H. Kobayasi sp. nov. and *P. valdetolerans* Mayama et H. Kobayasi sp. nov. – new diatom taxa from Japanese extreme environments // *Lange-Bertalot-Festschrift: Studies on*

*Diatoms*. Dedicated to Prof. Dr. Dr. h.c. Horst Lange-Bertalot on the occasion of his 65th Birthday. A.R.G. Gantner Verlag. K.G. P. 2001. P. 265–277.

*Nikulina T.V., Kociolek J.P.* Diatoms from hot springs from Kuril and Sakhalin Islands (Far East, Russia) // *The Diatom World*. London, N. Y.: Springer, 2011. P. 333–363.

## Tasks and Features Monitoring of Ecosystems the Example of Volcanogenic Ecosystem of the Nizhne-Koshelevsky Thermal Field (South Kamchatka)

V. V. Shanina<sup>1,\*</sup> and A. Yu. Bychkov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

*\*e-mail: viosha@mail.ru*

The article considers the tasks and features of monitoring ecosystems on the example of the Nizhne-Koshelevsky thermal field (South Kamchatka), located on the territory of the South Kamchatka Reserve, included in the List of UNESCO World Cultural and Natural Heritage Sites. E.K. Markhinin [1980] wrote about the need to separate the volcanogenic ecosystems themselves. Truly, the first experience in domestic literature can be considered the separation of A.M. Stenchenko [1977] Uzon-Geyser hydrothermal biogeocenosis. This article describes in detail the chemical composition of thermal waters characterized by high temperatures (49–95°C) and low pH (3.3–6.9), and bottom precipitation. The contents of the following chemical elements are presented: silicon, titanium, aluminum, iron, manganese, calcium, magnesium, phosphorus, arsenic, scandium, nickel, copper, zinc, rubidium, strontium, molybdenum, lead, chromium, cesium, vanadium, cobalt, cadmium, tin. The high content of silicon in thermal waters and bottom sediments and the presence of diatomaceous algae (Bacillariophyta) are considered, which can serve as an indicator of the sustainable development and existence of this ecosystem.

*Keywords:* volcanogenic ecosystem, thermal springs, Koshelevsky volcanic massif, diatomaceous algae, Kamchatka

УДК 551.214

## ГЕОХИМИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ ПЛОДОРОДИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ АЛАИД И ЭБЕКО (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

© 2021 г. Л. В. Захарихина<sup>а, \*</sup>, В. А. Рашидов<sup>б, \*\*</sup>, Л. П. Аникин<sup>б, \*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Федеральный исследовательский центр “Субтропический научный центр Российской академии наук”, ул. Яна Фабрициуса, 2/28, Сочи, Краснодарский край, 354002 Россия

<sup>б</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

\*e-mail: zlv63@yandex.ru

\*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

\*\*\*e-mail: alp@kscnet.ru

Поступила в редакцию 02.11.2020 г.

После доработки 29.12.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2021 г.

Установлены общие особенности элементного состава пеплов извержений курильских вулканов Алаид и Эбеко. В пеплах устойчиво превышены концентрации К, Вi, U, Cs, Th, Na, Yb относительно средних содержаний для соответствующих типов вулканитов. В состав дефицитных элементов ( $K_k < 1$ ) входят: Mg, Ag, Sn, Nb, Ta, Ni, Sr. Из рассмотренного спектра пеплов разных вулканов п-ва Камчатка (Ключевской, Толбачик, Ксудач, Безымянный, Корякский, Шивелуч, Кизимен) наиболее близки по элементному составу к пеплам изученных вулканов Курильских островов продукты извержений вулканов Шивелуч и Кизимен. Пеплы вулканов Алаид и Эбеко отличаются от большинства пеплов вулканов Камчатки повышенными содержаниями радиоактивных элементов (U, Th). Установлен сравнительно высокий потенциал биологической продуктивности пеплов курильских вулканов. Рассмотренный показатель потенциального плодородия (ППП) в сравнении с самым продуктивным пеплом п-ова Камчатка, для которого ППП принят за единицу, составляет для пеплов вулканов Алаид и Эбеко 0.72 и 0.66 единиц соответственно. Наблюдается выдержанная зависимость ППП от содержания в пеплах кремния: чем выше основность пеплов, тем больше их потенциальное плодородие. Впервые обнаружен эффект фракционирования редкоземельных элементов, проявляющийся во всех изученных вулканических пеплах (как Курильских островов, так и Камчатки) в виде положительной европиевой аномалии с величиной  $E/E_r^*$  от 1.2 до 1.8 единиц. При оценке элементного состава поверхностных вод ручья, протекающего по вулкану Эбеко, не обнаружено тенденции активного перехода в природные растворы радиоактивных элементов из пеплов. Сравнительный анализ вод этого ручья с водотоками окрестностей изученных вулканов Камчатки показал, что связь их составов в большей степени определяет временной фактор. Водотоки вблизи разных вулканов в момент извержения обнаруживают сходство, а в их воды при пеплопадах очень активно переходят редкоземельные элементы (РЗЭ), их содержания в ручьях превышают средние содержания РЗЭ для пресных вод континентов на два порядка. По завершении вулканического события связь геохимических составов вод в ареалах выпадения пеплов разных вулканов ослабевает. Воды мелких водотоков вблизи вулканов во время извержений можно рассматривать как природные жидкие удобрения, содержащие РЗЭ.

*Ключевые слова:* вулканические пеплы, Алаид, Эбеко, элементный состав

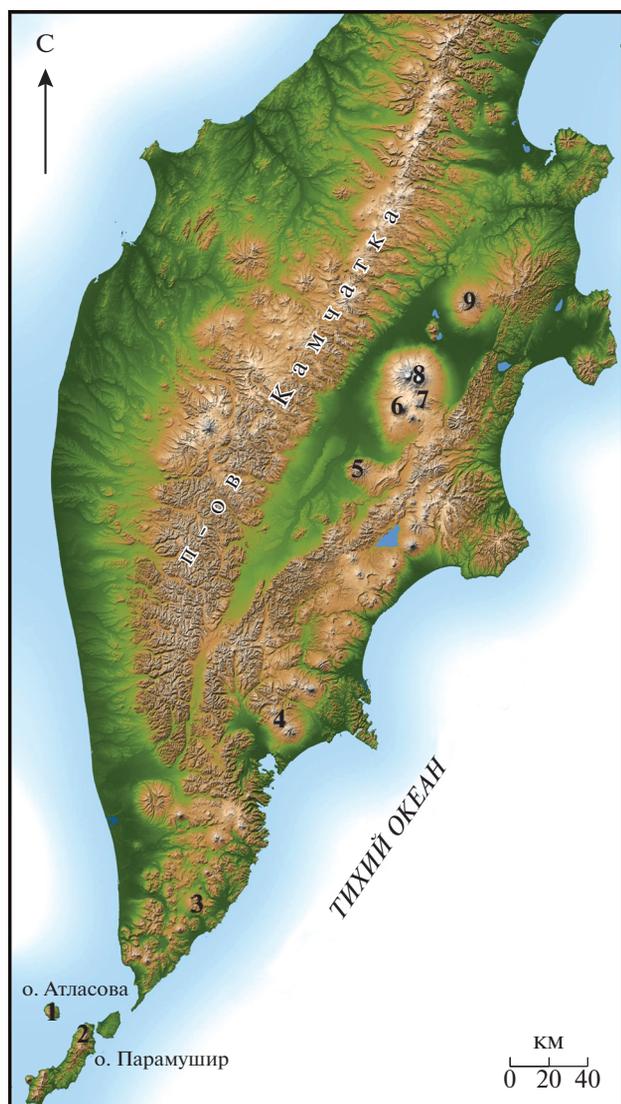
**DOI:** 10.31857/S0203030621050072

### ВВЕДЕНИЕ

Характеристика элементного состава вулканических пеплов важна не только для понимания особенностей генезиса вулканизма, изучения геохимии продуктов вулканизма, но и актуальна для анализа особенностей процессов их влияния на формирование компонентов окружающей сре-

ды, территорий, расположенных как в ближайших окрестностях вулканов, так и на существенном удалении от них.

Вулканические пеплы, поступающие при извержениях, формируют обширные регионы с развитыми на них специфическими почвами (*andosols*) [Shoji et al., 1993] или вулканическими почвами



**Рис. 1.** Местоположение изученных вулканов.  
1 – Алаид, 2 – Эбеко, 3 – Ксудач, 4 – Корякский, 5 – Кизимен, 6 – Толбачик, 7 – Безымянный, 8 – Ключевской, 9 – Шивелуч.  
При построении использована схема: <https://photojournal.jpl.nasa.gov/jpeg/PIA03374.jpg>

[Соколов, 1973], характеризующимися химическими и минералогическими особенностями, отличными от других почв. На этих почвах произрастает растительность, состав которой также обусловлен деятельностью вулканов [Захарихина, Литвиненко, 2019a]. Газовые выбросы вулкана влияют на специфику атмосферы вблизи вулканов [Павлюткин, Чекрыжев, 2010]. Легкоподвижные формы химических элементов пеплов определяют состав природных растворов [Малик, 2019] и водотоков в окрестностях вулканов, особенно в период извержений [Литвиненко, Захарихина, 2020], а также влияют на продуктивность фитопланктона этих вод [Лепская,

1993]. Кроме того, важны вопросы о потенциальном плодородии вулканических пеплов, поставляющих химические элементы в почвы и увеличивающих их биопродуктивность после извержений [Захарихина и др., 2020].

Безусловно, наиболее актуальны знания о геохимии компонентов природной среды вблизи активно действующих вулканов с точки зрения ее возможного воздействия на состояние здоровья людей, проживающих в населенных пунктах, расположенных в ареалах поступления продуктов вулканизма.

Изучение элементного состава пеплов действующих вулканов Курильских островов – Алаида и Эбеко, оценка их потенциального плодородия и влияния на формирование поверхностных вод является целью настоящих исследований.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

### *Объекты*

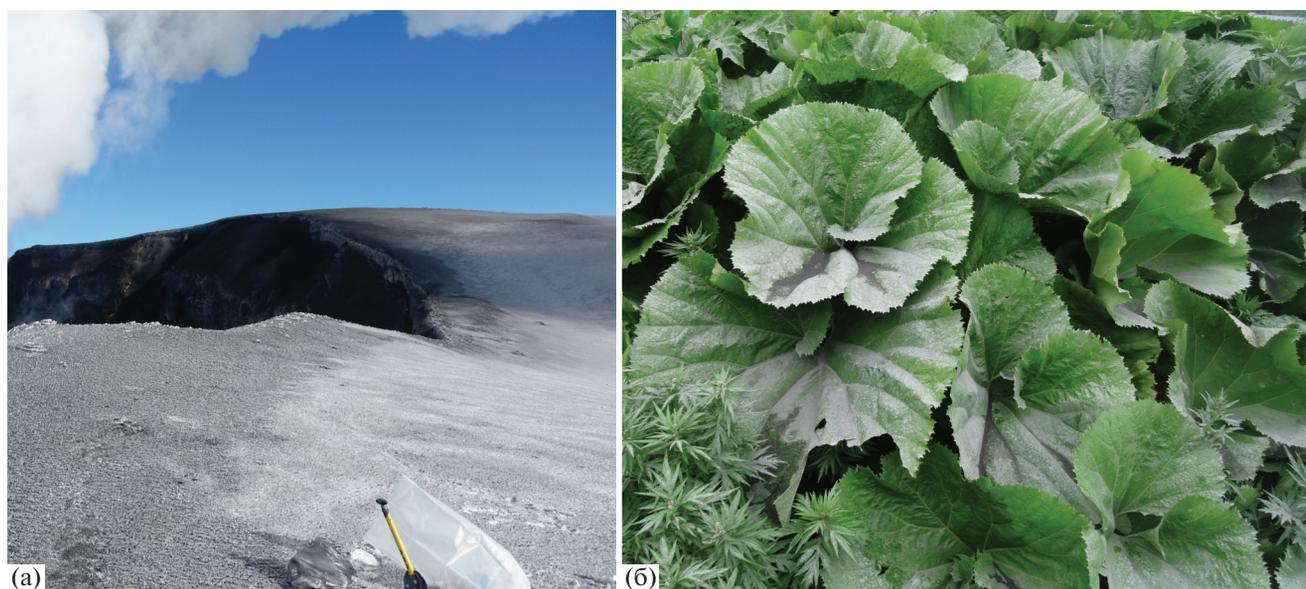
Действующие вулканы Алаид и Эбеко расположены в северной части Курильской островной дуги (рис. 1).

Алаид – самый высокий и один из наиболее активных вулканов Курильской островной дуги расположен на о. Атласова, а извергающийся уже четыре года вулкан Эбеко – на о. Парамушир.

Пеплы вулкана Алаид отобраны на его вершине со снежного покрова во время извержения 27.10.2012 г. [Рашидов и др., 2012] (рис. 2a). Продукты извержения вулкана Эбеко выброса 29.07.2018 г. опробованы в районе сейсмостанции “Северо-Курильск”, расположенной в г. Северо-Курильск, с поверхности крупнотравной растительности (белокопытник японский) (см. рис. 2б) [Рашидов, Аникин, 2018]. Водные пробы ручья без названия (б/н), разгружающегося на юго-восточном склоне вулкана Эбеко, отбирались также во время извержения вулкана в конце июля 2018 г.

### *Методы и статистическая обработка*

Валовые содержания 64 химических элементов в вулканических пеплах установлены с применением количественных методов – масс-спектрометрическим и атомно-эмиссионным анализами с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS и ICP-AES). Использована аттестованная методика НСАМ № 499-АЭС/МС “Определение элементного состава горных пород, почв, грунтов и донных отложений атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой и масс-спектральным с индуктивно связанной плазмой методами”. Аппаратура: масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Elan-6100 (“Perkin Elmer”, США); атомно-эмиссионный с индуктивно-связанной плазмой спектрометр Optima-4300 DV (“PerkinElmer”, США).



**Рис. 2.** Пепел вулкана Алайд на кромке его кратера 27.10.2012 г. (а) и пепел вулкана Эбеко на листьях белокопытника японского в районе сейсмостанции “Северо-Курильск” 29.07.2018 г. (б).

Выполнялась процедура разложения образцов в открытой системе с использованием смеси кислот:  $\text{HF}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{HClO}_4$ . Химический выход всех определяемых элементов при таком способе разложения, как правило, составляет 90–100%. Погрешность определения химических элементов при использовании данных методов и применения внешнего стандарта  $\leq 6\%$ . Пределы обнаружения метода для почв – сотые доли микрограмм на грамм ( $\text{мкг/г}$ ) для микроэлементов. Для макрокомпонентов – сотые доли %. Использованная методика разложения и последующего анализа полученного раствора методами ICP-MS + ICP-AES подробно описана в работе [Карандашев и др., 2007]. Исследования химического состава вод ручья б/н, протекающего по вулкану Эбеко, на 70 химических элементов проводились количественными методами – масс-спектрометрическим и атомно-эмиссионным анализами с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS и ICP-AES).

Выполнен расчет кларков концентрации элементов ( $K_k$ ) для пеплов:  $K_k = C_i/K$  [Саеи и др., 1990], где  $C_i$  – содержания элементов для исследуемого пепла,  $K$  – средние содержания для вулканитов соответствующего состава [Григорьев, 2003].

В настоящей работе рассматривается весь диапазон значений  $K_k < 1 \dots K_k > 1$ , где  $K_k > 1$  – избыточные элементы,  $K_k < 1$  – дефицитные химические элементы. По величине  $K_k$  построены геохимические формулы для пеплов путем ранжирования химических элементов по данному показателю. Над чертой помещены элементы, концентрации которых превышают их распространенность в вулка-

нитах соответствующего состава или близки к ним (далее избыточные элементы с  $K_k \geq 1$ ). Под чертой приведены элементы, дефицитные относительно этой величины ( $K_k < 1$ ).

Для сравнительного анализа составов пеплов вулканов Северных Курил и Камчатки выполнен расчет ранговых коэффициентов корреляции между ними по показателям  $K_k$ .

Для вод ручья б/н рассчитан кларк концентрации по формуле  $K_k = C_i/K_b$ , где  $C_i$  – концентрация химического элемента в пробе воды,  $K_b$  – его среднее содержание в речной воде [Виноградов, 1967; Гордеев, Лисицын, 1978; Гордеев, 1983].

Для оценки особенностей поведения редкоземельных элементов в исследованных вулканических пеплах содержания РЗЭ нормированы по североамериканскому сланцу (NASC) [Haskin et al., 1968; Gromet et al., 1984], величина  $Eu$  аномалии рассчитана по формуле:  $Eu_{ан} = Eu_n / (Sm_n \cdot Gd_n)^{1/2}$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### *Валовые содержания химических элементов в пеплах*

В результате сравнения средних валовых содержаний элементов в вулканических пеплах извержений вулканов Алайд и Эбеко (табл. 1) с их кларками в соответствующих типах вулканических пород [Григорьев, 2003] были получены приоритетные ряды элементов, ранжированных по величине  $K_k$  (в скобках):

пеплы вулкана Алаид – К (1.97), Bi (1.44), Cu (1.43), Sr (1.31), V (1.25), P (1.24), U (1.21), Na (1.14), Th (1.01), Al (0.97), Be (0.95);

Cd (0.93), Cs (0.92), Zn (0.90), Yb (0.86), Mn (0.83), Ba (0.82), Zr (0.80), Ca (0.78), Er (0.78), Co (0.78), Pr (0.76), Gd (0.76), Nd (0.76), Rb (0.75), Sm (0.75), Eu (0.73), Fe (0.73), Ti (0.73), Hf (0.72), Mo (0.71), Sc (0.70), Ga (0.70), Y (0.68), Tm (0.68), Ce (0.65), Dy (0.65), Lu (0.63), La (0.62), Tb (0.60), Li (0.60), Ag (0.51), Ho (0.51), Nb (0.48), Mg (0.45), Pb (0.43), Ta (0.36), W (0.35), Sn (0.26), As (0.23), Ni (0.16), Sb (0.09), Cr (0.05), S (0.03);

пеплы вулкана Эбеко – S (5.14), K (1.96), Bi (1.92), U (1.51), Cs (1.43), Th (1.35), Sb (1.21), As (1.20), Mo (1.08), Na (1.01), Yb (0.98), Pb (0.97);

Cu (0.96), Zn (0.93), V (0.92), Ba (0.88), Mn (0.86), Al (0.86), Zr (0.84), Er (0.83), Hf (0.83), Sr (0.82), Rb (0.78), Li (0.71), Tm (0.78), Sc (0.75), Lu (0.74), Y (0.74), P (0.72), Cd (0.72), Gd (0.70), Co (0.69), Fe (0.68), Dy (0.67), Be (0.66), Pr (0.66), Sm (0.66), Nd (0.65), Ca (0.60), Tb (0.59), Eu (0.58), Ti (0.58), Ga (0.58), W (0.56), Ce (0.54), Ho (0.54), La (0.50), Mg (0.43), Ag (0.38), Sn (0.31), Nb (0.22), Ta (0.18), Ni (0.07), Cr (0.05).

В целом для изученных пеплов вулканов Алаид и Эбеко наблюдаются общие геохимические особенности составов. Ранговый коэффициент корреляции, рассчитанный по показателям  $K_k$  пеплов, составляет 0.59 единицы при  $r5\%$  крит = 0.282.

К общим особенностям пеплов следует отнести вхождение в спектр приоритетных элементов, имеющих  $K_k \geq 1$ : K, Bi, U, Cs, Th, Na, Yb. В состав дефицитных в обоих случаях входят: Mg, Ag, Sn, Nb, Ta, Ni, Cr. В пеплах обоих вулканов отмечается также нахождение в средней части приоритетных рядов большинства элементов редкоземельной группы.

