

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2022

О продолжении нового эруптивного цикла вулкана Шивелуч в 2001–2021 гг., Камчатка <i>Н. А. Жаринов, Ю. В. Демянчук, И. А. Борисов</i>	3
Постэруптивная деятельность Третьего конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка, 1975–1976 гг.) <i>Л. П. Вергасова, С. К. Филатов, С. В. Москалева, М. А. Назарова, А. П. Шаблинский</i>	12
Геохимия вод кратерного озера вулкана Малый Семячик <i>Е. Г. Калачева, Д. В. Мельников, Е. В. Волошина, Г. А. Карпов</i>	28
Проблема формирования и питания Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) <i>О. Р. Хубаева, О. В. Бергаль-Кувикас, М. Д. Сидоров</i>	43
Мегакристы “пузырчатого” керсутита в неоген-четвертичных вулканитах северо-западной Сибири: свидетельства кристаллизации в кипящем расплаве/флюиде <i>Е. В. Шарков, В. Ю. Прокофьев, А. В. Чистяков, М. М. Богина, Т. А. Горностаева</i>	60
Памяти Виктора Михайловича Округина	81
Тематика журнала и правила для авторов	83

УДК 551.21

О ПРОДОЛЖЕНИИ НОВОГО ЭРУПТИВНОГО ЦИКЛА ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ в 2001–2021 гг., КАМЧАТКА

© 2022 г. Н. А. Жаринов^а *, Ю. В. Демянчук^а, И. А. Борисов^а^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия
*e-mail: nzhar@kscnet.ru

Поступила в редакцию 14.09.2021 г.

После доработки 25.11.2021 г.

Принята к публикации 24.12.2021 г.

Рассматривается активность вулкана Шивелуч (56.6° с.ш., 161.4° в.д.) во время нового эруптивного цикла в 2001–2021 гг.: анализируется рост новых экструзивных образований; приводятся сведения о крупных эксплозивных извержениях и их последствиях, произошедших в этот период. Обсуждаются возможности катастрофических извержений в обозримом будущем. По материалам непрерывных видеонаблюдений в течение четырех лет выполнена оценка тепловой мощности и объемов пирокластики по выбросам газопирокластических струй.

Ключевые слова: вулкан Шивелуч, экструзивное извержение, обелиск, лавовый купол

DOI: 10.31857/S0203030622020067

ВВЕДЕНИЕ

Андезитовый вулкан Шивелуч со средним расходом 36 млн т в год занимает второе место на Камчатке по объему продуктов извержения (рис. 1). Это сильно разрушенное вулканическое сооружение, его возраст предположительно 70–60 тыс. лет. Поперечник основания вулкана близок 40 × 45 км, площадь основания не менее 1300 км². Абсолютная высота главной вершины 3283 м.

Современная постройка включает Старый Шивелуч, древнюю кальдеру и активный Молодой Шивелуч. Извержение, во время которого образовалась кальдера, произошло приблизительно 30 тыс. лет назад. Во время извержения было выброшено 50–60 км³ породы. Извержения такого масштаба обычно наблюдаются на андезитовых вулканах и наиболее опасны для людей. Происходят подобные извержения достаточно редко и практически мгновенно. Основные события в последние 10 тыс. лет и в историческое время происходили внутри кальдеры вулкана Молодой Шивелуч. Это были катастрофические эксплозивные извержения типа направленных взрывов и слабые извержения, сопровождаемые ростом экструзивных куполов внутри кальдеры [Действующие вулканы ..., 1991].