Наиболее яркое отличие в пеплах рассматриваемых вулканов состоит в содержаниях S. В пеплах вулкана Эбеко концентрация S превышает кларк для основных пород в 5 раз. В пеплах вулкана Алаид кларк концентрации S составляет 0.03 единицы, и в приоритетном геохимическом ряду элемент расположен на последнем месте. Безусловно, повышенные содержания серы в пеплах Эбеко обусловлены активной фумарольной деятельностью, характерной для этого вулкана.

К отличительным особенностям пеплов следует отнести также высокие содержания в пеплах вулкана Эбеко Sb и As, которые, напротив, являются дефицитными для пеплов вулкана Алаид. При этом последние отличаются повышенными содержаниями фосфора.

#### *Сравнительный анализ составов пеплов вулканов Северных Курил с пеплами вулканов Камчатки*

По петрохимическому составу пеплы современных извержений вулканов п-ова Камчатка изменяются от базальтов до дациандезитов. Сравнительный анализ пеплов вулканов Камчатки с продуктами извержений вулканов Северных Курил показал следующие закономерности. Коэффициенты ранговой корреляции (КРК) по  $K_k$  для большинства рассмотренных пеплов положительные (табл. 2). Исключение составляют пеплы извержений вулканов Безымянный и Корякский, не имеющие положительной корреляционной связи с пеплами вулканов Алаид и Эбеко.

Связь пеплов вулканов Алаид и Эбеко и вулканов Камчатки не связана с петрохимическим составом продуктов извержений. Наиболее тесные корреляционные зависимости по элементному составу с вулканическими пеплами изученных вулканов Северных Курил обнаруживают пеплы извержений камчатских вулканов Шивелуч и Кизимен. А вот близкие по составу к изученным пеплам курильских вулканов андезибазальтовые продукты извержений вулкана Ксудач и базальтовые пеплы вулкана Безымянный вовсе не обнаруживают положительной связи.

Географическое положение рассматриваемых вулканов также не обнаруживает связи со значениями КРК. Пеплы самых близко расположенных к вулканам Северных Курил камчатских вулканов Ксудач и Корякский (см. рис. 1) не обнаруживают положительной корреляционной связи с пеплами Алаида и Эбеко.

Факторы, определяющие связь (или ее отсутствие) элементных составов пеплов двух регионов, не очевидны. Можно лишь констатировать близость по составу к пеплам вулканов Алаид и Эбеко продуктов извержений камчатских вулканов Шивелуч и Кизимен.

Кроме того, в этой связи можно отметить следующее. Ранее при рассмотрении элементных составов большого спектра не только современных, но и среднеголоценовых пеплов разных вулканов п-ова Камчатка была выявлена одна их общая геохимическая специализация [Захарихина, Литвиненко, 2019б]. Большинство вулканов Камчатки поставляют продукты извержений, для которых характерны избыточные химические элементы, типоморфные для основных вулканических пород (элементы, содержащиеся в основных вулканических породах в больших количествах, чем в кислых). Цитируемыми авторами было высказано предположение о том, что обогащенность наиболее характерных для Камчатки вулканических пеплов химическими элементами, типоморфными для основных горных пород, и обедненность элементами, типичными для кислых вулканических пород, может являться общей геохимической особенностью.

**Таблица 1.** Кларки (К) средних и основных вулканитов, по [Григорьев, 2007], кларки концентрации (Кк) химических элементов в вулканических пеплах

Элементы	К средних вулканитов	К основных вулканитов	Кк пеплов извержений вулканов									
			Алайд, 2012 г.	Эбеко, 2018 г.	Ключевской, 2008 г.	ТТИ-50, 2012 г.	Ксудач, 1907	Безымянный, 2006 г.	Корякский, 2009 г.	Шивелуч, 2014 г.	Кизимен, 2011 г.	
Li	20.00	13.00	0.61	0.72	1.62	1.46	0.5	1.00	0.37	0.65	0.70	
Be	1.40	1.20	0.95	0.66	0.48	1.25	0.37	0.39	0.45	0.64	0.59	
Na	2.72	1.94	1.14	1.02	1.42	1.30	0.81	0.98	0.93	1.17	0.82	
Mg	1.85	3.92	0.45	0.43	0.74	0.37	1.11	1.11	0.91	0.83	0.65	
Al	8.83	8.66	0.97	0.86	0.98	0.98	0.9	0.90	0.90	0.96	0.96	
P	0.10	0.11	1.24	0.72	—	—	—	—	—	—	—	
S	0.07	0.07	0.03	5.14	—	—	—	—	—	—	—	
K	1.49	0.77	1.97	1.96	1.19	2.48	0.45	0.78	0.72	1.34	0.84	
Ca	4.44	7.20	0.78	0.60	0.74	0.56	1	1.03	0.80	0.80	0.71	
Sc	15.00	31.00	0.70	0.75	0.90	0.74	1.55	1.33	1.20	0.66	0.93	
Ti	0.46	0.71	0.73	0.58	0.84	1.27	0.86	0.89	0.91	1.30	0.74	
V	71.00	220.00	1.25	0.93	2.23	1.45	2.11	4.79	4.37	1.20	1.83	
Cr	30.00	130.00	0.05	0.05	0.26	0.04	1.19	0.47	0.73	2.45	0.40	
Mn	0.11	0.14	0.83	0.86	0.77	0.72	1.12	0.93	0.57	0.48	0.65	
Fe	5.04	8.06	0.73	0.68	0.49	0.69	0.95	0.65	0.61	0.47	0.76	
Co	19.00	30.00	0.78	0.70	1.10	0.80	0.86	1.21	1.11	0.63	0.63	
Ni	51.00	73.00	0.16	0.07	0.38	0.15	0.25	0.25	0.29	0.52	0.35	
Cu	44.00	73.00	1.43	0.96	1.23	2.47	0.74	0.84	0.73	0.88	0.89	
Zn	31.00	85.00	0.90	0.93	1.14	1.11	2.11	2.45	2.23	1.95	3.19	
Ga	29.00	26.00	0.70	0.58	0.73	0.81	0.6	0.59	0.62	0.66	0.48	
As	2.50	2.00	0.23	1.21	0.75	3.70	1.25	0.92	2.32	5.80	0.44	
Rb	75.00	43.00	0.75	0.78	0.44	1.51	0.17	0.41	0.31	0.37	0.43	
Sr	390.00	440.00	1.31	0.82	1.43	0.77	0.69	1.44	2.33	1.54	0.69	
Y	19.00	25.00	0.68	0.74	0.80	1.36	0.85	0.95	0.79	0.55	0.84	
Zr	110.00	110.00	0.80	0.84	1.00	4.82	0.91	1.09	0.40	2.05	0.80	
Nb	19.00	10.00	0.48	0.22	0.39	0.96	0.1	0.32	0.24	0.18	0.15	
Mo	2.00	1.90	0.71	1.08	0.40	1.47	0.62	0.55	2.65	1.63	0.95	
Ag	0.10	0.12	0.51	0.38	—	—	—	—	—	—	—	
Cd	0.15	0.14	0.93	0.72	1.14	1.21	1.1	0.87	1.13	1.03	1.40	

Таблица 1. Окончание

Элементы	К средних вулканитов	К основных вулканитов	Кк пеплов извержений вулканов								
			Алайд, 2012 г.	Эбеко, 2018 г.	Ключевской, 2008 г.	ТТИ-50, 2012 г.	Ксудач, 1907	Безымянный, 2006 г.	Корякский, 2009 г.	Шивелуч, 2014 г.	Кизимен, 2011 г.
Sn	4.50	3.60	0.26	0.31	0.42	0.72	0.34	0.29	0.51	0.34	0.24
Sb	0.20	1.00	0.09	1.22	0.39	7.70	2.93	1.90	1.30	4.70	3.00
Cs	2.90	1.20	0.92	1.43	0.51	1.75	0.3	0.34	0.28	0.38	0.55
Ba	410.00	390.00	0.82	0.88	1.08	1.38	0.54	1.10	1.37	1.12	1.61
La	28.00	19.00	0.62	0.51	1.05	1.05	0.16	0.46	0.46	0.31	0.34
Ce	50.00	43.00	0.65	0.54	0.44	1.56	0.23	0.34	0.32	0.38	0.40
Pr	4.00	4.70	0.76	0.66	0.68	1.51	0.42	0.85	0.78	0.64	0.65
Nd	20.00	21.00	0.76	0.65	0.71	1.48	0.39	0.80	0.65	0.53	0.55
Sm	4.30	5.10	0.75	0.66	0.80	1.45	0.52	0.91	0.72	0.59	0.56
Eu	1.20	1.60	0.73	0.58	0.88	1.31	0.65	1.08	1.00	0.72	0.60
Gd	4.50	5.10	0.76	0.70	0.94	1.61	0.58	0.96	0.69	0.52	0.56
Tb	0.71	0.95	0.60	0.59	0.85	1.16	0.6	0.99	0.69	0.49	0.54
Dy	3.00	5.10	0.65	0.67	0.94	1.31	0.89	1.40	0.93	0.67	0.80
Ho	0.72	1.30	0.51	0.54	0.77	1.00	0.78	1.19	0.76	0.53	0.67
Er	2.10	2.60	0.78	0.84	1.08	1.46	0.82	1.24	0.76	0.52	0.71
Tm	0.40	0.40	0.68	0.78	1.08	1.33	0.65	0.95	0.60	0.41	0.55
Yb	2.00	2.30	0.86	0.98	1.00	1.57	0.87	1.00	0.65	0.60	0.80
Lu	0.32	0.46	0.63	0.74	0.91	1.20	0.84	1.22	0.78	0.53	0.72
Hf	3.60	3.70	0.72	0.84	0.86	1.54	0.44	0.97	0.44	0.90	0.53
Ta	1.00	0.80	0.36	0.18	1.75	0.59	0.32	2.20	1.20	0.21	0.21
W	1.40	1.10	0.35	0.56	0.25	1.36	0.28	0.26	0.33	0.47	0.39
Pb	18.00	11.00	0.43	0.97	0.44	0.68	0.31	0.29	0.89	0.48	0.89
Bi	0.07	0.05	1.44	1.92	1.50	3.00	1.14	2.29	13.00	3.07	3.00
Th	4.10	2.70	1.01	1.35	0.41	0.89	0.17	0.49	0.46	0.34	0.54
U	1.10	0.86	1.21	1.51	0.60	1.98	0.31	0.89	0.59	0.70	1.00

Примечание. “-” – нет данных. Валовые содержания: Se, Rh, Pd, Ir, Pt, Au, Hg, Te – ниже предела обнаружения метода <2.0, 0.07, 0.06, 0.005, 0.005, 0.008, 0.02, 0.004, 0.07 мг/кг соответственно. Размерность кларков вулканитов для Na, Mg, Al, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe – в %, для остальных элементов – в мг/кг. Исследования выполнены в Аналитическом сертификационном испытательном центре (ООО АСИЦ) ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федорова (ВИМС, Москва).

**Таблица 2.** Коэффициенты ранговой корреляции Кк пеплов вулканов Алаид и Эбеко с пеплами вулканов п-ва Камчатка,  $r5\%$  крит = 0.273

Вулкан, год извержения	Ключевой, 2008 г.	ТТИ-50, 2012 г.	Ксудач, 1907 г.	Безыманный, 2006 г.	Корякский, 2009 г.	Шивелуч, 2014 г.	Кизимен, 2011 г.	Алаид, 2012 г.	Эбеко, 2018 г.
Алаид	0.414	0.328	0.229	0.221	0.179	0.510	0.529	—	0.592
Эбеко	0.305	0.561	0.239	0.248	0.299	0.601	0.650	0.592	—
Состав пепла	Базальтовый		Андези-базальтовый	Андезитовый			Даци-андезитовый	Андези-базальтовый	Андезитовый

стью всего голоценового вулканизма Камчатки. Для пеплов изученных вулканов Курильских островов эта особенность не характерна. Отсутствует она и для наиболее близкого к ним по составу камчатского вулкана Шивелуч (пеплы вулкана Кизимен в этом анализе не рассматривались).

Обращают на себя внимание относительно высокие содержания в пеплах вулканов Алаид и Эбеко радиоактивных элементов: Кк U составляют 1.5 и 1.2, Th — 1.3 и 1.1 единиц соответственно. В этом наблюдается их сходство только с двумя камчатскими вулканами — Шивелуч и Кизимен. В этой связи весьма актуальны исследования, направленные на изучение влияния вулканов Северных Курил на компоненты окружающей среды.

Для большинства пеплов вулканов Камчатки, напротив, характерны низкие содержания радиоактивных элементов [Литвиненко, Захарихина, 2016]. Именно невысокие содержания последних определяют в целом низкий уровень мощности экспозиционной дозы гамма излучения на Камчатке (в среднем 10–11.5 мкР/ч на юге и 8–9.5 мкР/ч на севере).

#### *Поведение редкоземельных элементов в пеплах*

Сближает пеплы рассматриваемых вулканов Курильских островов и Камчатки сходное поведение в них редкоземельных элементов (РЗЭ). В большинстве случаев РЗЭ располагаются в средней части приоритетных геохимических рядов, и именно их поведение чаще определяет положительные значения КРК пеплов Курил и Камчатки.

Как известно, РЗЭ характеризуются сходными химическими свойствами и при этом являются хорошими геохимическими индикаторами для классификации и определения условий формирования геологических объектов и в целом природных процессов [Gromet et al., 1984; Aubert et al., 2002]. Определяется это тенденцией однонаправленного поведения РЗЭ в геохимических процессах гипергенеза, обусловленного близостью их химических свойств. При этом учитываются свойства РЗЭ отражать спектр содержаний,

характерный для источника элементов, и испытывать фракционирование по мере изменения условий последующей миграции в природной среде. За счет повышенной чувствительности РЗЭ к изменениям условий среды при смене, к примеру, окислительно-восстановительных условий в группе РЗЭ может происходить фракционирование и проявляться положительные или отрицательные аномалии отдельных элементов, выражающиеся в повышении или понижении их содержаний относительно других элементов группы. Наиболее изучено фракционирование РЗЭ в природных процессах, характерное для элементов с различной атомной массой.

Общую геохимическую специфику рассматриваемых пеплов вулканов Северных Курил и Камчатки определяет сходная, хорошо выдержанная конфигурация спектров, нормированных по североамериканскому сланцу (NASC) [Haskin et al., 1968] концентраций РЗЭ, с устойчивым преобладанием средней и тяжелой групп РЗЭ (рис. 3).

Наиболее ярким элементом схожего поведения РЗЭ является выраженный европиевый максимум, характеризующийся величиной E/E<sub>r</sub>\* от 1.2 до 1.8 единиц. Европиевая аномалия, обнаруженная в вулканических пеплах, известное явление, но описанное, преимущественно, для горных пород. В последних она проявляется как в дефиците элемента, так и в его избыточных содержаниях в сравнении с другими РЗЭ [Gromet et al., 1984; Aubert et al., 2002]. Существует мнение, что для зоны гипергенеза это явление не характерно [Aubert et al., 2002].

Единой общепринятой гипотезы причины проявления европиевой аномалии не существует, и вопрос остается дискуссионным. Положительные европиевые аномалии объясняют присутствием плагиоклаза или полевых шпатов, которые являются концентратами европия [Gromet et al., 1984; Aubert et al., 2002]. Связывают это явление и с изменением редокс условий и особенностями кислотно-основных свойств элемента. Eu является элементом с переменной валентностью. Eu<sup>2+</sup> — сильный восстановитель, образует оксид EuO с более сильными основными свой-

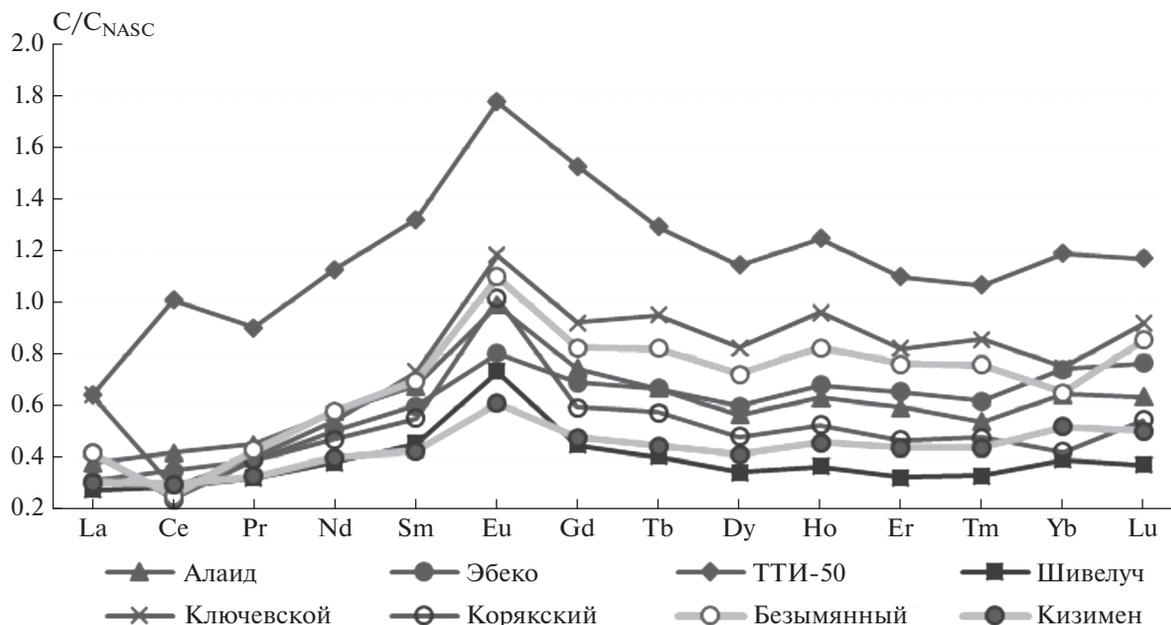


Рис. 3. Спектры концентраций РЗЭ в вулканических пеплах, нормализованные по отношению к северо-американскому сланцу (NASC) [Haskin et al., 1968; Gromet et al., 1984].

ствами.  $\text{Eu}^{3+}$  дает оксид  $\text{Eu}_2\text{O}_3$  с более кислыми свойствам [Gromet et al., 1984; Aubert et al., 2002]. Наличие положительных европиевых аномалий в осадочных образованиях объясняют воздействием глубинных гетеротермальных растворов — флюидов внекорového происхождения, обогащенных европием [Шатров, 2006].

Наблюдаемая положительная аномалия Eu в вулканических пеплах может быть обусловлена как условиями генезиса вулканизма в целом, так и сменной окислительно-восстановительных условий при поступлении пеплов на поверхность в раздробленном состоянии. Имеющаяся небольшая выборка вулканических пеплов не позволяет однозначно назвать фактор, определяющий проявление Eu максимума. Обнаруженное явление требует дальнейшего исследования на большем количестве объектов, имеющих разные возрастные характеристики и условия поступления пеплов на поверхность. Возможно, числовые характеристики Eu максимума смогут, наряду с уже имеющимися методами, помочь в решении вопросов генезиса вулканических процессов.

#### Показатель потенциального плодородия пеплов

До настоящего времени нет единого мнения о пользе или вреде вулканических пеплов при поступлении их на поверхность при вулканических извержениях. Историей известны факты как благотворного влияния пеплов на окружающую среду, так и негативного, когда вулканические события сопровождаются выпадением кислот, гибелью рас-

тительного покрова за счет механического погребения продуктами извержений и при пожарах. Часто после поступления пеплов на поверхность земли наблюдается повышение биопродуктивности экосистем, которое связывают с наиболее очевидной и часто обсуждаемой причиной — привнесением дополнительных элементов питания минерального происхождения с вулканическими пеплами [Андреев, 2015].

В 2014–2018 гг. впервые в международной практике на полях Камчатского института сельского хозяйства (долина р. Авача) были выполнены полевые агрохимические опыты по применению разных вулканических пеплов Камчатки при выращивании культурных растений [Захарихина и др., 2020]. В результате опытных работ были получены существенные прибавки урожайности от 30 до 70% с улучшением биохимических показателей сельскохозяйственной продукции и ее лежкости при хранении. Абстрагируясь от разнообразных деталей результатов этого опыта, можно сделать вывод, что наиболее продуктивны в этом смысле вулканические пеплы, имеющие относительно повышенные валовые содержания широкого спектра элементов.

В этой связи предлагается рассматривать уровень потенциального плодородия вулканических пеплов путем сравнения содержаний в нем химических элементов относительно их концентраций в почве ( $\text{ППП} = \sum \text{C}_{\text{вп}}/\text{C}_{\text{пч}}$ ) (табл. 3). Так как сведений о содержаниях обсуждаемого широкого спектра химических элементов (54 элемента) в почвах Курильских островов нет, для расчета по-

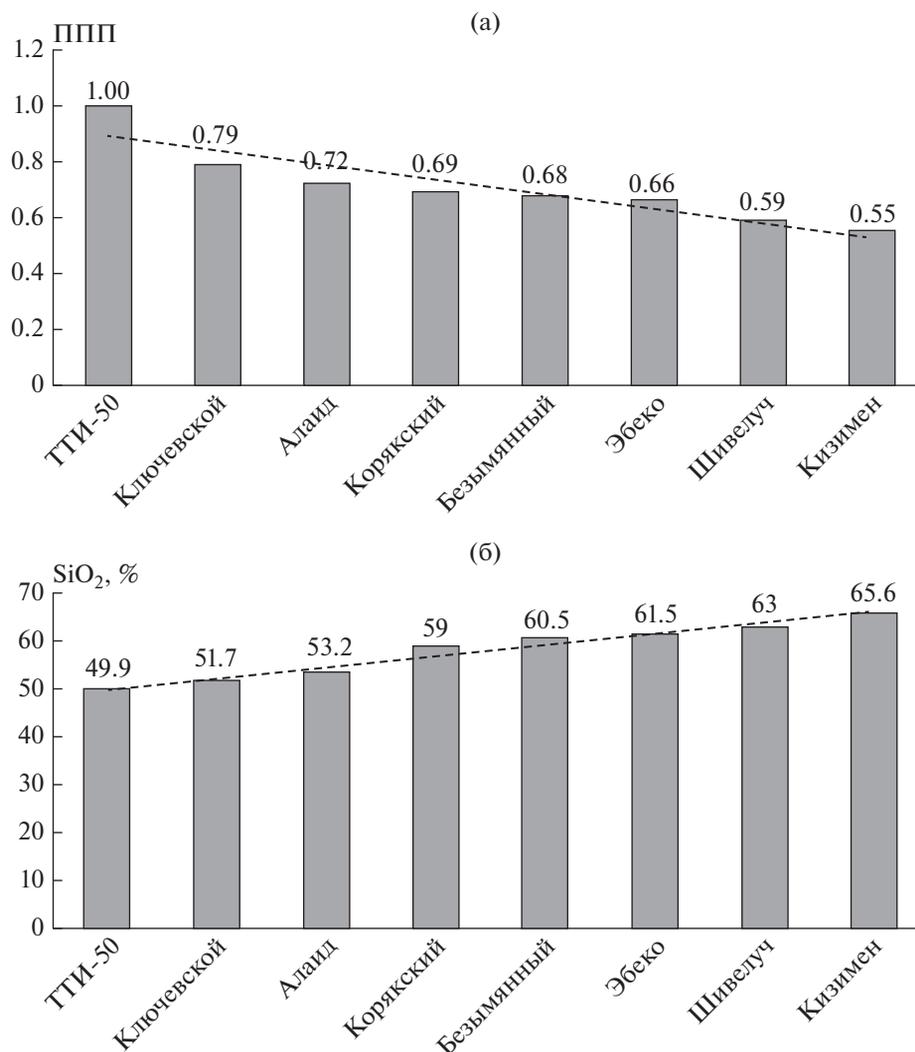


Рис. 4. Показатель потенциального плодородия вулканических пеплов (а) и валовые содержания в них SiO<sub>2</sub> в % (б).

казателя потенциального плодородия (ППП) применяются средние содержания элементов для почв континентов (кларки почв). Из всех рассматриваемых вулканических пеплов самое высокое значение ППП характерно для пепла Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии (ТТИ-50). В этой связи величина ППП пепла названного извержения принята за единицу. Для других пеплов ППИ рассматривается как доля от этого значения (рис. 4а).

Обращает на себя внимание высокое расположение в приведенном ряду ППП пепла андезибазальтового состава извержения вулкана Алаид. По обсуждаемому показателю последний уступает только продуктам ТТИ-50 и извержений вулкана Ключевской. Пеплы вулкана Эбеко имеют несколько более низкие значения ППП, но располагаются, однако, близко к пеплам вулкана

Безымянный, показавшим при проведении сельскохозяйственных опытов также очень хорошие результаты (до 70% прибавки урожайности по картофелю).

Оценка основности вулканических пеплов [Максимов и др., 2011; Малик, 2011, 2019; Овсяников, Малик, 2011] обнаруживает обратную зависимость ППП от содержания в них кремния. Чем пепел основнее, тем его показатель потенциального плодородия выше (см. рис. 4б).

В целом, по нашему мнению, можно говорить о близости качественных составов пеплов Северных Курил к андезитовым пеплам камчатских вулканов Шивелуч и Кизимен и сходстве их количественных характеристик по показателю ППП к пеплам базальтовых и андезибазальтовых вулканов п-ва Камчатка: ТТИ-50, Ключевской, Корякский, Безымянный.

Таблица 3. Средние содержания элементов для почв континентов ( $K_{\text{почв}}$ ), по [Ярошевский, 2004], и доли содержания химических элементов в вулканических пеплах относительно  $K_{\text{почв}}$

Элементы	$K_{\text{почв}}$	Алай, 2012 г.	Эбеко, 2018 г.	ТТИ-50, 2012 г.	Ключевской, 2008 г.	Корякский, 2009 г.	Безьян- ный, 2006 г.	Шивелуч, 2014 г.	Кизимен, 2011 г.
Li	30.00	0.27	0.31	0.62	0.70	0.24	0.67	0.43	0.47
Be	1.50	0.76	0.54	0.97	0.38	0.42	0.36	0.60	0.55
Sc	8.00	2.71	2.94	2.94	3.50	2.25	2.50	1.23	1.75
V	90.00	3.05	2.11	3.56	5.44	3.44	3.78	0.95	1.44
Cr	60.00	0.11	0.10	0.11	0.57	0.37	0.23	1.23	0.20
Co	9.00	2.59	2.39	2.72	3.67	2.33	2.56	1.33	1.33
Ni	20.00	0.57	0.26	0.60	1.40	0.75	0.65	1.33	0.90
Cu	23.00	4.55	2.80	8.04	3.91	1.39	1.61	1.67	1.70
Zn	60.00	1.27	1.29	1.53	1.62	1.15	1.27	1.01	1.65
Ga	20.00	0.91	0.75	1.08	0.95	0.90	0.85	0.95	0.70
As	6.00	0.08	0.38	1.28	0.25	0.97	0.38	2.42	0.18
Rb	70.00	0.46	0.49	0.93	0.27	0.33	0.44	0.39	0.46
Sr	220.0	2.61	1.60	1.55	2.86	4.14	2.55	2.73	1.23
Y	25.00	0.68	0.75	1.36	0.80	0.60	0.72	0.42	0.64
Zr	300.0	0.29	0.32	1.77	0.37	0.15	0.40	0.75	0.29
Nb	11.00	0.44	0.20	0.89	0.35	0.41	0.55	0.31	0.26
Mo	2.00	0.68	1.07	1.45	0.38	2.65	0.55	1.63	0.95
Cd	0.16	0.81	0.69	1.00	1.00	1.06	0.81	0.97	1.31
Sn	1.10	0.86	0.87	2.23	1.36	2.09	1.18	1.41	1.00
Sb	0.90	0.10	0.44	4.54	0.43	0.29	0.42	1.04	0.67
Cs	3.00	0.37	0.58	0.72	0.20	0.27	0.33	0.37	0.53
Ba	500.0	0.64	0.69	1.08	0.84	1.12	0.90	0.92	1.32
La	40.00	0.30	0.24	0.50	0.50	0.33	0.33	0.22	0.24
Ce	50.00	0.56	0.47	1.35	0.38	0.32	0.34	0.38	0.40
Pr	7.00	0.51	0.44	1.02	0.46	0.44	0.49	0.36	0.37
Nd	33.00	0.48	0.42	0.94	0.45	0.39	0.48	0.32	0.33
Sm	5.00	0.76	0.67	1.48	0.82	0.62	0.78	0.51	0.48

Таблица 3. Окончание

Элементы	K <sub>почв</sub>	Алайд, 2012 г.	Эбеко, 2018 г.	ТГИ-50, 2012 г.	Ключевской, 2008 г.	Корякский, 2009 г.	Безьян- ный, 2006 г.	Шивелуч, 2014 г.	Кизимен, 2011 г.
Eu	1.00	1.17	0.95	2.10	1.40	1.20	1.30	0.87	0.72
Gd	4.00	0.97	0.90	1.99	1.20	0.78	1.08	0.59	0.63
Tb	0.70	0.81	0.81	1.57	1.16	0.70	1.00	0.49	0.54
Dy	5.00	0.66	0.70	1.33	0.96	0.56	0.84	0.40	0.48
Ho	0.60	1.10	1.18	2.17	1.67	0.92	1.43	0.63	0.80
Er	2.00	1.01	1.12	1.88	1.40	0.80	1.30	0.55	0.75
Tm	0.40	0.68	0.78	1.34	1.08	0.60	0.95	0.41	0.55
Yb	3.00	0.66	0.76	1.22	0.77	0.43	0.67	0.40	0.53
Lu	0.35	0.83	1.00	1.53	1.20	0.71	1.11	0.49	0.66
Hf	7.00	0.38	0.46	0.81	0.46	0.23	0.50	0.46	0.27
Ta	1.00	0.29	0.15	0.48	1.40	1.20	2.20	0.21	0.21
W	1.00	0.38	0.64	1.30	0.27	0.46	0.36	0.66	0.54
Tl	0.30	0.33	1.50	0.82	0.31	1.93	0.90	1.63	0.93
Pb	20.00	0.24	0.47	0.36	0.24	0.80	0.26	0.43	0.80
Bi	0.20	0.36	0.55	0.61	0.38	4.55	0.80	1.08	1.05
Th	6.50	0.42	0.57	0.37	0.17	0.29	0.31	0.22	0.34
U	1.50	0.69	0.89	1.10	0.35	0.43	0.65	0.51	0.73
Na	0.63	3.50	3.03	3.97	4.36	4.00	4.24	5.06	3.53
Mg	0.63	2.80	2.61	2.29	4.59	2.68	3.25	2.43	1.91
Al	7.13	1.17	1.00	1.19	1.19	1.11	1.11	1.19	1.19
K	1.36	1.12	1.08	1.40	0.67	0.79	0.85	1.46	0.92
Ca	1.37	4.11	3.01	2.92	3.91	2.61	3.34	2.60	2.30
Ti	0.37	1.39	1.05	2.43	1.60	1.13	1.10	1.62	0.92
Mn	0.05	2.33	2.33	2.00	2.17	1.24	2.01	1.03	1.41
Fe	0.38	15.44	13.73	14.53	10.49	8.10	8.65	6.26	10.12
ППП		70.24	65.08	97.91	77.25	67.69	66.36	57.54	54.19

Примечание. Размерность кларков почв для Na, Mg, Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe – в %, для остальных элементов – в мг/кг.

*Влияние пеплов на состав поверхностных вод*

Поверхностные воды, формирующиеся в ареалах выпадения вулканических пеплов, отражают не только состав химических элементов максимально быстро переходящих из пеплов в раствор, но также указывают на геохимические особенности обогащения в целом компонентов окружающей среды вследствие вулканических событий. Исследования, выполненные при вулканическом событии ТТИ-50 в ноябре 2013 г., показали, что подавляющая часть (<95%) подвижных форм элементов поступают в природные среды при пеплопадах не в составе пепловых частиц, а в газо- и водорастворенной формах непосредственно из дисперсионной среды вулканического аэрозоля [Литвиненко, Захарихина, 2017]. И именно подвижные формы элементов, быстро переходящие в растворы, меняют состав газовой составляющей, а также геохимические особенности поверхностных вод и почвенно-растительного покрова при извержениях в окрестностях вулкана.

Влияние пеплов на формирующиеся в ареале их выпадения поверхностные воды рассмотрено на примере ручья б/н, разгружающегося на юго-восточном склоне вулкана Эбеко. Оценка элементного состава вод ручья в сравнении со средними содержаниями элементов в пресных речных водах континентов (кларки для пресных вод) показала их геохимические особенности (табл. 4). Существенно обогащены воды ручья б/н всей группой РЗЭ, стоящих в начале гидрогеохимической формулы поверхностных вод (табл. 5): содержания Eu, Ho, Dy, Tb, Gd, Er, Sm, Pr в них превышают кларки для пресных вод на два порядка; концентрации Yb, Nd, Tm, Ce, La повышены в 92, 88, 61, 58 и 36 раз соответственно. К элементам, быстро переходящим в раствор, имеющим  $K_k > 10$ , следует отнести также Lu, Al, Mn, Co, Fe и S. В состав элементов,  $K_k$  для которых составляют более двух единиц, входят Cs, Cu, Y, Au, Ge, V, Hf, Si, Rb, Ca, Sr. Как видно из приведенного перечня, только S и два РЗЭ – Cs и Tb, определяют геохимическую специализацию пеплов извержения вулкана Эбеко.

Обращает на себя внимание вхождение U и Th в ряд дефицитных элементов для вод, в то время как пеплы вулкана Эбеко, как уже было отмечено, ими обогащены. Отсутствие тенденции быстрого перехода в раствор радиоактивных элементов следует рассматривать как положительный фактор формирования экологической обстановки при извержении вулкана.

В целом состав химических элементов, содержащихся в повышенных количествах в пеплах, не повторяет группу элементов, максимально быстро переходящих в природные растворы.

Сравнительный анализ вод ручья с водотоками, формирующимися в ареалах выпадения пеп-

лов вулканов Северной группы п-ова Камчатка (рр. Кабеку, Бильчинок и руч. Студенный), показывает следующие их общие особенности (табл. 6). К главной из них следует отнести быстрый переход в растворы РЗЭ. Во всех рассмотренных ручьях этой зоны элементы редкоземельной группы располагаются в начале гидрогеохимических формул и входят в состав избыточных элементов, максимально быстро переходящих в раствор. Именно их поведение определяет положительные коэффициенты ранговой корреляции  $K_k$  всех рассмотренных водотоков.

Вновь подтверждается закономерность отсутствия связи состава химических элементов избыточных для пеплов и группы элементов, активно переходящих в раствор при извержении. Наиболее близки воды ручья б/н, протекающего по вулкану Эбеко, к водам р. Бильчинок. Последние изучались, как и воды руч. б/н вулкана Эбеко, в момент активной вулканической деятельности события ТТИ-50, ареал выпадения пеплов которого располагался в водосборной площади реки. Вероятно, именно временной фактор определяет связь составов поверхностных вод в ареалах вулканических пеплопадов. По завершении вулканического события, когда наиболее подвижная часть химических элементов вымывается из пеплов, связь между водами в ареалах выпадения пеплов разных вулканов ослабевает.

Высокие содержания РЗЭ в поверхностных водах в окрестностях вулканов в момент их извержений указывают не только на геохимическую специфику этих геологических событий. Данное обстоятельство необходимо рассматривать как один из факторов, определяющих всплеск биопродуктивности экосистем в момент извержений. Известно, что РЗЭ в настоящее время активно начали использоваться в сельскохозяйственной практике в качестве микроудобрения [Pahg et al., 2002; Ramos et al., 2016]. Еще в начале 1980-х гг. было установлено благотворное влияние РЗЭ на урожай и качество культурных растений. С этого периода в Китае – стране, обладающей крупнейшими в мире месторождениями РЗЭ, была принята и действует по настоящее время национальная программа по испытанию влияния РЗЭ на рост растений и применению этих элементов в производственном земледелии. Для обработки сельхозугодий употребляется менее 0.2% от содержания РЗЭ в почве, что является экологически безопасным и при этом стимулирует фотосинтез в растениях, способствует развитию их корневой системы, обуславливает существенную прибавку урожайности и повышение качества культурных растений. Интересен тот факт, что величина прибавки урожайности при использовании РЗЭ в Китае (в среднем около 20–40%) совпадает с аналогичными характеристиками упомянутых опытов с вулканическими пеплами

**Таблица 4.** Кларки речных вод, по [Виноградов, 1967; Гордеев, Лисицын, 1978; Гордеев, 1983], в мкг/л, кларки концентраций (Кк) в водах рек и ручьев, формирующихся в ареалах выпадения вулканических пеплов

Элементы	Кларк	Водотоки, местоположение их истоков									
		р. Студеная, восточный склон вул. Ключевской	р. Кабеку, Восточное подножье вул. Шивелуч	р. Бельчинок, подножье Южного склона вул. Толбачик	руч. б/н, юго-восточный склон вул. Эбеко	Элементы	кларк	р. Студеная, восточный склон вул. Ключевской	р. Кабеку, Восточное подножье вул. Шивелуч	р. Бельчинок, подножье Южного склона вул. Толбачик	руч. б/н, юго-восточный склон вул. Эбеко
Li	2.5	12.40	18.00	1.72	1.23	Ag	0.2	0.75	0.80	0.75	0.50
B	20	37.00	30.50	1.00	3.52	Cd	0.2	0.18	1.70	0.38	0.41
Na	5000	8.40	12.40	1.64	1.77	Sb	1	0.33	1.70	0.15	0.05
Mg	2900	4.14	7.24	3.10	1.27	Cs	0.03	2.47	4.00	9.67	8.29
Al	160	5.06	15.00	93.75	53.77	Ba	30	0.25	1.87	3.10	0.68
Si	6000	2.33	4.00	5.67	2.90	La	0.05	2.60	17.60	60.00	36.46
P <sub>общ</sub>	40	2.75	8.25	11.25	0.45	Ce	0.08	2.63	18.75	97.50	57.66
S <sub>общ</sub>	3800	12.63	57.89	1.03	10.40	Pr	0.007	5.29	30.00	157.14	102.7
K	2000	2.15	2.70	1.40	1.10	Nd	0.04	4.25	23.25	130.00	87.89
Ca	12000	1.08	4.25	1.00	2.39	Sm	0.008	4.25	27.50	150.00	110.2
V	1	55.00	30.00	53.00	0.99	Eu	0.001	10.00	57.00	360.00	192.8
Cr	1	1.00	2.20	2.70	1.03	Gd	0.008	5.38	22.50	150.00	113.1
Mn	10	1.20	31.00	23.00	20.1	Tb	0.001	7.40	28.00	190.00	142.2
Fe	40	7.75	20.75	240.00	12.11	Dy	0.005	8.20	26.00	220.00	160.9
Co	0.3	0.63	4.00	22.67	14.90	Ho	0.001	3.00	26.00	220.00	161.7
Ni	2.5	1.04	16.40	6.80	0.98	Er	0.004	7.00	14.50	157.50	112.3
Cu	7	0.57	6.71	12.00	7.29	Tm	0.001	3.00	9.90	82.00	60.70
Zn	20	0.50	1.15	3.60	0.65	Yb	0.004	4.00	13.25	140.00	92.25
Ga	0.1	2.10	6.60	38.00	1.00	Lu	0.001	3.00	9.10	89.00	56.10
Ge	0.07	0.69	0.91	4.29	5.10	Hf	0.0034	2.94	14.71	6.76	2.94
As	2	1.45	7.00	0.31	0.12	W	0.003	22.33	83.33	3.33	1.13
Br	20	4.90	6.00	0.36	1.99	Au	0.0003	1.00	1.00	1.00	5.67
Rb	2	2.10	4.10	2.95	2.39	Tl	1	0.01	0.03	0.04	0.19
Sr	50	0.92	4.80	1.78	2.24	Pb	1	1.90	2.00	2.70	0.31
Y	0.7	0.27	0.87	7.14	5.80	Th	0.1	0.08	0.28	2.70	0.05
Zr	2.6	0.17	0.62	0.54	0.00	U	0.5	0.58	0.38	0.28	0.47
Mo	1	3.80	24.00	0.81	0.03						

Примечание. Содержание Sc, Ti, Ru, Rh, Pd, In, Sn, Te — ниже предела обнаружения анализа <2.0, 5.0, 0.002, 0.005, 0.006, 0.003, 0.04, 0.1 соответственно. Исследования выполнены в Аналитическом сертификационном испытательном центре (ООО АСИЦ) ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС, Москва).