Последние два катастрофических извержения с интервалом 110 лет произошли 01–02.03.1854 г. и 12.11.1964 г. В 2021 г. исполнилось 57 лет после катастрофического извержения 1964 г. В ходе этих извержений выбрасывалось от 1.0–1.5 до

5.0–6.0 км³ материала. Отложения взрывов и пирокластических потоков покрывали площади, близкие 100–150 км². В эруптивных центрах (центрах взрывов) возникали кратеры диаметром 1–3 км в поперечнике.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ

С августа 1980 г. внутри кальдеры вулкана Молодой Шивелуч идет выжимание новых экструзивных куполов (рис. 2). Формирование экструзивных куполов нужно рассматривать в общем цикле деятельности вулкана. Можно выделить одноцикличные и многоцикличные экструзивные купола. Одноцикличные купола обычно образуются на склонах или у подошвы вулкана. Такие более старые купола можно наблюдать в районе Северной группы на вулканах Безымянный и Шивелуч. Деятельность одноциклических куполов заканчивается с прекращением экструзии лавы. На вулкане Шивелуч к этому типу относится купол Коран. С начала его становления прошло более 150 лет.

Купола, формирующиеся в центральном кратере вулкана, обычно относятся к многоциклическим. Это современные купола вулканов Безымянный и Шивелуч и купол вулкана Кизимен. Их формирование занимает продолжительное время в деятельности вулкана. Во время катастрофических эксплозивных извержений происходит разрушение новых экструзивных образований.



Рис. 1. Пепловый выброс на вулкане Шивелуч 23 ноября 2014 г. В центре – растущий экструзивный купол; на заднем плане – постройка вулкана Старый Шивелуч; высота эруптивной колонны ~7.5 тыс. м н.у.м., вид с юга. Фото Ю.В. Демянчука.

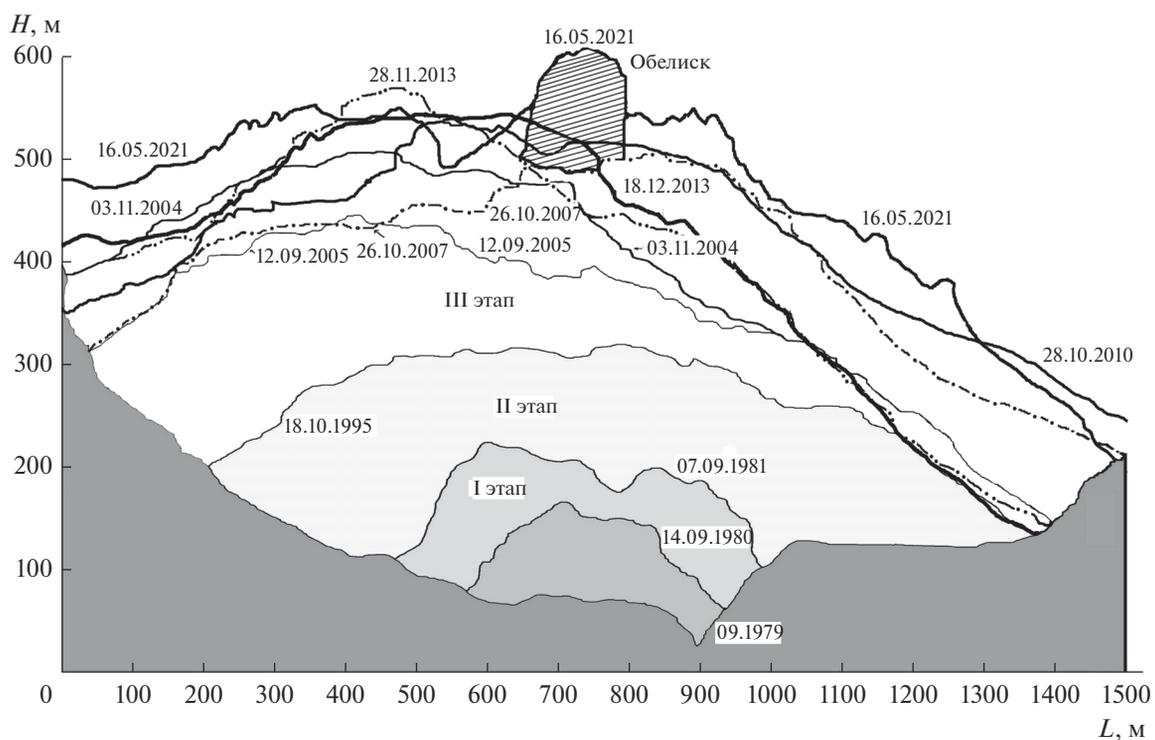


Рис. 2. Профили лавового купола на разных этапах его образования. Штриховкой обозначен лавовый обелиск 2021 г.