**Таблица 5.** Содержания химических элементов для речных вод окрестностей вулканов в сравнении с общими содержаниями элементов для пресных речных вод континентов (в скобках значения Кк)

Водоток, вулкан	Гидрогеохимическая формула поверхностных вод			
	Кк > 100	100 < Кк > 10	100 < Кк > 10	Кк < 1
руч. б/н, Эбеко	Eu(193), Ho(162), Dy(161), Tb(142), Gd(113), Er(112), Sm(110), Pr(103)	Yb(92), Nd(88), Tm(61), Ce(58), Lu(56), Al(54), La(36), Mn(20), Co(15), Fe(12), S(10)	Cs(8.3), Cu(7.3), Y(5.8), Au(5.7), Ge(5.1), B(3.5), Hf(2.9), Si(2.9), Rb(2.4), Ca(2.4), Sr(2.2), Br(2.0), Na(1.8), Mg(1.3), Li(1.2), K(1.1), Cr, Ga(1.0)	V(0.99), Ni(0.97), Ba(0.68), Zn(0.65), Ag(0.5), U(0.47), P(0.45), Cd(0.41), Pb(0.31), Tl(0.19), As(0.12), Sb(0.05), Th(0.05), Mo(0.03), Zr(0.01)
р. Кабеку, Шивелуч	–	W(83), S(58), Eu(57), Mn(31), V, Pr, B(30), Tb(28), Sm(27), Dy, Ho(26), Mo(24), Nd(23), Gd(22), Fe(21), Ce(19), Li(18), La(17), Ni(16), Al(15), Hf(15.0), Er(14), Yb(13), Na(12), Tm(10)	Lu(9), S(8), Mg, As(7), Cu, Ga(7), Br(6), Sr(5), Ca, Rb, Si, Co, Cs(4), K(3), Cr, Pb(2), Ba(1.9), Cd, Sb(1.7), Zn, Au, Ge (1.0)	Ge, Y(0.9), Ag(0.8), Zr(0.6), U(0.4), Th(0.3), Tl(0.03)
руч. Студеный, Ключевской	–	V(55), B(37), Li(12), W(22), S(13), Eu(10)	Na(8.4), Dy(8.2), Fe(7.7), Tb(7.4), Er(7.0), Gd(5.4), Pr(5.3), Al(5.1), Br(4.9), Nd, Sm(4.2), Mo(3.8), Ho, Tm, Lu (3.0), Hf(2.9), P(2.7), Ce, La(2.6), Cs(2.5), Si(2.3), K(2.2), Rb, Ga(2.1), Pb(1.9), As(1.4), Mn(1.2), Ca(1.1), Cr, Au(1.0)	Sr(0.9), Ag, Ge(0.7), Co, U, Cu(0.6), Zn(0.5), Sb, Y, Ba(0.3), Cd, Zr(0.2), Th(0.08), Tl(0.01)
р. Бельчинок, Толбачик	Eu(360), Fe(240), Dy(220), Ho(220), Tb(190), Er(158), Pr(157), Sm, Gd(150), Yb(140), Nd(130)	Ce(97), Al(94), Lu(89), Tm(82), La(60), V(53), Ga(38), Mn(23), Co(23), Cu(12), P(11), Cs(10)	Cs(9.7), Y(7.1), Ni(6.8), Hf(6.8), Si(5.7), Ge(4.3), Zn(3.6), W(3.3), Mg(3.1), Ba(3.1), Rb(2.9), Cr, Pb, Th(2.7), Sr(1.8), Li(1.7), Na(1.6), K(1.4), S, Ca < Au, B(1.0)	Mo(0.8), Ag(0.7), Zr(0.5), Cd(0.4), Br, As(0.3), U(0.3), Sb(0.2), Tl(0.04)

Примечание. Местоположение истоков водотоков приведено в табл. 4.

**Таблица 6.** Коэффициенты ранговой корреляции Кк ручья б/н, протекающего по вулкану Эбеко (период извержения, август 2018 г.), и водотоков, формирующихся в зоне воздействия пеплопадов Северной группы вулканов Камчатки (период извержения ТТИ-50, ноябрь 2012 г.),  $r_{5\%}$  крит = 0.271

Водотоки	р. Кабеку	руч. Студеный	р. Бельчинок
Коэффициенты ранговой корреляции	0.559	0.505	0.828
Вулканы, пеплы которых влияют на состав вод	Шивелуч	Ключевской	Толбачик

Камчатки, выполненными в 2014–2018 гг. на полях Камчатского института сельского хозяйства. Возможно, именно РЗЭ являются основным фактором наблюдаемого всплеска биопродуктивности после выпадения вулканических пеплов.

Воды мелких водотоков вблизи вулканов во время извержений можно рассматривать как природные жидкие удобрения, содержащие РЗЭ. Использование эти природных растворов для полива сельскохозяйственных растений с целью их подкормки РЗЭ должно не только повышать урожайность, но и благотворно влиять на качество выращиваемых культур. В этой связи актуальна постановка полевых (деляночных) и производственных сельскохозяйственных опытов для установления способов и доз внесения природных жидких удобрений вулканического происхождения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пеплы извержений вулканов Алаид и Эбеко имеют сходные геохимические особенности, выражающиеся в составе избыточных элементов (К, Вi, U, Cs, Th, Na, Yb) и дефицитных (Mg, Ag, Sn, Nb, Ta, Ni, Cr). Отличает продукты извержений двух вулканов существенная обогащенность пеплов вулкана Эбеко S (Кк < 5), а также Sb и As и высокие содержания Р в пеплах вулкана Алаид.

Наиболее тесные корреляционные зависимости элементного состава пеплов вулканов Северных Курил с продуктами извержений вулканов п-ва Камчатка (Ключевской, Толбачик (ТТИ-50), Ксудач, Безымянный, Корякский, Шивелуч, Кизимен) имеют пеплы вулканов Шивелуч и Кизимен. Сближает все изученные вулканические пеплы двух регионов сходное поведение в них РЗЭ. Последние, в основном, располагаются в средней части приоритетных геохимических рядов, характеризуются устойчивым преобладанием средней и тяжелой групп РЗЭ и выраженным европиевым максимумом с величиной E/Eг\* от 1.2 до 1.8 единиц.

Оценка показателя потенциального плодородия вулканических пеплов показала более высокий потенциал пеплов вулкана Алаид относительно продуктов извержений вулкана Эбеко. При близости качественных составов пеплов вулканов Северных Курил к андезитовым пеплам Камчатских вулканов Шивелуч и Кизимен, сходство их количественных характеристик по показателю ППП обнаруживается, напротив, к пеплам базальтовых и андезибазальтовых вулканов п-ова Камчатка.

Поверхностные воды ручья, протекающего по вулкану Эбеко, сходны по составу элементов с водотоками, формирующимися в зоне воздействия пеплопадов камчатских вулканов Северной груп-

пы. Как положительный фактор формирования экологической обстановки при извержении вулкана Эбеко следует рассматривать отсутствие тенденции активного перехода в природные растворы радиоактивных элементов. Состав химических элементов, содержащихся в повышенных количествах в пеплах, не повторяет группу элементов максимально быстро переходящих в природные растворы. Наиболее активно переходят в раствор РЗЭ, определяющие схожесть всех рассмотренных поверхностных вод вблизи вулканов Северных Курил и Камчатки.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00410).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.И.* Положительный экологический эффект извержений вулканов и некоторых природных и техногенных аналогов (обрушений) // Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”, 30 марта–1 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 9–12.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 216 с.
- Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 152 с.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
- Григорьев Н.А.* Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
- Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С.* Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 1. Геохимические особенности вулканических приповерхностных пеплов // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 2. С. 34–44. <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019234-44>
- Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С.* Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 3. Элементный состав растительности вулканических экосистем // Вулканология и сейсмология. 2019б. № 4. С. 40–51. <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019440-51>
- Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., Гайнатулина В.В. и др.* Вулканические пеплы Камчатки как потенциальный источник улучшения биопродуктивности почв // Агрохимия. 2020. № 4. С. 66–75. <https://doi.org/10.31857/S0002188120040134>
- Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А.* Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. Т. 73. № 1. С. 12–22.

- Лепская Е.В.* Влияние пепла вулкана Алаид на фитопланктон озера Курильского (Южная Камчатка) // Исследование биологии и динамики численности промысловых рыб камчатского шельфа. Петропавловск-Камчатский. 1993. Вып. 2. С. 21–24.
- Литвиненко Ю.С., Захарихина Л.В.* Вулканические пеплы как фактор формирования радиоэкологических условий на Камчатке. Часть I. Распространенность и гипергенная трансформация Th и U в современных вулканических пеплах // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 56–71.
- Литвиненко Ю.С., Захарихина Л.В.* Химическая трансформация почв Камчатки после поступления в них продуктов вулканических извержений // Сибирский экологический журн. 2017. Т. 24. № 6. С. 772–788. <https://doi.org/10.15372/SEJ20170609>
- Литвиненко Ю.С., Захарихина Л.В.* Гидрогеохимическое районирование речной сети Камчатки // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 2. С. 182–195. <https://doi.org/10.31857/S0321059620020091>
- Максимов Л.П., Аникин Л.П., Вегасова А.А. и др.* Пеплы извержения Корякского вулкана (Камчатка) в 2009 г.: особенности состава и игенезис // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 73–86.
- Малик Н.А.* Извержение вулкана Безымянный 24 декабря 2006 г., Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2011. № 4. С. 50–59.
- Малик Н.А.* Пеплы извержений вулканов Камчатки (2006–2013 гг.): состав, масса и водорастворимый комплекс / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Петропавловск–Камчатский, 2019. 160 с.
- Овсяников А.А., Малик Н.А.* Тейфра извержения вулкана Кизимен в декабре 2010–феврале 2011 гг. // Материалы региональной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 30 марта–1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57–61.
- Павлюткин Б.И., Чекрыжев И.Ю.* Вулканизм, углегenez и проблемы биологического вымирания на рубеже Мезозой-Кайнозой // Успехи наук о жизни. 2010. № 2. С. 68–77.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 112–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>
- Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др.* Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 8–15.
- Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
- Соколов И.А.* Вулканизм и почвообразование. М.: Наука, 1973. 224 с.
- Шатров В.А.* Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования осадочных пород палеозоя–мезозоя (на примере осадочного чехла Воронежской антеклизы) // Осадочные процессы, седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование) // Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания, Москва, 7–9 ноября 2006 г. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 385–388.
- Ярошевский А.А.* Проблемы современной геохимии. Новосибирск: НГУ, 2004. 194 с.
- Aubert D., Stille P., Probst A. et al.* Characterization and migration of atmospheric REE in soils and surface waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. № 19. P. 3339–3350.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildman T.R.* Relative and absolute terrestrial abundance's of the rare earths // Origin and Distribution of the Elements / Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press, 1968. P. 889–912.
- Gromet L.P., Dumek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The “North American shale composite”: Its composition, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. Iss. 12. P. 2469–2482.
- Pahg Xin, Li Decheng, Peng An.* Application of Rare-earth Elements in the Agriculture of China and its Environmental Behavior in Soil // Environmental Sciens and Pollution Research. 2002. V. 9. Iss. 2. P. 143–148.
- Ramos Silvio J., Dinali Guilherme S, Oliveira Cynthia et al.* Rare Earth Elements in the Soil Environment // Current Pollution Reports. 2016. V. 2. P. 28–50. <https://doi.org/10.1007/s40726-016-0026-4>
- Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R.A.* Volcanic Ash soils. Genesis, Properties and Utilization. Amsterdam: Elsevier, 1993. 287 p.

## Geochemistry and Potential Fertility of Volcanic Ashes of Alaid and Ebeko Volcano Eruptions (Kuril Islands)

L. V. Zakharihina<sup>1, \*</sup>, V. A. Rashidov<sup>2, \*\*</sup>, and L. P. Anikin<sup>2, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Federal Research Center “Subtropical Scientific Center of the Russian Academy of Sciences”, Yana Fabriciusa str., 2/28, Sochi, Krasnodar Territory, 354002, Russia

<sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

\*e-mail: zlv63@yandex.ru

\*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

\*\*\*e-mail: alp@kscnet.ru

The general features of the elemental composition of the ash from the eruptions of the Kuril volcanoes Alaid and Ebeko have been established. In the ashes, the concentrations of K, Bi, U, Cs, Th, Na, Yb are steadily exceeded relative to the average contents for the corresponding types of volcanics. The deficient elements ( $K_k < 1$ )

include: Mg, Ag, Sn, Nb, Ta, Ni, Cr. Of the considered spectrum of ashes of different volcanoes on the Kamchatka Peninsula (Klyuchevskoy, Tolbachik, Ksudach, Bezmyanny, Koryaksky, Shiveluch, Kizimen), the products of eruptions from Shiveluch and Kizimen volcanoes are closest in elemental composition to the ashes of the studied volcanoes of the Kuril Islands. The ashes of the Alaid and Ebeko volcanoes differ from most of Kamchatka's ashes by the increased content of radioactive elements (U, Th). A comparatively high potential of biological productivity of the ashes of the Kuril volcanoes has been established. The considered index of potential fertility (PPP) in comparison with the most productive ash of the Kamchatka Peninsula, for which the PPP is taken as a unit, is 0.72 and 0.66 units for the ash of Alaid and Ebeko volcanoes, respectively. A consistent dependence of the PPP on the content of silicon in ashes is observed: the higher the basicity of the ashes, the greater their potential fertility. For the first time, the effect of fractionation of rare earth elements was discovered, which manifests itself in all studied volcanic ashes (both the Kuril Islands and Kamchatka) in the form of a positive europium anomaly with an E/Er\* value from 1.2 to 1.8 units. When assessing the elemental composition of the surface waters of the brook flowing along the Ebeko volcano, no tendency was found for an active transition of radioactive elements from ashes to natural solutions. A comparative analysis of the waters of this brook with the streams of the surroundings of the studied volcanoes of Kamchatka showed that the relationship of their compositions largely determines the time factor. Watercourses near different volcanoes at the time of an eruption show similarities, and rare earth elements (REE) are very actively transferred into their waters during ash falls, their contents in the streams exceed the average REE contents for fresh waters of continents by two orders of magnitude. After the end of a volcanic event, the relationship between the geochemical compositions of waters in the ash fall areas of different volcanoes weakens. The waters of shallow streams near volcanoes during eruptions can be considered as natural liquid fertilizers containing REE.

*Keywords:* volcanic ash, Alaid, Ebeko, elemental composition

УДК 551.21/23

## ГЕОХИМИЯ КИСЛЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОСТРОВА УРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

© 2021 г. Е. Г. Калачева<sup>а</sup> \*, Ю. А. Таран<sup>а</sup>, Т. А. Котенко<sup>а</sup>, Е. В. Волошина<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9,  
Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

\*e-mail: keg@kscnet.ru

Поступила в редакцию 16.11.2020 г.

После доработки 04.12.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2021 г.

На основе данных, полученных по результатам полевых работ в июле 2017 г., проведено комплексное геохимическое исследование термальных проявлений о. Уруп, расположенного в южной части Курильской островной дуги. Показано, что термальные воды вулкана Берга, сосредоточенные в открытой на запад кальдере на разном удалении от экструзивного купола, теплые (Т до 40°C), кислые (рН 3.5–3.8) SO<sub>4</sub>–Cl–Ca-типа с минерализацией до 2.5 г/л. Источники вулкана Три Сестры, расположенные у его подножия рядом с мысом Ключевым, имеют температуру до 45°C, рН < 3 и относятся к SO<sub>4</sub>–Cl–Ca-типу с минерализацией до 1.9 г/л. Изотопный состав вод этих двух групп источников близок к составу локальных метеорных вод. Отношения концентраций основных катионов и микрокомпонентный состав в основном отражают состав вмещающих пород. При этом источники вулкана Берга характеризуются явно выраженной негативной аномалией Eu в распределении редкоземельных элементов. Анионный состав, изотопный состав серы растворенного сульфата (от +15.2 до +21.6‰), а также отношения Cl/V и Cl/Vg указывают на участие магматических летучих в формировании этих вод. Общий измеренный вынос Cl и SO<sub>4</sub> источниками вулкана Берга составляет 9 ± 1.3 и 23.3 ± 3.4 т/сут, источниками мыса Ключевой – 0.5 ± 0.2 и 2.3 ± 0.8 т/сут соответственно. Предварительно оцененная химическая эрозия постройки вулкана Берга с участием термальных вод составляет 700–800 т/км<sup>2</sup>/год.

**Ключевые слова:** термальные воды, остров, вулкан, изотопный состав, микроэлементы

**DOI:** 10.31857/S0203030621050035

### ВВЕДЕНИЕ

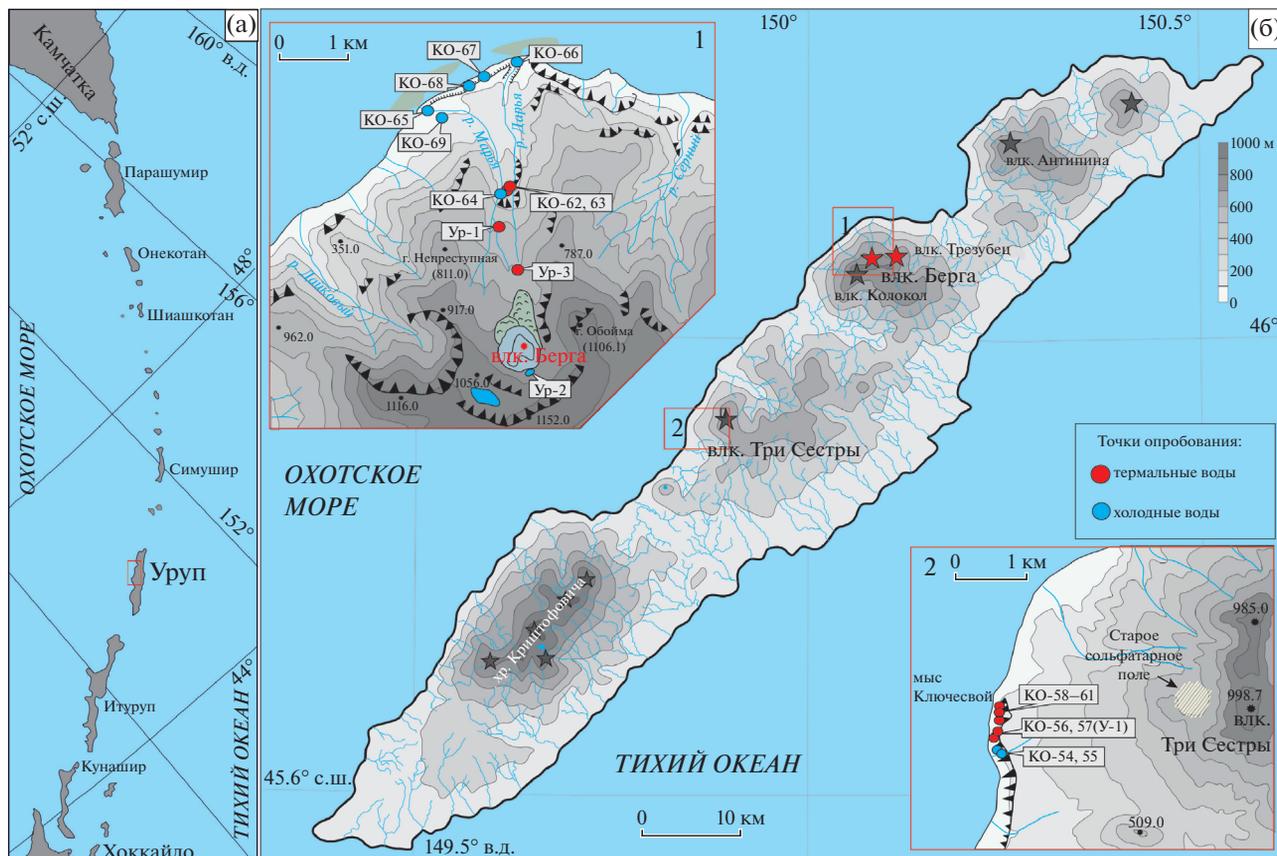
Остров Уруп, один из наиболее крупных в Курильской островной дуге, расположен в ее южной части (площадь 1430 км<sup>2</sup>). Он вытянут на 115 км с юго-запада на северо-восток при максимальной ширине ~20 км в центральной части (в районе расположения вулканов группы Колокол) между 45.55° и 46.25° с.ш., 149.4° и 150.6° в.д. (рис. 1). Наиболее древними отложениями на острове по результатам K–Ar датирования являются позднемиоцен-раннеплиоценовые вулканогенно-осадочные породы рыбаковского андезитового вулканического комплекса [Ковтунович и др., 2004]. Наземный вулканизм проявился здесь во второй половине среднего–первой половине верхнего плейстоцена. В этот период сформировалась цепь вулканических аппаратов линейно-гнездового типа, сложных андезитами и андезибазальтами. Вулканические хребты, ориентированные вдоль острова, являются его основным водоразделом. Постройки вулканов (см. рис. 1) Колокол, Берга, Трезубец, Борзова, Три Сестры, массив Ивао (хре-

бет Криштофовича) относятся к позднеплейстоцен-голоценовому периоду развития острова. Сложены они породами от базальтов до андезитов, а действующими и потенциально активными являются вулканы Берга, Трезубец и Колокол [Новейший ..., 2005]. На склонах и у подножий голоценовых вулканов находятся выходы различных по химическому составу и температуре термальных вод.

Остров Уруп – один из наименее изученных Курильских островов в гидрохимическом плане. Отдельные сведения по химическому составу термальных вод и их краткое описание приводятся в фондовых отчетах<sup>1,2</sup> и в монографии [Мархинин, Стратула, 1977]. В августе 2017 г. авторы данной статьи посетили две наиболее мощные группы гидротермальных проявлений острова: источни-

<sup>1</sup> Барabanов Л.Н. Гидротермы Курильской вулканической области / В двух книгах. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1976. 802 с.

<sup>2</sup> Голубовский М.Б. и др. Гидрогеологическое описание полуострова Камчатки и Курильских островов. Т. V. Минеральные источники Курильских островов. Л., 1963. 269 с.



**Рис. 1.** Курильская островная дуга (а) и основные морфоструктуры о. Уруп (б). На врезках показаны схемы расположения точек опробования вулкана Берга (1) и вулкана Три Сестры (2). Шифры точек опробования соответствуют табл. 1.

ки на западном склоне действующего вулкана Берга и источники у подножия потухшего вулкана Три Сестры, в районе мыса Ключевой (см. рис. 1). В табл. 1 приводятся координаты и физико-химические показатели всех опробованных термальных выходов.

Основываясь на результатах полевых и аналитических исследований, в работе впервые приводится детальное геохимическое описание вышеупомянутых групп термальных источников по состоянию на август 2017 г., включая данные по химическому (макро- и микрокомпонентному) и изотопному составу термальных вод. Обсуждаются проблемы формирования химического и изотопного состава источников, а также дается оценка гидротермального выноса магматических (С1 и S) и породообразующих компонентов кислыми термальными водами.

## ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

### *Вулкан Берга*

Вулкан Берга (см. рис. 1) находится на западном берегу острова и занимает центральную по-

зицию в группе вулкана Колокол. По своему строению относится к типу Сомма-Везувий. В настоящее время частично разрушенная сомма вулкана образует открытый на северо-запад амфитеатр полукальдеры диаметром ~2 км и высотой гребней до 1150 м. Дно кальдеры занимает экструзивный купол, сложенный грубообломочными пирокластическими отложениями с прослоями коротких лавовых потоков [Горшков, 1967]. Площадь основания купола составляет 0.6 км<sup>2</sup>, относительное превышение над дном кальдеры – 250–300 м. В южной части плоской вершины купола расположен эксплозивный кратер. В его восточной части есть колодец глубиной ~50 м и диаметром ~100 м. На крутых стенках колодца сосредоточены все активные фумаролы вулкана [Taras et al., 2018]. В историческое время извержения вулкана происходили в 1845–1846, 1946, 1951–1952 гг. Мощность выпавшего пепла в ходе зимнего извержения 1951–1952 гг. в окрестностях вулкана достигала 10–20 см [Горшков, 1967]. Усиление фумарольной активности и слабые фреатические взрывы наблюдались в 1970, 1973 гг. и в июле–августе 2005 г. [Рыбин и др., 2017]. Постройка вулкана Берга сложена отложениями богатыр-

**Таблица 1.** Номера отобранных проб, координаты и основные параметры опробованных проявлений, измеренные *in situ*

Проба	Место отбора	Координаты		T, °C	pH <sub>лаб</sub>	Eh, mV	S, mS/cm
		северной широты	восточной долготы				
Вулкан Три Сестры (мыс Ключевой) (дата отбора 20.07.2016 г.)							
У-1*	Источник	45° 55.41	149° 51.06		н. о.	н. о.	н. о.
Вулкан Три Сестры (мыс Ключевой) (дата отбора 04.08.2017 г.)							
КО-54	Ручей	45° 55.30	149° 51.00	10.6	3.64	180	0.46
КО-55	Ручей	45° 55.36	149° 50.99	12.6	3.62	182	0.66
КО-56	Источник	45° 55.38	149° 51.00	27.3	2.56	244	2.24
КО-57	Источник	45° 55.40	149° 51.04	30.2	2.43	253	2.67
КО-58	Источник	45° 55.56	149° 51.06	39.3	2.29	270	2.90
КО-59	Источник	45° 55.56	149° 51.06	33.4	2.83	235	2.45
КО-60	Источник	45° 55.52	149° 51.05	45.3	2.31	270	3.12
КО-61	Источник	45° 55.49	149° 51.05	45.0	н. о.	н. о.	н. о.
Вулкан Берга (дата отбора 05–06.08.2017 г.)							
КО-62	Марьинский 1	46° 04.67	150° 03.78	22.2	3.48	195	2.70
КО-63	Марьинский 2	46° 04.74	150° 03.75	25.2	3.58	194	3.50
КО-64	Ручей Марья (под водопадом)	46° 04.72	150° 03.74	15.8	4.02	165	2.09
КО-65	Ручей Марья (устье)	46° 05.32	150° 02.93	15.1	3.65	182	2.13
КО-66	Ручей Дарья (устье)	46° 05.66	150° 03.90	13.6	3.77	176	1.77
КО-67	Ручей 1	46° 05.51	150° 03.48	8.1	5.15	58	1.06
КО-68	Ручей 2	46° 05.49	150° 03.43	8.2	4.57	134	1.20
КО-69	Ручей 3	46° 05.31	150° 03.15	8.0	7.17	9.4	0.18
Ур-01**	Источники в русле р. Марья выше водопада	46° 04.33	150° 03.41	31.0	н. о.	н. о.	н. о.
Ур-02**	Вода из воронки взрыва у экструзивного купола	46° 03.27	150° 04.01	15.0	н. о.	н. о.	н. о.
Ур-03**	Источники в истоках р. Марья	46° 04.05	150° 03.56	39.3	н. о.	н. о.	н. о.

Примечание. н. о. – не определялось; \* – отбор проб Л.В. Котенко; \*\* – отбор проб И.В. Чаплыгин.

ского комплекса верхнеплейстоценового и голоценового возраста, преимущественно андезитового состава. Экструзивный купол представлен также андезитами. Фундаментом вулкана служат отложения рыбаковской свиты (N<sub>1-2rb</sub>), представленные осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами основного и среднего состава (базальты, андезибазальты, андезиты и дациандезиты) [Государственная ..., 2001]. Постройка вулкана вмещает гидротермальную систему<sup>1</sup>, поверхностные проявления которой представлены теплыми источниками, вытекающими на разном удалении от экструзивного купола. Непосредственно у его северного подножия, на водораздельной площадке истоков дренирующих кальдеру рр. Марья и Дарья, расположен первый термальный источник (см. рис. 1, т. Ур-3). Он заметен с большого расстояния из-за желтой окраски осадка, состоящего из аморфной серы, выпадающей при выходе вод

на поверхность. Дебит источника не превышает 6–7 л/с. Температура воды составляет 39.3°C, pH = 3.07.

Ниже по течению, в крутых бортах истоков обеих рек на высоте до 1–3 м от уреза воды находятся источники, формирующие многочисленные ручейки, стекающие в основные русла рек. Выход термальных вод на поверхность сопровождается интенсивным осадкообразованием железосодержащих минералов, формирующих каскады охристого цвета. Расходы термальных ручьев колеблются от 2 до 10 л/с, pH = 3.4–3.6, температура от 24 до 31°C.

Реки Марья и Дарья в своем среднем течении обрываются 170-метровыми водопадами, у подножия которых из-под лавовых стен вытекают термальные источники, по физико-химическим показателям близкие к источникам верхней группы. Источник Марьинский (названия источни-

ков даются в соответствии с отчетом<sup>1</sup>) расположен на правом берегу одноименной реки (см. рис. 1, т. КО-62). Дебит его составляет 10–15 л/с,  $T = 22^\circ\text{C}$ ,  $\text{pH} = 3.4$ . Сформированный разгрузкой ручей через ~500 м от истока впадает в р. Марья. Разгрузка также сопровождается осаждением железосодержащих минералов, в первую очередь оксид гидроксидов железа (ферригидрит). В осадках источника Марьянский, впервые для Курильских островов, нами обнаружен железо-оксигидроксисульфатный минерал швертманнит ( $\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Осаждение этого минерала из железосодержащих кислых сульфатных вод контролируется  $\text{pH}$ . Он начинает выпадать в осадок вместе с гидроокислами железа при  $\text{pH} > 3$  и более типичен для вод рудников, где и был впервые идентифицирован в начале 1990-х гг. [Jonsson et al., 2005]. Швертманнит был также обнаружен в осадках термальных источников вулкана Копауэ (Аргентина) [Augusto, Varekamp, 2016].

Источник Дарьинский расположен также под водопадом на левом склоне ущелья р. Дарья. Линейная разгрузка, состоящая из нескольких отдельных выходов, осуществляется на небольшой, шириной 10–12 м, площадке, на высоте 15–17 м над урезом воды из-под осыпных отложений. Согласно отчету<sup>1</sup>, температура воды варьирует от  $14.5$  до  $26.5^\circ\text{C}$ ,  $\text{pH}$  изменяется от 3.9 до 4.6. Суммарный дебит выходов ~5 л/с.

Протяженность р. Марья и р. Дарья составляет 3 и 3.4 км соответственно. Они впадают в Охотское море на расстоянии около 1 км друг от друга. Разделяет реки толща обвально-осыпных отложений мощностью до 50 м. Общий перепад высот от истока до устья – 600 м. Вдоль всего русла р. Марья на песчаных берегах заметен тонкий слой рыхлого железистого осадка бурой окраски. При смешении морских и речных вод образуются мутные шлейфы, шириной от 20 до 50 м, в зависимости от приливных и ветровых течений. Эти шлейфы также хорошо видны на спутниковых снимках (например, Google Earth).

Часть термальных вод просачивается сквозь толщу рыхлых отложений, разделяющих реки, и выходит в пляжной зоне в междуречье в виде нескольких кислых ручьев.

### *Вулкан Три Сестры*

Потухший вулкан Три Сестры расположен в центральной части острова на западном побережье. Вулканический массив представляет собой короткий хребет, вытянутый в северо-восточном направлении (см. рис. 1) и значительно расчлененный эрозийными долинами. Вершинная часть представлена тремя разрушенными конусами. На западном склоне южного конуса на высоте ~600 м имеется взрывная воронка диаметром

~600 м с экструзивным куполом относительной высотой до 100 м в центральной части. Северо-западная часть воронки занята потухшим сольфатарным полем площадью около  $0.05 \text{ км}^2$ , ярким пятном выделяющимся среди сплошной растительности (“Старое сольфатарное поле”, см. рис. 1, врезка 2). Период деятельности вулкана Три Сестры относится к позднему плейстоцену—раннему голоцену [Горшков, 1967]. Вулкан сложен лавами дациандезитов и андезитов, перемежающимися горизонтами рыхлых пемзовых брекчий и маломощными прослоями пемзовых туфов в нижней части разреза [Государственная ..., 2001].

Выходы кислых термальных вод находятся у западного подножия вулкана на берегу Охотского моря у мыса Ключевой. Эти источники впервые были посещены и описаны О.Н. Толстихиным в 1951 г. В 2017 г., спустя 66 лет, авторы данной статьи исследовали эти источники повторно. Источники мыса Ключевого представляют собой линейную разгрузку безнапорных вод протяженностью 380 м в береговом обрыве на контакте субгоризонтально залегающих пемзовых брекчий роковской свиты с дислоцированными туффитами рыбаковской свиты [Государственная ..., 2001].

Дебиты отдельных выходов достигают 1–2 л/с, при общей видимой разгрузке 20–30 л/с. Максимальная измеренная температура воды составила  $50^\circ\text{C}$ , минимальный измеренный (лабораторный)  $\text{pH} = 2.1$ . Выходы термальных вод на поверхность сопровождаются интенсивным отложением светло-желтого осадка, представленным кашеобразной самородной серой. Вдоль всего водного потока развиваются термофильные водоросли. Один из источников (см. рис. 1, т. КО-56), расположенный в отдалении от основной группы, примерно на 10 м выше остальных выходов, каптирован и используется туристами для купания. Вода источника насыщена растворенными газами, которые выделяются в виде мелких пузырьков на дне и стенках искусственного водоема. Здесь же, у уреза воды на камнях за счет испарения отлагаются водорастворимые сульфатные соли, преимущественно бассанит, а также кристаллы самородной серы. Дно водоема и сток в пляжную зону покрыты серным осадком. В 200 м южнее этого источника по стенке береговых отложений с террасы стекает холодный ручей со слабокислой водой ( $\text{pH} = 4.2$ ), формирующий значительный плащ, сложенный ферригидритом.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения физико-химических параметров вод термальных источников и речных вод ( $\text{pH}$ , Eh, количество растворенных солей и температура,  $^\circ\text{C}$ ) проводились непосредственно в точках отбора проб с помощью портативного анализатора Multi 340i/SET немецкой фирмы WTW. Пробы

воды фильтровались на месте отбора через мембранный фильтр 0.45  $\mu$ . Пробы воды на микроэлементы подкислялись ультрачистой азотной кислотой. Для определения расхода водотоков использовался цифровой измеритель скорости потоков FP311 фирмы GlobalWater (США). Пробы сульфата на изотопный состав серы готовились в лаборатории осаждением  $BaSO_4$  из 1 л водной пробы 10%-м раствором  $BaCl_2$ .

Определение концентраций основных катионов и анионов ( $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ) в водных пробах выполнялось авторами в ИВиС ДВО РАН на ионном хроматографе Metrohm 883. Анализы микроэлементов, включая редкоземельные элементы, выполнялись в ИГЕМ РАН (г. Москва) методом ICP-MS (Agilent 7500 CE).

Изотопный состав воды ( $\delta^{18}O$  и  $\delta D$ ) проанализирован в ИВиС ДВО РАН в лаборатории теплопереноса на приборе LosGatos (аналитик П.О. Воронин). Погрешность определения микроэлементов составляет  $\pm 5\%$ , изотопного состава  $\pm 0.2\%$  для  $\delta^{18}O$  и  $\pm 1\%$  для  $\delta D$  (относительно стандарта V-SMOW). Изотопный состав серы растворенного сульфата (из  $BaSO_4$ ) проанализирован в ГИН РАН (г. Москва) на масс-спектрометре DeltaV Advantage в комплексе с элементным анализатором FlashEA с погрешностью около 0.5%. Значения  $\delta^{34}S$  даны в промилле относительно стандарта V-CDT.

Минеральный состав осадков определялся в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН методами рентгеновской дифрактометрии (рентгеновский дифрактометр XRD-7000 MAXima Shimadzu (Япония)), инфракрасной спектроскопии (инфракрасный Фурье-спектрофотометр IRAffinity-1, Shimadzu (Япония)) (аналитик М.А. Назарова) и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 (аналитик О.М. Топчиева).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Химический и изотопный состав вод*

**Макрокомпонентный состав.** Общий химический состав термальных вод вулканов Берга и Три Сестры (мыс Ключевой) приведен в табл. 2.

Кислые (рН 3.1–3.4) термальные воды вулкана Берга имеют температуру в диапазоне от 22 до 39°C и минерализацию 2.3–2.5 г/л. Концентрации основных анионов  $SO_4^{2-}$  и  $Cl^-$  достигают 1 и 0.5 г/л соответственно. Содержание фтора – до 3.7 мг/л. В катионном составе преобладает  $Ca^{2+}$ , со средней концентрацией ~320 мг/л. Содержание  $Mg^{2+}$  составляет 145 мг/л,  $Na^+$  – 180 мг/л. Отмечаются повышенные значения  $Al^{3+}$  (до 17 мг/л),  $Fe_{общ}$  (до 10 мг/л) и  $Mn$  (до 13 мг/л). Содержание  $SiO_2$  варьирует от 100 до 150 мг/л.

Реки Дарья и Марья ниже разгрузки приобретают схожий с источниками химический состав при меньшей минерализации (1.4–1.6 г/л) и температуре (14–15°C), более высоких значениях рН (до 3.9 в р. Дарья) (см. табл. 2).

Вода источников мыса Ключевой с температурой 27–45°C более кислая, по сравнению с источниками вулкана Берга, со значениями рН от 2.1 до 2.8 (см. табл. 1). Минерализация вод находится в диапазоне от 1 до 2 г/л. Преобладающими анионами, так же как и в источниках вулкана Берга, являются  $SO_4^{2-}$  и  $Cl^-$  (см. табл. 2). Концентрации фтор-ионов находятся в пределах 0.7–1.5 мг/л. Основным катионом выступает  $Ca^{2+}$  с диапазоном концентраций 131–242 мг/л. Значения  $Na^+$  изменяются от 78 до 133 мг/л,  $Mg^{2+}$  – от 28 до 48 мг/л. Для источников характерны высокие содержания алюминия (до 15 мг/л), железа (до 14 мг/л) и марганца (до 4 мг/л). Концентрация  $SiO_2$  в водах достигает 165 мг/л.

Воды холодных ( $T = 10–12^\circ C$ ) ручьев, ограничивающие разгрузку с юга, также кислые (рН = 3.3–3.8), пресные (минерализация ~300 мг/л). Среди анионов преобладает сульфат-ион, а среди катионов  $Ca^{2+}$ .