Таблица 1. Изменения высот и объемов экструзивного купола до и после крупных эксплозивных извержений в 1993–2018 гг.

Дата	Относительная высота купола от основания, м	Время определения: до извержения, после	Объем купола, км ³	Изменения объема, км ³
04.04.1993	160	До	0.037	+0.102
10.03.1994	443	После	0.139	
07.02.2005	517	До	0.308	–0.040
05.03.2005	392	После	0.268	
28.10.2010	563	До	0.492	–0.234
14.12.2010	519	После	0.251	
26.10.2011	441	После	0.258	
27.08.2013	573	До	0.316	–0.086
03.12.2013	584	–	0.279	
02.02.2015	527	После	0.230	
22.03.2016	600	–	0.291	–0.044
02.03.2018	590	–	0.247	

После этого можно наблюдать периоды покоя и затем, по истечении времени, начало нового эруптивного цикла, т.е. рост новых экструзивных куполов.

Период покоя перед катастрофическим извержением 1854 г. продолжался около 54 лет. После извержения отмечено четыре периода активности вулкана: 1879–1893 гг., 1897–1898 гг., 1918–1924 гг. и 1944–1950 гг. Продолжительность активных периодов менялась от одного года до 13 лет. Перед катастрофическим извержением 1964 г. наблюдался период покоя в течение 14 лет. После извержения 1964 г. периоды эруптивной деятельности происходили в 1980–1981 гг., 1993–1995 гг. и самый продолжительный период за историческое время наблюдений – с 2001 г. по сентябрь 2021 г. (см. рис. 2). Главным критерием выделения отдельных этапов была полная остановка эруптивной деятельности. Продолжение вулканической активности обычно происходило с мощных эксплозивных извержений. Так было 22 апреля 1993 г. (начало II этапа извержения) и в апреле 2001 г. (начало III этапа извержения) [Федотов и др., 1995, 2004]. Отметим характерные особенности на всех этапах извержений. Наибольшая скорость роста экструзивного купола наблюдалась в первые два месяца после начала эруптивного процесса. В это же время происходил максимальный расход магмы (от 0.14 до 0.25 млн м³/сут).

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ в 2012–2021 гг.

Настоящая работа является продолжением серии статей, посвященных изучению формирования новых экструзивных образований в кальдере вулкана Шивелуч. Рост новых экструзивных ку-

полов на третьем этапе продолжается на вулкане в центральной части кратера с апреля–мая 2001 г. по настоящее время [Федотов и др., 2004; Горбач, 2006; Гирина и др., 2006; Жаринов, Демянчук, 2011, 2013; Озеров и др., 2020]. В разделе приведены результаты визуальных и видеонаблюдений, полученные авторами при изучении вулкана с 2012 по август 2021 гг.

Третий этап формирования купола сопровождался мощными эксплозивными извержениями (рис. 3). Значительные эксплозивные события происходили в 2001, 2004, 2005, 2010, 2013, 2018 и 2019 гг. После усиленной эксплозивной деятельности в 2005, 2010, 2013 гг. и серии выбросов в декабре 2018 г. – первой половине 2019 г. наблюдался частичный развал вершины купола, уменьшение его высоты и объема (см. рис. 2, табл. 1). По геодезическим данным уже к маю 2004 г. объем внутрикратерного купола достиг 0.30×10^9 м³. Такой объем имел купол Суелич перед катастрофическим извержением в 1964 г. Рост купола Суелич происходил в 1944–1950 гг. в этом же кратере.

Максимальный объем купол имел перед крупным эксплозивным извержением 27 октября 2010 г. (0.49 км³), в ходе которого произошел частичный развал купола. Объем разрушенной части купола по данным аэросъемки и видеонаблюдениям составил 0.27 км³ [Двигало и др., 2011; Жаринов, Демянчук, 2013].