**Микрокомпоненты.** Результаты микроэлементного анализа термальных вод о. Уруп приводятся в табл. 3.

Среди микрокомпонентов особую роль играют редкие щелочи (Li, Rb, Cs), щелочноземельные элементы (Sr, Ba) и редкоземельные элементы (РЗЭ), или лантаноиды, поскольку они служат хорошими индикаторами взаимодействия вода–порода [Peiffer et al., 2011; Kalacheva et al., 2016]. Основные сходства и различия в микрокомпонентном составе двух исследованных групп заключаются в следующем (см. табл. 3):

- концентрации редких щелочей, а также Sr, в кислых водах мыса Ключевой и вулкана Берга близки;
- обе группы источников объединяют сравнительно высокие концентрации Zn (>100 мкг/л);
- в воде источников мыса Ключевой несколько выше содержания бария, ванадия и мышьяка;
- в источниках вулкана Берга существенно выше концентрации элементов группы железа (Co, Ni) и концентрации редкоземельных элементов несмотря на то, что рН источников вулкана Берга примерно на единицу выше, чем рН источников мыса Ключевой.

**Изотопный состав вод.** Изотопный состав термальных и холодных вод, отобранных в пределах обеих групп источников, показан в табл. 2.

Для обеих групп источников характерен близкий изотопный состав воды. Диапазон значений  $\delta D$  составляет от –75 до –65‰,  $\delta^{18}O$  находится в

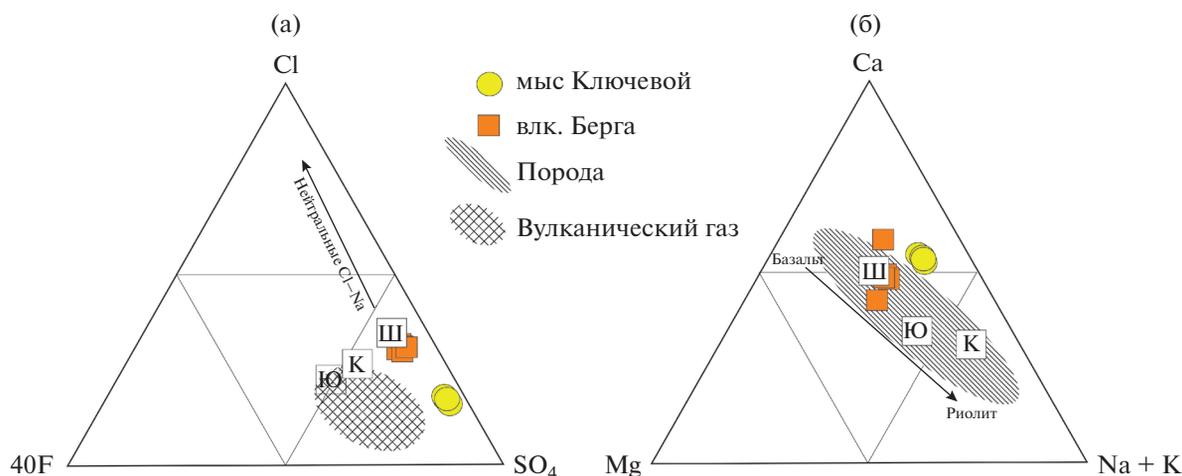
**Таблица 2.** Химический (мг/л) и изотопный (‰) состав термальных и поверхностных вод, разгружающихся в пределах построек вулканов Берга и Три Сестры (мыс Ключевой)

Проба	T, °C	pH <sub>лаб</sub>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	Mn	Fe <sub>общ</sub> *	Al*	B*	M, г/л	δD‰	δ <sup>18</sup> O‰	δ <sup>34</sup> S‰
Термальные и холодные воды вулкана Три Сестры (мыс Ключевой)																			
КО-54	10.6	3.3	16.4	1.7	18.1	6.6	5.9	18.8	150	0	65	0.29	0.09	4.73	0.03	0.29	-67.57	-9.97	н. о.
КО-55	12.6	3.8	28	3.4	26	10.0	0.1	35	166	0	73	0.7	<0.5	4.90	н. о.	0.35	н. о.	н. о.	н. о.
КО-56	27.3	2.6	78	10.5	131	28	0.7	131	526	0	118	2.7	5.46	10.9	0.75	1.06	-67.52	-9.88	+15.2
КО-57	30.2	2.6	92	12.4	161	33	0.9	162	745	0	104	3.2	5.2	10.7	н. о.	1.34	н. о.	н. о.	н. о.
КО-58	39.3	2.3	109	14.5	197	39	1.2	202	981	0	120	3.6	3.26	9.9	1.17	1.67	-67.10	-9.74	+17.9
КО-59	33.4	3.1	110	14.5	202	43	1.2	195	807	0	165	3.8	14.1	н. о.	н. о.	1.59	н. о.	н. о.	н. о.
КО-60	45.3	2.1	129	18.1	235	47	1.4	234	1091	0	114	4.1	5.93	13.7	1.42	1.91	-66.62	-9.67	н. о.
КО-61	45.0	2.8	133	18.8	242	48	1.5	238	1049	0	139	4.0	4.90	12.9	1.44	1.91	н. о.	н. о.	н. о.
У-1		2.5	108	13.8	195	38.7	1.3	201	1088	0	241	3.0	н. о.	н. о.	н. о.	1.89	-66.69	-10.14	н. о.
Термальные и холодные воды вулкана Берга																			
КО-62	22.2	3.4	176	21.5	313	142	3.7	505	1011	0	152	12.7	9.76	16.3	1.80	2.36	-68.91	-9.85	+21.6
КО-63	25.2	3.1	179	22.0	320	146	3.6	527	1097	0	151	12.4	3.26	16.5	1.82	2.48	-69.59	-9.97	н. о.
КО-64	15.8	3.6	99	12.2	192	80	1.7	258	532	0	93	6.1	0.60	12.9	н. о.	1.44	н. о.	н. о.	н. о.
КО-65	15.1	3.5	101	12.4	192	81	1.7	290	648	0	101	6.0	0.59	11.8	1.5	1.44	-69.15	-10.03	н. о.
КО-66	13.6	3.9	70	7.1	190	56	0.9	168	521	0	86	4.4	0.38	13.0	0.85	1.12	-70.86	-10.28	н. о.
КО-67	8.1	4.7	43	4.5	132	29.1	0.5	94	343	12	52	1.63	н. о.	10.8	н. о.	0.72	н. о.	н. о.	н. о.
КО-68	8.2	5.1	47	5.1	149	33	0.5	113	381	12	66	2.76	0.01	1.7	0.53	0.81	н. о.	н. о.	н. о.
КО-69	8.0	6.3	11.1	1.4	9.2	1.8	н. о.	17.4	17.2	24	24	<0.5	0.00	0.07	0.01	0.11	-72.60	-10.61	н. о.
Ур-01	31.0	3.2	192	23.4	339	155	3.32	548	1074	0	н. о.	12.1	4.36	20.0	3.17	2.35	-69.19	-9.95	н. о.
Ур-02	15.0	3.6	1.6	0	16.1	0	0.03	0	92	0	н. о.	<0.5	0.10	4.0	0.02	0.11	-69.00	-9.87	н. о.
Ур-03	39.3	3.1	179	20.3	280	176	1.8	545	1112	0	н. о.	12.4	7.62	19.0	2.76	2.30	-58.17	-8.93	н. о.

Примечание. н. о. — не определялось; \* — определения методом ICP-MS.

Таблица 3. Микроэлементный состав термальных и поверхностных вод (мкг/л)

элементы	Мыс Ключевой										Вулкан Берга					
	КО-54/17	КО-56/17	КО-58/17	КО-60/17	КО-61/17	КО-62/17	КО-63/17	КО-65/17	КО-66/17	Ур-01/17	Ур-03/17					
Li	6.7	40	55	66	65	78	81	43	28	88	61					
Rb	4.2	29	42	51	51	83	86	47	28	97	94					
Cs	0.57	5.5	8.5	10	11	7.9	7.9	4.4	2.0	8.7	8.3					
Be	0.169	0.41	0.52	0.64	0.59	0.95	0.96	0.56	0.44	1.2	0.55					
Sr	81	291	379	463	476	454	465	283	266	531	266					
Y	3.6	18	22	27	27	46	47	26	30	50	45					
Mo	0.16	0.19	0.22	0.24	0.26	0.26	0.28	0.23	0.19	0.38	0.42					
Cd	0.54	0.40	0.34	0.12	0.29	0.51	0.62	0.41	0.43	0.65	0.33					
Sb	0.28	0.54	0.29	0.27	0.28	0.39	0.16	0.13	0.15	0.05	0.20					
Ba	13	20	25	32	35	12	12	11	11	16	13					
Pb	4.0	2.3	2.9	4.0	6.3	1.7	1.6	2.4	2.9	1.7	4.4					
P	3.1	91	99	155	156	263	-	2.5	3.1	7.1	84					
Sc	0.62	7.2	9.0	13	12	4.4	4.6	3.2	1.2	6.7	5.7					
Ti	0.07	1.0	0.70	0.35	1.8	0.91	0.04	0.26	0.12	0.97	0.51					
V	0.04	32	40	59	55	0.46	0.06	0.04	0.03	0.72	92					
Cr	1.0	1.6	0.93	1.5	1.6	0.41	0.42	0.78	1.0	0.80	2.1					
Co	0.93	2.1	0.52	0.65	0.74	8.0	8.2	6.6	14	8.0	0.29					
Ni	0.52	0.86	0.29	0.40	0.28	2.4	2.5	2.3	4.0	2.9	0.71					
Cu	2.8	4.8	0.82	3.8	0.57	6.8	7.0	9.3	37	11	0.67					
Zn	33	91	107	133	129	131	140	90	61	178	49					
Ga	0.01	2.8	4.9	6.6	7.3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11					
Ge	0.075	1.5	2.3	2.7	2.8	0.25	0.17	0.89	0.86	1.7	5.3					
As	1.1	4.5	6.6	5.4	6.8	1.5	3.3	0.02	1.0	0.52	1.5					
Se	0.99	3.2	2.0	15.15	2.3	25	18	0.02	0.30	2.3	1.3					
Br	42	140	179	192	194	645	643	389	202	757	776					
La	0.70	1.3	1.1	1.6	1.7	2.3	2.4	1.7	3.4	2.7	2.8					
Ce	2.1	3.7	3.3	4.4	4.6	8.6	9.1	6.3	13	11	10					
Pr	0.34	0.64	0.63	0.81	0.82	2.0	2.0	1.2	2.3	2.2	2.3					
Nd	1.7	3.7	3.7	4.7	4.8	13	13	8.2	13	15	14					
Sm	0.47	1.5	1.7	2.1	2.1	5.3	5.4	3.1	4.3	5.7	4.9					
Eu	0.13	0.53	0.59	0.77	0.75	1.2	1.3	0.69	0.78	1.3	0.84					
Gd	0.52	2.0	2.5	3.0	3.0	6.5	6.5	3.2	4.2	5.8	5.0					
Tb	0.11	0.47	0.60	0.73	0.74	1.3	1.3	0.76	0.95	1.4	1.2					
Dy	0.66	3.1	4.0	4.8	5.0	8.0	8.1	4.4	5.2	8.2	6.7					
Ho	0.14	0.67	0.84	1.0	1.0	1.6	1.7	0.91	1.1	1.7	1.4					
Er	0.45	2.0	2.5	3.0	3.1	4.9	4.9	2.6	3.0	5.0	4.1					
Tm	0.06	0.26	0.31	0.39	0.38	0.63	0.63	0.34	0.36	0.65	0.52					
Yb	0.44	1.6	2.0	2.3	2.3	4.0	4.0	2.2	2.2	4.2	3.3					
Lu	0.07	0.25	0.28	0.33	0.34	0.61	0.61	0.32	0.32	0.64	0.51					
ΣPЗЭ	7.84	21.77	23.96	29.98	30.62	60.09	61.21	35.83	53.82	64.99	58.59					



**Рис. 2.** Весовое соотношение анионов (а) и катионов (б) в термальных водах о. Уруп. Для сравнения на диаграмме для анионов (а) показаны составы высокотемпературных вулканических газов [Таран et al., 2018], на диаграмме для катионов (б) – области составов известково-щелочных вулканических пород [Войткевич и др., 1990]. Буквами обозначены средние составы некоторых кислых  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  вод Курильских о-вов (Ш – ЦЭК вулкана Синарка, о. Шиашкотан; Ю – Верхне-Юрьевские источники, о. Парамушир; К – Кипящая речка, о. Итуруп, по [Kalacheva et al., 2015, 2016; Таран и др., 1996]).

интервале 9.5...–10.5‰. При этом составы источников мыса Ключевой незначительно изотопно утяжелены по сравнению с источниками вулкана Берга.

Изотопный состав серы растворенного сульфата больше обогащен тяжелым изотопом в воде источников вулкана Берга ( $\delta^{34}\text{S}\text{--SO}_4 = +21.6\text{‰}$ ), чем растворенный сульфат источников мыса Ключевой ( $\delta^{34}\text{S}\text{--SO}_4 = +17.9$  и  $+15.2\text{‰}$ ) (см. табл. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Геохимия вод: макрокомпоненты*

Термальные воды вулканов Берга и Три Сестры (мыс Ключевой) – типичные кислые сульфатно-хлоридные вулканические воды, широко распространенные в районах островодужного вулканизма. Как правило, разгрузка этих вод осуществляется на склонах активных вулканов. Особенности формирования и геохимии вод этого типа подробно описаны в работе [Таран, Kalacheva, 2020].

Несмотря на то, что источники вулкана Берга и мыса Ключевой похожи по химическому составу, каждая из групп несколько отличается от другой отношениями основных компонентов. Относительные составы анионов ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ) и катионов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) для обеих групп источников показаны на треугольных диаграммах (рис. 2а, б). В обеих группах преобладает  $\text{SO}_4^{2-}$  над  $\text{Cl}^-$ , но при примерно равном содержании сульфат-ионов, в источниках вулкана Берга в два

раза выше содержание хлор-ионов (см. рис. 2а). Для сравнения на рисунках показаны также средние составы нескольких сульфатно-хлоридных кислых источников других островов Курильской дуги. Это Верхне-Юрьевские источники северо-западного склона вулкана Эбеко (о. Парамушир) [Kalacheva et al., 2016], Кипящая речка у подножия вулкана Баранского (о. Итуруп) [Таран и др., 1995] и средний состав кислых источников центрального экструзивного купола (ЦЭК) вулкана Синарка (о. Шиашкотан) [Kalacheva et al., 2015].

Кроме того, на диаграммах показаны области составов вулканических пород (катионы) и высокотемпературных вулканических газов (анионы) по данным, использованным в работе [Таран, Kalacheva, 2020]. Верхне-Юрьевские источники и главный выход Кипящей речки разгружают высокоминерализованные ультракислые ( $\text{pH} < 2$ ) воды, и их анионный состав ложится ближе к области составов вулканических газов, подтверждая механизм образования этого типа вод, предложенный В.В. Ивановым [Иванов, 1960] – растворение вулканических газов в грунтовых водах. Воды вулканов о. Уруп более разбавленные и менее кислые ( $\text{pH} > 2.5$ ). Концентрации  $\text{F}^-$  в исследуемых водах близки к данным по о. Шиашкотан, но существенно ниже, чем в более кислых и минерализованных водах вулканов Эбеко и Баранского. Потеря фтора может происходить в результате осаждения флюорита ( $\text{CaF}_2$ ) или гидроксилсодержащих минералов, в состав которых входит фтор, на пути к разгрузке на поверхности.

Катионный состав источников обеих групп (см. рис. 2б) в основном отвечает изохимическо-

му растворению вулканической породы. Вмещающие породы представлены преимущественно андезитами. Средний известково-щелочной (островодужный) андезит имеет 7.2% CaO, 3.2% Na<sub>2</sub>O и 1.3% K<sub>2</sub>O [Войткевич и др., 1990]. То есть преобладающим катионом является кальций, что находит отражение в составе термальных вод. Такое распределение характерно для большинства кислых вулканических вод с pH < 4 (например, [Taran, Kalacheva, 2020] и ссылки в этой работе).

На рис. 3 показаны корреляции между содержаниями анионов (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и Cl<sup>-</sup>) и катионов (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>) в воде исследуемых источников. Концентрации основных катионов достаточно хорошо коррелируют с концентрациями анионов, образуя более или менее отличающиеся линии смешения для каждой из групп. Если в анионном составе группы источников отличается соотношением SO<sub>4</sub>/Cl, то главное различие в катионном составе между источниками вулкана Берга и мыса Ключевой — относительно более высокое содержание магния, что особенно ясно видно на корреляционном графике Mg—SO<sub>4</sub> (см. рис. 3д).

Такое поведение анионов и катионов означает, что воды обеих групп источников сформированы из единых “материнских” растворов, разбавленных метеорными водами. Эти первичные растворы несколько различаются, особенно отношениями Cl/SO<sub>4</sub>, Cl/Mg и SO<sub>4</sub>/Mg (см. рис. 2а, 3б, д), но в целом похожи друг на друга.

Повышенные концентрации марганца, наблюдаемые в водах источников мыса Ключевой (см. табл. 2), характерны для кислых SO<sub>4</sub>—Cl термальных вод Курильских островов. Это отмечено нами ранее в Верхне-Юрьевских источниках (до 10.2 мг/л) [Kalacheva et al., 2016], в водах вулкана Синарка [Kalacheva et al., 2015] и других. Возможно, высокие содержания его связаны с тем, что при слабой способности марганца к комплексообразованию, низкий pH (<3) способствует удержанию и концентрированию его в водном растворе. Проблема генезиса марганца в кислых водах Курильских островов может стать предметом отдельного исследования, выходящего за рамки данной статьи.

#### *Геохимия вод: микрокомпоненты*

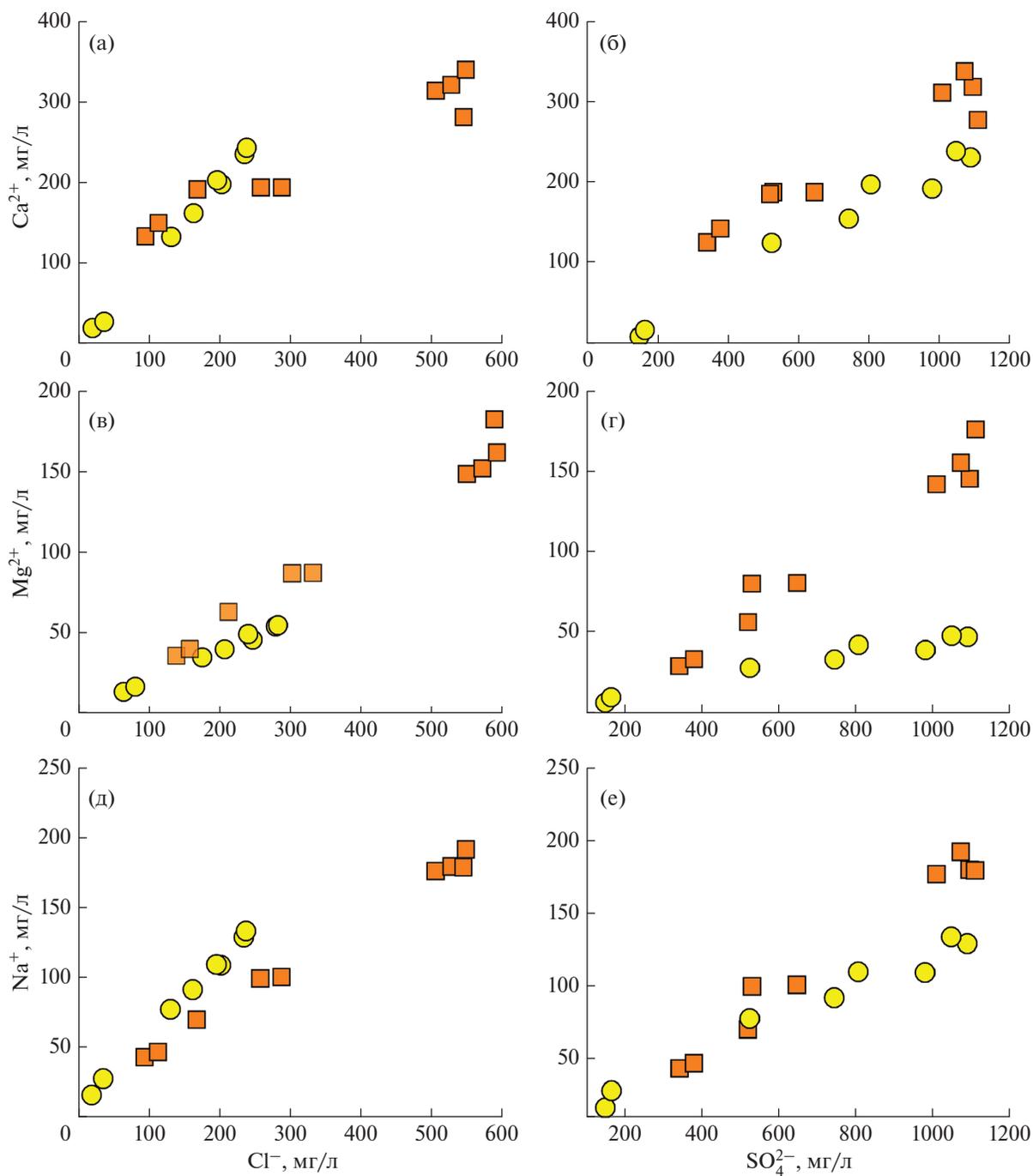
Поведение редких щелочей (Li, Rb, Cs) и щелочноземельных элементов (Ca, Sr, Ba) в кислых термальных водах вулкана Берга и мыса Ключевой показано на рис. 4, где области составов пород построены по данным для андезитов о. Уруп из монографии [Авдейко и др., 1992]. Концентрации редких щелочных элементов, в отличие от щелочноземельных, контролируются растворе-

нием породы. Это хорошо видно на рис. 4а — точки составов (Li, Rb, Cs) кислых вод о. Уруп и других Курильских островов ложатся в область составов пород. Точки для щелочноземельных элементов вод о. Уруп располагаются далеко от области состава пород — они значительно обогащены кальцием относительно Sr и Ba. По-видимому, это связано с осаждением целестина (SrSO<sub>4</sub>) и барита (BaSO<sub>4</sub>) до выхода вод на поверхность (см. рис. 4б). Точки относительных составов щелочноземельных элементов в водах Верхне-Юрьевских источников (о. Парамушир) и Кипящей речки (о. Итуруп) располагаются ближе к области составов пород. Для сравнения, на рис. 4 показаны также относительные концентрации редких щелочных и щелочноземельных элементов в нейтральных хлоридно-натриевых прибрежных источниках о. Шиадоктан. Редкие щелочные элементы в этих водах обогащены литием, по сравнению с породой, а точки для щелочноземельных элементов ложатся близко к составу морской воды [Kalacheva et al., 2015].

Среди микрокомпонентов термальных вод индикаторным показателем может служить также бром. В морской воде отношение Cl/Br = 285 [Войткевич и др., 1990]. В конденсатах высокотемпературных вулканических газов это отношение варьирует в достаточно широких пределах, но всегда существенно выше морского [Taran et al., 2018]. Соотношение между Cl, Br и B в водах источников показано на рис. 5. Точки составов для обеих групп источников о. Уруп на диаграмме Br—Cl ложатся в область вулканических газов, что, вместе с диаграммой относительных концентраций главных анионов (см. рис. 2а), еще раз подтверждает механизм образования этих вод за счет частичного растворения магматических газов в грунтовых водах. В западной литературе для этого механизма принят термин “scrubbing”, т.е. “очистка”. Газоочистители, скрубберы, широко используются в химической технологии. Таким образом, грунтовые воды в соответствующих условиях “очищают” магматические газы от кислых компонентов [Symonds et al., 2001]. Поведение бора сложнее: в вулканических газах относительные концентрации бора значительно ниже, весовое отношение Cl/B обычно выше 600. Следовательно, часть бора попадает в раствор из измененных вмещающих пород. Более подробно о систематике бора в термальных водах написано в работах [Bernard et al., 2011; Begue et al., 2017 и др.].

Поведение микроэлементов в водах различных типов часто рассматривают в терминах коэффициентов распределения элементов между вмещающей породой и раствором (см. например, [Pokrovski et al., 2013; Peiffer et al., 2011]). Коэффициенты распределения определяются как:

$$F_i = (C_i/E)_{\text{проба}} / (C_i/E)_{\text{порода}}, \quad (1)$$



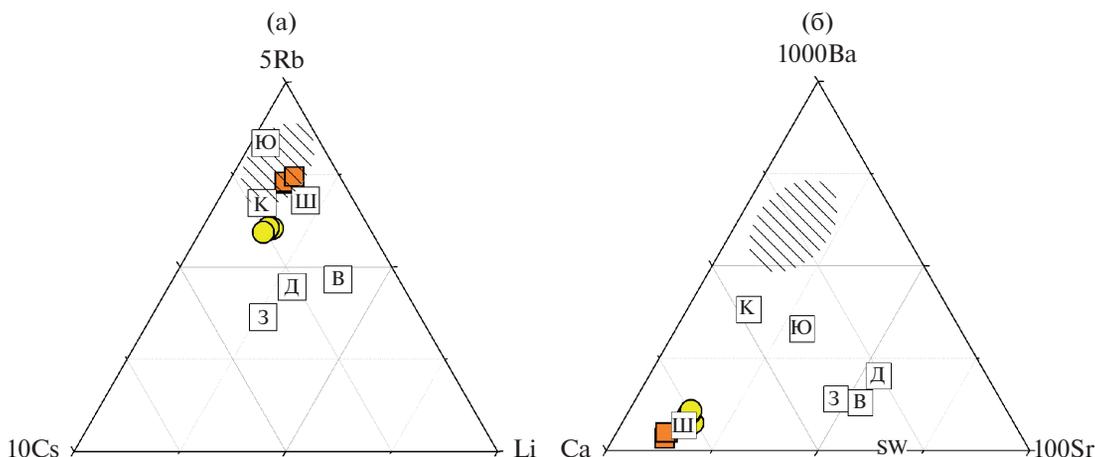
**Рис. 3.** Линии смешения, как корреляция между анионами и катионами в термальных водах о. Уруп (обозначения здесь и далее см. рис. 2).

где  $C_i$  – концентрация  $i$ -го элемента,  $E$  – нормирующий элемент.

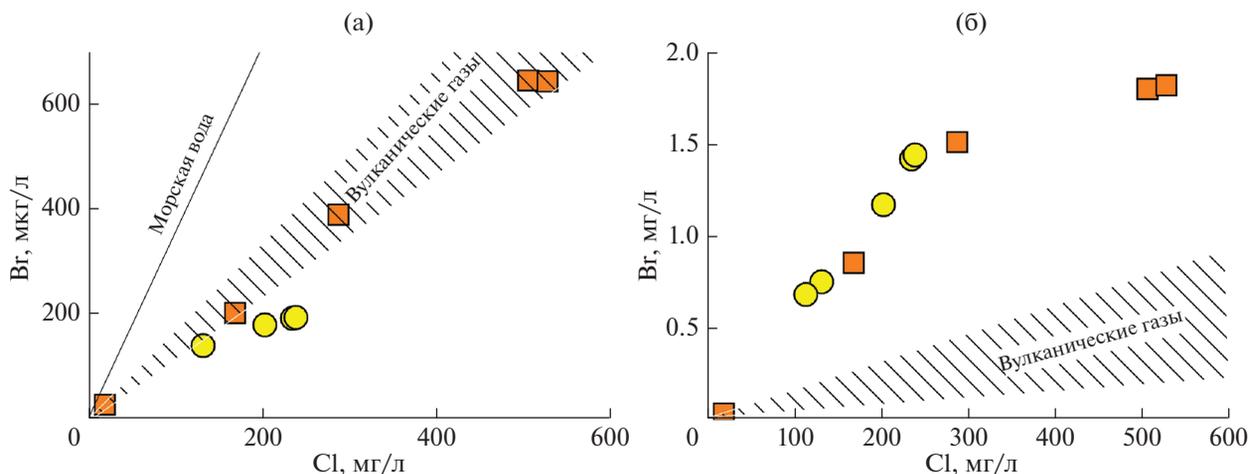
В качестве нормирующего элемента в нашем случае взят наиболее подвижный натрий, широко применяемый для построения подобных диаграмм. В качестве вмещающей породы – андезит вулкана Берга, по [Авдейко и др., 1992]. Для элементов, отсутствующих в этой подборке, взяты

концентрации для среднего островодужного андезита из работы [Войткевич и др., 1990].

На рис. 6 значения коэффициентов распределения упорядочены по их убыванию в водах мыса Ключевой. Хорошо видно, что для этих вод и вод вулкана Берга в целом характерно схожее распределение элементов, подтверждающее схожесть пород в обеспечении элементной нагрузки этих



**Рис. 4.** Редкие щелочи (а) и щелочноземельные элементы (б) в термальных водах вулкана Берга и мыса Ключевой. Относительные доли – в весовых единицах. SW – морская вода. Остальные обозначения см. рис. 2. Показаны также составы нейтральных Cl–Na вод: береговые источники о. Шиащкотан (Д – Дробные, В – Водопадные, З – Закатные, по [Kalacheva et al., 2015]).



**Рис. 5.** Соотношение между концентрациями хлора и брома (а) и хлора и бора (б) в термальных водах вулкана Берга и мыса Ключевой. Заштрихованная область примерно отвечает отношениям Cl/Br и Cl/B в конденсатах вулканических газов (см. текст).

термальных вод. Форма распределения является типичной для кислых вод: выделяется более или менее горизонтальный участок со значениями  $F_i$ , близкими к 1, т.е. к линии полного растворения породы. Чем ниже pH раствора, тем протяженнее этот участок. Ближе всего к этой линии располагаются точки данных по породообразующим (и редким) щелочным и щелочноземельным элементам. Это подтверждает уже рассмотренное выше поведение этих элементов в терминах треугольных диаграмм (см. рис. 4), а также поведение Sr и Ba (потеря за счет осаждения целестина и барита), точки для которых ложатся заметно ниже линии  $F_i = 1$ . Заметно выше единицы ложатся точки только для Se, В и Br. Повышенные кон-

центрации селена могут быть связаны с образованием сульфидных фаз и последующим их вторичным растворением в кислой воде. При этом более низкие концентрации этого элемента в термальных водах вулкана Берга, возможно, вызваны осаждением его вместе с Fe-содержащими осадками при выходе вод на поверхность. Источником высокоподвижных В и Br, как было показано выше, являются вулканические газы, формирующие анионный состав вод, а также (в случае бора) дополнительное поступление из вмещающих измененных пород.

Поведение редкоземельных элементов в воде источников вулкана Берга и мыса Ключевой характеризуется рядом особенностей, связанных,

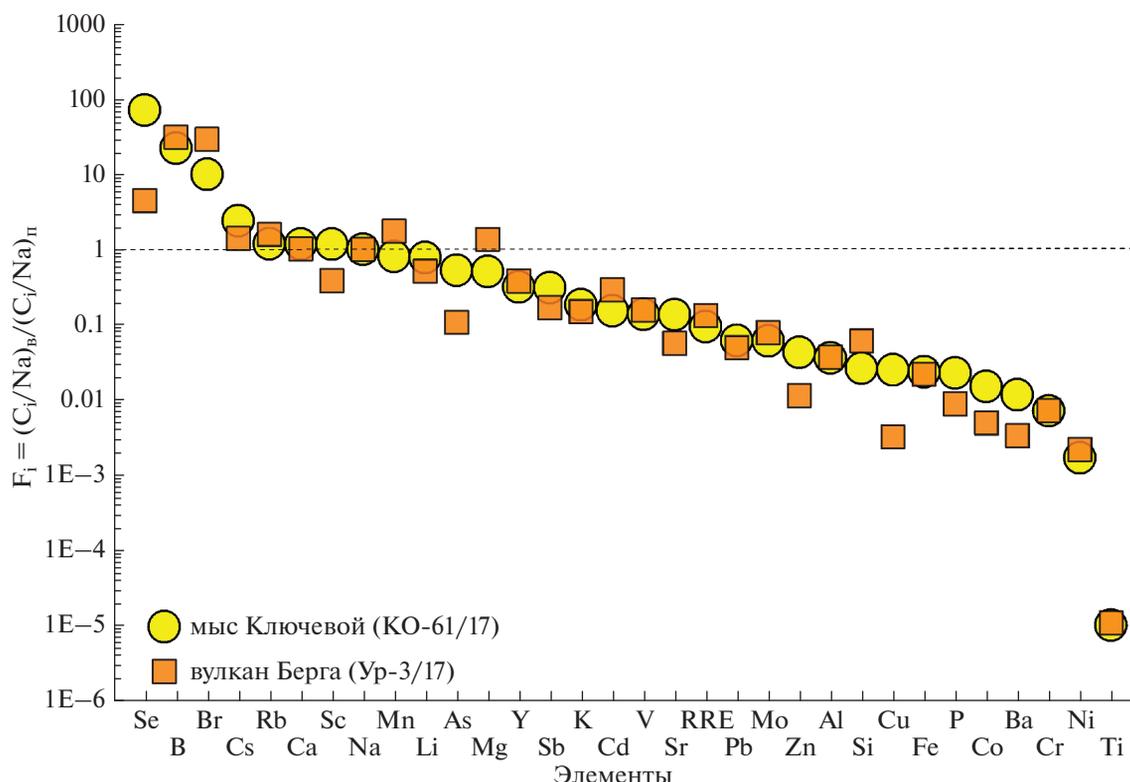


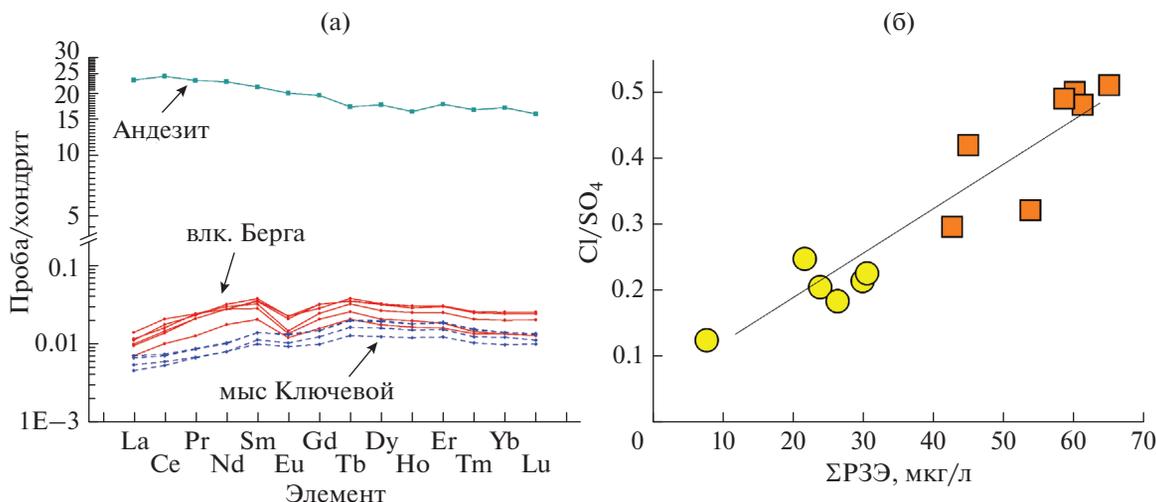
Рис. 6. Коэффициенты распределения элементов, нормированные по Na для кислых термальных вод о. Уруп.

по нашему мнению, как с различиями в условиях разгрузки этих вод, так и с химическими свойствами РЗЭ, т.е. в их склонности к комплексообразованию. Распределения РЗЭ в воде источников, а также в среднем андезите фронтальной зоны Курильских островов [Авдейко и др., 1992], нормированные по хондриту [McDonough, Sun, 1995], показаны на рис. 7а. Из этого рисунка следует, что форма распределений для двух групп существенно различается. Если для источников мыса Ключевой эти профили однородны и показывают незначительное обеднение легкими РЗЭ, то профили для источников вулкана Берга имеют так называемый “gull wing shape” (форма крыльев чайки) [Wood, 2003], т.е. наряду с минимумом европия показывают обеднение как легкими, так и тяжелыми РЗЭ. Отсутствие минимума Eu в одном случае и присутствие в другом, по нашему мнению, связано с различиями в pH и с условиями осаждения гидроокислов железа. Источники вулкана Берга имеют  $\text{pH} > 3$  и обильно осаждают гидроокислы железа, что связано с окислением  $\text{Fe}^{2+}$  кислородом воздуха при выходе вод на поверхность. При  $\text{pH} < 3$  гидроокислы  $\text{Fe}^{3+}$  не образуются и, соответственно, не осаждаются, т.е. окислительный барьер в большой степени, помимо концентраций железа и кислорода, контролируется pH раствора. При осаждении  $\text{Fe}^{3+}$ , видимо, сооса-

ждается больше  $\text{Eu}^{3+}$ , чем других РЗЭ, что приводит к обеднению европия в растворе [Wood, 2003]. Небольшая потеря при этом легких и тяжелых РЗЭ, вероятно, связана с осаждением других минералов. Различные сценарии поведения редкоземельных элементов в кислых и ультракислых водах рассматриваются в работах [Gammons et al., 2005; Varekamp, 2015].

Содержание РЗЭ в природных растворах в сильной степени зависит от их pH. Чем он ниже, тем выше степень растворения вмещающей породы, и, следовательно, выше концентрация РЗЭ [Kalacheva et al., 2015, 2016]. Однако известны случаи, когда при равных pH концентрации РЗЭ различаются на порядки. При прочих равных условиях концентрация РЗЭ растет с увеличением концентрации хлор-ионов в воде [Peiffer et al., 2011]. По-видимому, этот эффект реализуется и в нашем случае. В кислых водах о. Уруп наблюдается линейная зависимость концентрации суммы РЗЭ от отношения  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  (см. рис. 7б).

При этом pH источников вулкана Берга почти на единицу выше pH источников мыса Ключевой (см. табл. 1), и, по общепринятым эмпирическим правилам, в источниках вулкана Берга концентрация растворенных РЗЭ должна быть ниже. Вероятнее всего, при прочих равных условиях, с ростом ионной силы раствора растет степень ком-



**Рис. 7.** РЭЭ в термальных водах о. Уруп.

а – нормированные по хондриту профили РЭЭ в термальных водах о. Уруп. Показано также распределение РЭЭ в среднем андезите фронтальной зоны Курильских островов, по [Авдейко и др., 1992]; б – соотношение между Cl/SO<sub>4</sub> и суммой РЭЭ в термальных водах о. Уруп.

плексообразования РЭЭ, приводящая к росту растворимости. Для объяснения этого эффекта необходимы дополнительные исследования.

#### Изотопный состав вод

На графике зависимости  $\delta D$  от  $\delta^{18}O$  (рис. 8) все опробованные воды вулкана Берга и мыса Ключевого компактно группируются между глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ) и линией локальных метеорных вод (ЛЛМВ), которая для Курильских островов лежит примерно на 5‰ выше мировой линии. Холодная вода небольшого озера, расположенного в воронке взрыва у южного подножия экструзивного купола вулкана Берга, имеет идентичный изотопный состав с термальными источниками, разгружающимися на берегах р. Марья. Таким образом, водное питание источников осуществляется только метеорными водами, а доля магматической компоненты, которая, судя по содержанию Cl<sup>-</sup>, не превышает 3%, не отражается на изотопном составе термальных вод.