Весь последующий год шло обрушение стенок полуразрушенной юго-восточной части кратера. Прироста объема купола отмечено не было до конца октября 2011 г. В дальнейшем – с конца 2011 г. до конца августа 2013 г. – вновь происходило увеличение объема купола, продолжался непрерывный экструзивный процесс. После мощ-

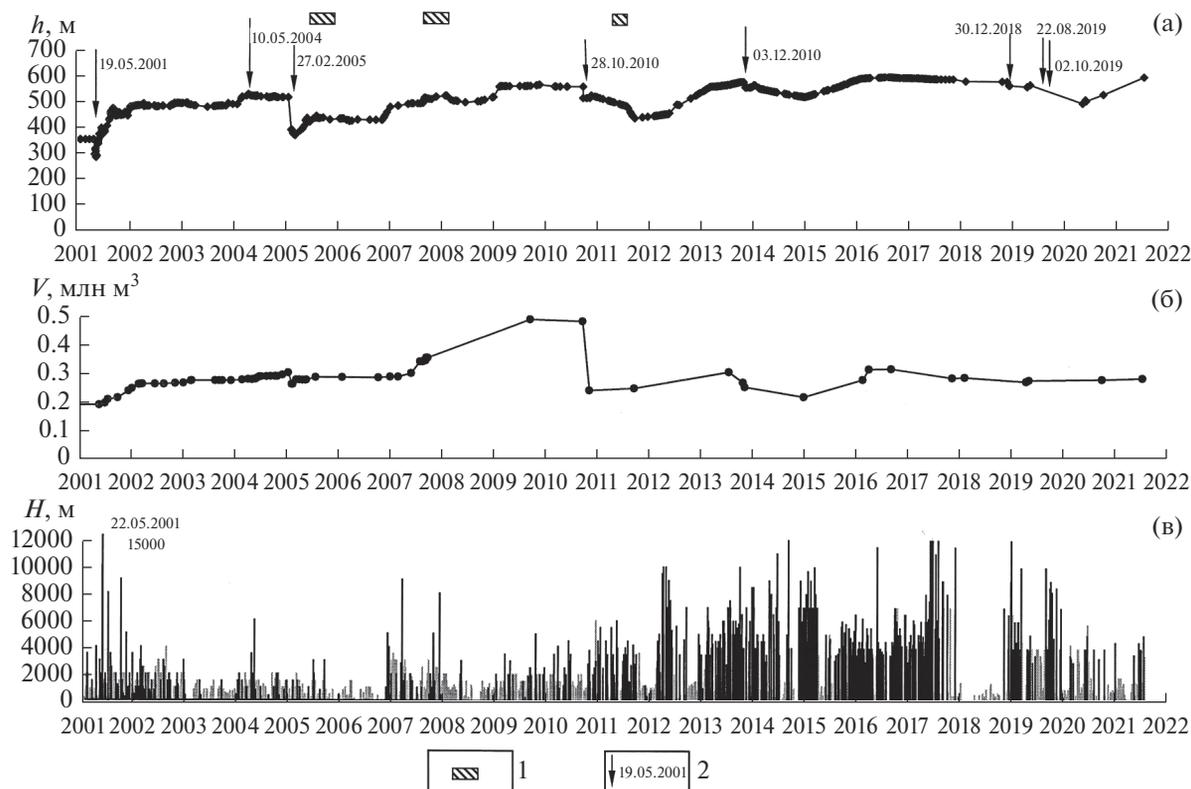


Рис. 3. Характеристики извержений вулкана Шивелуч в 2001–2021 гг.

а – изменения высоты лавового купола по теодолитным наблюдениям, м (1 – излияния лавовых потоков на склоны вулкана, 2 – пароксизмальные эксплозивные извержения); б – изменения объема лавового купола, млн м³; в – изменения высот пепловых выбросов (темные линии) и парогазовых выбросов (светлые линии).

ных эксплозивных извержений 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. произошло значительное разрушение купола. Отметим основные события, связанные с продолжением извержения в 2012–2021 гг.