Изотопный состав серы растворенного сульфата, +15.2 и +17.9‰ в водах источников мыса Ключевой и +21.6‰ в источниках вулкана Берга (см. табл. 2), типичен для сульфатно-хлоридных кислых вулканических вод ([Taran, Kalacheva, 2020] и ссылки в этой работе). Как показано в этой же работе, такие величины характерны для рекомбинации вулканического SO<sub>2</sub>, при которой образующийся сульфат, в зависимости от температуры рекомбинации, на 10–15‰ утяжелен по сравнению с исходным SO<sub>2</sub>:

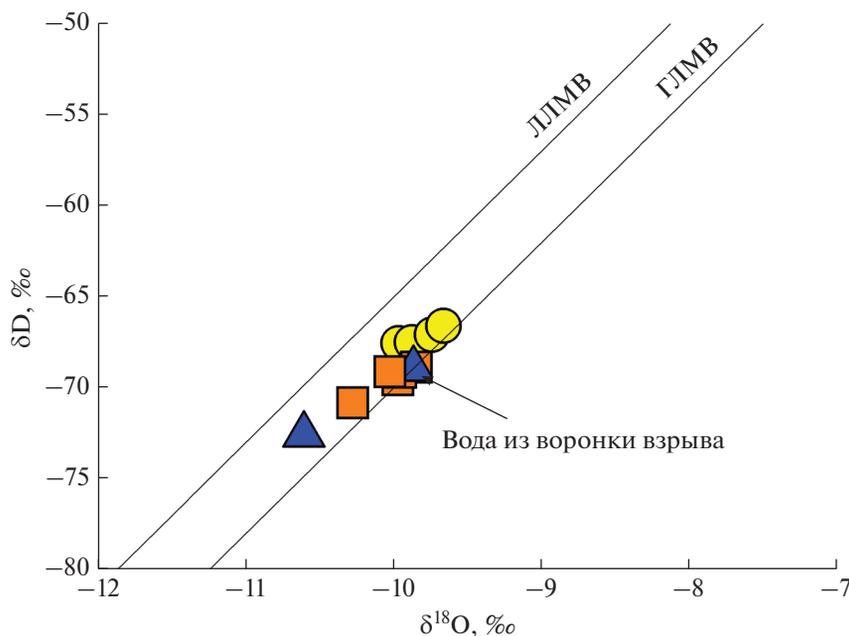


Наблюдаемые значения получаются, если для изотопного состава серы магматического SO<sub>2</sub> принять величину +6‰ – среднее островодужное значение [Taran et al., 2018].

#### Вынос магматических и породообразующих компонентов термальными водами

Используя гидрометрические данные основных водотоков, дренирующих термальные источники и их химический состав, можно оценить общую гидротермальную разгрузку магматических Cl и S, а также оценить химическую эрозию вулканических построек.

Общая характеристика и методика расчета выноса магматических летучих гидротермальными системами Курильских островов приведены в работе [Taran, Kalacheva, 2019]. Поверхностный сток с кальдеры вулкана Берга осуществляется в Охотское море. Основными дренирующими водотоками, как упоминалось выше, являются рр. Марья и Дарья (см. рис. 1). Химические составы их вод в устьях представлены в табл. 2. В этой же таблице приведен состав небольшого пресного ручья, впадающего в р. Марья недалеко от устья (точка КО-69, см. также рис. 1). Концентрации хлор- и сульфат-ионов в этом ручье имеют близкие и весьма высокие значения, 17.4 и 17.2 мг/л соответственно. Это может быть обусловлено как влиянием моря и попаданием в осадки значительной доли морского аэрозоля, так и термальным стоком, поскольку ручей находится также внутри кальдеры. Поэтому в качестве фоновых значений мы будем использовать максимальные пороговые значения в 5 мг/л, определенные для



**Рис. 8.** Изотопный состав всех типов вод о. Уруп. Линия локальных метеорных вод, согласно [Чешко, 1994]. Глобальная линия метеорных вод, согласно [Craig, 1961].

поверхностных вод Курильских островов [Таган, Kalacheva, 2019]. Измеренный расход р. Марья в устье составил 242 л/с при концентрации хлор-иона 287 мг/л и сульфат-иона 648 мг/л. Следовательно, с учетом фоновых содержаний, ежесекундно в Охотское море поступает 68 г хлора и 156 г сульфата или 5.9 и 13.4 т/сут соответственно. Концентрации рассматриваемых компонентов в устье р. Дарья – 168 мг/л ( $\text{Cl}^-$ ) и 522 мг/л ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) при расходе в 219 л/с, что в пересчете дает 3.1 и 9.9 т/сут соответственно.

Таким образом, общий гидротермальный вынос системой вулкана Берга составляет 9.0 т/сут  $\text{Cl}$  и 23.3 т/сут  $\text{SO}_4$ . Величина ошибки не менее 15% (погрешность при определении расходов поверхностных водотоков). Эти данные сопоставимы с результатами, полученными для вулкана Синарка (о. Шиашкотан) (34 т/сут  $\text{SO}_4$  и 9.7 т/сут  $\text{Cl}$ ) [Kalacheva et al., 2015], но значительно ниже, чем вынос серы и хлора гидротермальной системой вулкана Эбеко (о. Парамушир) (~250 т/сут  $\text{SO}_4$  и 82 т/сут  $\text{Cl}$ ) [Kalacheva et al., 2016].

Источники мыса Ключевого разгружаются на Охотоморском побережье острова в непосредственной близости к прибойной зоне. Не формируя общего водотока, отдельными короткими ручейками они стекают непосредственно в море. Общий дебит источников, оцененный по наиболее крупным струям, составляет  $30 \pm 10$  л/с. Среднеарифметические концентрации (по данным 7 проб, см. табл. 2) хлор-иона составляют 195 мг/л, сульфат-иона – 898 мг/л. Следовательно, с уче-

том фоновых содержаний, ежесекундно в Охотское море поступает не менее  $5.8 \pm 1.9$  г хлора и  $27 \pm 9$  г сульфата или  $0.5 \pm 0.2$  и  $2.3 \pm 0.8$  т/сут соответственно.

Химическая эрозия вулканических пород в областях недавнего и современного вулканизма островных дуг является одним из наиболее интенсивных силикатных выветриваний. Связанный с этим вынос растворенного вещества (катионы +  $\text{SiO}_2$ ) поверхностными водотокам оказывает влияние на стабильность вулканических построек, а также на химический состав омывающих их морей и океанов. Средняя сумма растворенных веществ ( $\text{SiO}_2$ , Na, K, Ca, Mg,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  и  $\text{Al}^{3+}$ ), определяющих катионный состав вод рр. Дарья и Марья составляет 448 мг/л, а общий расход – 460 л/с. Следовательно, ежесекундно с кальдеры вулкана Берга выносятся чуть более 200 г растворенных катионов (без учета влияния атмосферных осадков), что составляет 17.8 т/сут. Площадь распространения термальных вод ограничивается пределами постройки вулкана, а водосборная площадь рек – границами кальдеры, что в общей сумме не превышает 8–9 км<sup>2</sup>. Следовательно, химическую эрозию постройки вулкана Берга с участием термальных вод можно оценить в 700–800 т/км<sup>2</sup>/год. Это примерно на 30% меньше, чем оценки, полученные для вулкана Эбеко, по стоку р. Юрьева. Минимальная скорость общего химического выветривания (поверхностный сток + гидротермальный) для вулкана Эбеко (о. Парамушир) оценена нами в  $1095 \pm 200$  т/км<sup>2</sup>/год [Ка-

lacheva et al., 2019]. Высокие значения для обоих вулканов обуславливаются, преимущественно, гидротермальной составляющей, в среднем превышающей поверхностную (по продуктивности) более чем в 10 раз. К примеру, средняя эрозия речных бассейнов, вне зон современного вулканизма на о. Парамушир составляет  $64 \pm 20$  т/км<sup>2</sup>/год [Kalacheva et al., 2019]. Полученные данные носят предварительный характер и требуют дополнительных исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

– Постройка активного вулкана Берга вмещает гидротермальную систему, поверхностные проявления которой сосредоточены в открытой на запад кальдере на разном удалении от экструзивного купола и представлены теплыми ( $T$  до 40°C) кислыми (рН 3.5–3.8)  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  водами, в разной степени разбавленными метеорной водой. Разгрузка вод на поверхности сопровождается интенсивным осаждением железосодержащих минералов, преимущественно феррогидрита с примесью швертманнита.

– Источники мыса Ключевой у подножия вулкана Три Сестры разгружают более кислые (рН < 3)  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  воды с температурой до 45°C. Разгрузка вод на поверхности сопровождается осаждением аморфной серы и сульфатсодержащих минералов.

– Изотопный состав вод обеих групп источников близок к составу локальных метеорных вод.

– Отношения концентраций основных катионов и микрокомпонентный состав отражают состав вмещающих пород. При этом источники вулкана Берга характеризуются явно выраженной негативной аномалией Eu в распределении редкоземельных элементов.

– Анионный состав, изотопный состав серы растворенного сульфата (от +15 до +21.5‰), а также отношения Cl/V и Cl/Vg указывают на участие магматических летучих в формировании этих вод.

– Общий измеренный гидротермальный вынос Cl и  $\text{SO}_4$  с вулкана Берга с учетом погрешности измерения расходов составляет  $9 \pm 1.3$  и  $23.3 \pm 3.4$  т/сут, источниками мыса Ключевой –  $0.5 \pm 0.2$  и  $2.3 \pm 0.8$  т/сут соответственно. Предварительно оцененная химическая эрозия постройки вулкана Берга с участием термальных вод составляет 700–800 т/км<sup>2</sup>/год.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны И.В. Чаплыгину, М.Л. Котенко и Л.В. Котенко за помощь при проведении полевых работ и отбор водных проб. Мы выражаем благодарность коллективу Аналитического центра ИВиС ДВО РАН, П.О. Воронину и

О.М. Топчиевой за выполнение отдельных видов аналитических исследований. Отдельные слова благодарности выражаем О.А. Лепокуровой и Г.А. Челнокову, замечания которых позволили улучшить статью.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00016.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1 : 200000. Издание второе. Серия Курильская. Листы L-55-XVIII, XXIV (о. Уруп). Объяснительная записка. 2001. 156 с.
- Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм // Геохимия. 1960. № 5. С. 443–449.
- Калачева Е.Г. Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др. Гидротермальная система вулкана Менделеева, о. Кунашир, Курильские острова: геохимия и вынос магматических компонентов // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 18–36.
- Ковтунович П.Ю., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К–Аг изотопного датирования и диатомового анализа // Тихоокеанская геология. 2004. № 6. С. 32–44.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтярев А.В. и др. Вулканическая активность на Курильских островах в XXI в. // Вестник ДВО РАН. 2017. № 1. С. 51–61.
- Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М. Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 95–115.
- Чешко А.Л. Формирование основных типов термальных вод Курило–Камчатского региона по данным изотопных исследований (D, <sup>18</sup>O, <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) // Геохимия. 1994. № 7. С. 988–1001.
- Agusto M., Varekamp J. The Copahue volcanic-hydrothermal system and applications for volcanic surveillance // Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World. Springer, 2016. P. 199–238.
- Bégué F., Deering C.D., Gravley D.M. et al. From source to surface: tracking magmatic boron and chlorine input into the geothermal systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2017. V. 346. P. 144–150.

- Bernard R., Taran Y., Pennisi M. et al. Chloride and Boron behavior in fluids of Los Humeros geothermal field (Mexico): a model based on the existence of deep acid brine // *Appl. Geochem.* 2011. V. 68. P. 2023–2034.
- Gammons C.H., Wood S.A., Pedrozo F.L. et al. Hydrogeochemistry and rare earth element behavior in a volcanically acidified watershed in Patagonia, Argentina // *Chem. Geol.* 2005. V. 222(3). P. 249–267.
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science.* 1961. № 133. P. 1702–1703.
- Jonsson J., Persson P., Sjöberg S., Lovgren L. Schwertmannite precipitated from acid mine drainage: phase transformation, sulphate release and surface properties // *Appl. Geochem.* 2005. V. 20(1). P. 179–191.
- Kalacheva E., Kotenko T., Voloshina E. Chemical weathering fluxes from Paramushir volcanic Island (Kuril Island arc, Russia) // *E3S Web of Conferences.* 2019. V. 98. 08007.
- Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. Geochemistry and solute fluxes of volcano–hydrothermal systems of Shishkotan, Kuril Islands // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 296. P. 40–54.
- Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. et al. Volcano–hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2016. V. 310. P. 118–131.
- McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Peiffer L., Taran Y., Lounejeva E., et al. Tracing thermal aquifers of El Chichón volcano–hydrothermal system (México) with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Ca/Sr and REE // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 205. P. 55–66.
- Pokrovski G.S., Borisova A.Y., Bychkov A.Y. Speciation and transport of metals and metalloids in geological vapors // *Thermodynamics of geothermal fluids // Rev. Mineral. Geochem.* 2013. V. 76. P. 165–218.
- Symonds R.B., Gerlach T.M., Reed M.H. Magmatic gas scrubbing: Implications for volcano monitoring // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2001. V. 108(1). P. 303–341.
- Taran Y., Kalacheva E. Role of hydrothermal flux in the volatile budget of subduction zone: Kuril arc, NW Pacific // *Geology.* 2019. V. 47(1). P. 87–90.
- Taran Y., Kalacheva E. Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2020. V. 405. 107036.
- Taran Y., Zelenski M., Chaplygin I. et al. Gas emissions from volcanoes of the Kuril Island arc (NW Pacific): Geochemistry and fluxes // *Geochemistry, Geophysics and Geosystems.* 2018. V. 19(6). P. 1859–1880.
- Varekamp J. The chemical composition and evolution of volcanic lakes // *Volcanic lakes.* Springer, 2015. P. 93–154.
- Wood S.A. The geochemistry of rare earth elements and yttrium in geothermal waters. In: *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth // Society of economic geologist special publication.* 2003. V. 10. P. 133–158.

## Geochemistry of Acid Thermal Waters of Urup Island (Kuril Arc)

E. G. Kalacheva<sup>1</sup>\*, Yu. A. Taran<sup>1</sup>, T. A. Kotenko<sup>1</sup>, and E. V. Voloshina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

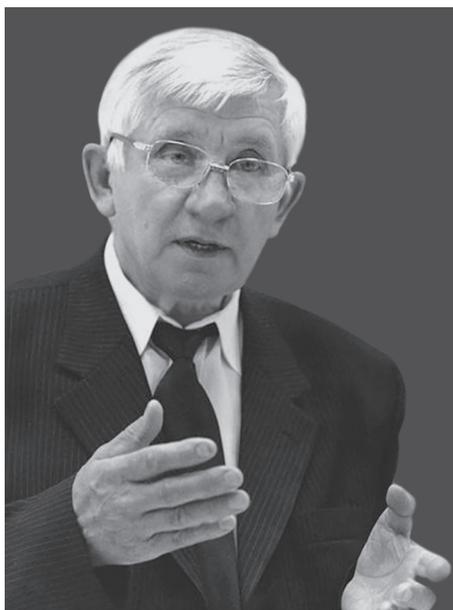
\*e-mail: keg@kscnet.ru

Based on the field work in July 2017 we conducted a comprehensive geochemical study of thermal manifestations of the Urup Island in the southern Kuril Island arc. Thermal waters associated with Berg volcano are grouped at different distances from the extrusive dome within the caldera amphitheater opened to the west. These  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  waters are warm (up to 40°C), acid ( $3.4 < \text{pH} < 3.8$ ) and have TDS up to 2.5 g/l. Springs of the Klyuchevoy Cape at the base of Tri Sestry (Three Sisters) volcano are more acid ( $\text{pH} < 3$ ), of the same  $\text{SO}_4\text{--Cl}$  type and with TDS  $< 1.9$  g/l. Water isotopic composition of both groups of springs corresponds to the composition of the local meteoric waters. Ratios of main cations and the compositions of trace elements generally correspond to the composition of the host rocks. Waters of Berg volcano show a clear Eu negative anomaly in the REE distributions. The anion composition,  $\delta^{34}\text{S}$  of the dissolved sulfate (+15.2 to 21.6‰), Cl/B and Cl/Br ratios demonstrate the participation of magmatic volatiles in the formation of these waters. The measured hydrothermal output from Berg volcano is 9 t/day for Cl and 24 t/day for  $\text{SO}_4$ . The estimated fluxes of Cl and  $\text{SO}_4$  for Klyuchevoy Cape springs are  $0.5 \pm 0.2$  and  $2.3 \pm 0.8$  t/day, respectively.

*Keywords:* thermal water, island, volcano, isotopic composition, microelements

**ПАМЯТИ ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА  
“ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ” АКАДЕМИКА РАН  
ВИКТОРА АЛЕКСЕЕВИЧА КОРОТЕЕВА**

DOI: 10.31857/S0203030621050084



31 июля 2021 г. ушел из жизни член редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” академик РАН Виктор Алексеевич Коротеев — выдающийся ученый в области палеовулканологии и металлогении вулканогенных образований, глава уральской школы палеовулканологии, крупнейший специалист в области геодинамики и металлогении складчатых систем, теории тектонических и металлогенических процессов, видный организатор науки, возглавлявший в 1970–1985 гг. Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина УФАН СССР–УНЦ АН СССР, а с 1986 г. по 2011 г. Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (ИГиГ УрО РАН).

Виктор Алексеевич родился 25 апреля 1937 г. в г. Чапаевске Куйбышевской (ныне Самарской) области. После окончания в 1959 г. геолого-географического факультета Томского университета он начал научную работу в Горно-геологическом институте УФАН СССР, в 1968 г. защитил кандидатскую диссертацию, а в 1983 г. — докторскую. Виктор Алексеевич внес крупный вклад в становление палеовулканологии как нового научного направления, в част-

ности, в создание методологии использования получаемых результатов в широкой геологической практике, включая научное прогнозирование месторождений полезных ископаемых, в решение проблем определения типов древних вулканических процессов, палеофациальных условий их проявления, выделения палеовулканических сооружений и разработки методологии их выделения, установления закономерностей формирования древних магматических очагов и их эволюции, а также закономерностей образования минеральных месторождений в связи с вулканическими процессами. Он является автором и соавтором более 400 научных работ, включая 13 монографий. В 1987 г. Виктор Алексеевич был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1992 г. — академиком РАН.

Виктор Алексеевич руководил рядом крупных научных проектов, в том числе мегапроектом “Урал промышленный — Урал Полярный”, возглавлял Совет по комплексной программе “Перспективы развития минеральных ресурсов Урала и комплексное использование минерального сырья” и на протяжении более 35 лет Уральскую научную школу “Геодинамика, магматизм и металлогения Урала как основа рудной базы региона”, подготовив многих достойных учеников.

Виктор Алексеевич активно участвовал в создании УрО РАН, в 1987–2013 гг. возглавлял Объединенный ученый совет по наукам о Земле УрО РАН, более 30 лет входил в состав Бюро Отделения наук о Земле РАН, был председателем двух диссертационных советов, организатором и главным редактором журнала “Литосфера” и плодотворно работал в редколлегиях ряда научных журналов РАН в области наук о Земле.

Виктор Алексеевич был почетным членом Всероссийского минералогического общества, многие годы входил в состав Совета по присуждению премий Правительства Российской Федерации в области науки и техники, был членом Национального комитета геологов Российской Федерации, Геологического общества Америки и национального комитета по Международной программе геологической корреляции.

За крупные научные и научно-организационные достижения Виктор Алексеевич был удостоен многих высоких наград, включая орден “Дружбы народов”, Премию Правительства РФ в области науки и техники, Премию Горно-промышленного съезда Урала и Демидовскую премию.

Уход из жизни Виктора Алексеевича Коротеева — замечательного человека, выдающегося уче-

ного и глубокоуважаемого коллеги является тяжелой и невосполнимой потерей. Его достижения останутся яркой страницей в мировой и отечественной науке, а светлая память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

*Редколлегия и редакция журнала  
“Вулканология и сейсмология”*