2012 г. С начала года вулканическая активность проявлялась в виде слабой парогазовой fumarольной деятельности. После увеличения амплитуды вулканического дрожания (ВД) 26 января произошел пепловый выброс на высоту 4 тыс. м над уровнем моря (н.у.м.). В феврале отмечалось свечение на куполе в ночное время. В дальнейшем амплитуда ВД продолжала увеличиваться, усиливалось свечение на куполе, происходил сход раскаленных лавин. В марте и апреле отмечались отдельные пепловые выбросы, наибольшее количество пепловых выбросов произошло в мае (6) и июне (7). Высоты выбросов в эти месяцы менялись от 5 до 7 тыс. м н.у.м. Далее до конца года ежемесячно происходили отдельные выбросы. Наибольшая эксплозивная активность происходила с мая по июль, всего за год произошло 22 пепловых выбросов. Затем извержение вступило в экструзивную фазу, о чем свидетельствовало

интенсивное свечение и прирост купола, наблюдаемый до конца года (см. рис. 3).

2013 г. В этом году продолжалось усиление вулканической активности в виде увеличения количества пепловых выбросов. С марта по декабрь количество выбросов менялось от 7–10 до 20–40 в месяц. Общее количество выбросов с пеплом за год достигло 159. Экструзивно-эксплозивная активность, сопровождаемая приростом высоты купола, происходила в течение всего года. По состоянию на 3 декабря относительная высота купола была 584 м. Наиболее мощным и значимым событием 2013 г. стало извержение 3 декабря, когда после очередной серии выбросов произошло разрушение купола, высота купола уменьшилась на 22 м. Как правило, выбросы сопровождалось сходом каменных лавин и свечением купола в ночное время. В декабре 2013 г. экструзивная активность вулкана начала снижаться.

2014 г. В течение года продолжалось ослабление активности вулкана, количество пепловых выбросов уменьшилось до 64, а также уменьшились высота и объем купола (см. рис. 3). Наиболее мощные пепловые выбросы наблюдались в мае,

июле, сентябре и декабре. Пирокластических потоков в 2014 г. не наблюдалось.

2015 г. По данным непрерывных видеонаблюдений за этот год зафиксировано 40 пепловых выбросов. Распределение по отдельным кварталам было следующим: 18, 9, 3, 10. При ослаблении эксплозивной деятельности наблюдалось усиление экструзивной активности в виде повышения свечения ночью, прироста высоты и объема купола (см. рис. 3, табл. 1).

2016 г. Продолжалось ослабление эксплозивной активности, всего за год произошло 22 выброса с пеплом.

2017 г. В первой половине года эксплозивная активность была в 2 раза выше, чем в 2016 г. Количество пепловых выбросов в месяц менялось от 4 до 13. Во второй половине года их количество снизилось до 1–2 в месяц, но высоты выбросов увеличились в это время до 9–12 тыс. м. Тепловая мощность и расход пирокластики значительно превышали значения двух предыдущих лет.

В 2017 г. значительных изменений в морфологии купола не произошло, лишь после извержения 05.12.2017 г. высота купола по сравнению с 2016 г. уменьшилась на 15 м: 06.10.2016 г. была 605 м, 05.12.2017 г. стала 590 м. Как и в предыдущие годы, при усилении эксплозивной деятельности экструзивная активность сократилась.

2018 г. Наблюдалось резкое снижение эксплозивной активности, за год произошло всего три пепловых выброса: 1 января, 9 ноября и 30 декабря. Высота эруптивной колонны последнего достигла 12 тыс. м н.у.м. В конце 2018 г. вулкан снова активизировался.

2019 г. В первой половине года активность вулкана проявлялась редкими пепловыми выбросами, в ночное время постоянно наблюдали сход раскаленных лавин, что свидетельствовало об интенсивном экструзивном процессе. Единичные пепловые выбросы происходили 9 марта и 10 апреля. Усиление вулканической активности продолжилось в виде появления интенсивного свечения по периметру лавового купола, обращенного на ЮЗ–ЮВ. На вершине купола шло формирование лавовой короны, одновременно происходило и ее разрушение. К началу июля активность вулкана снизилась, но уже к августу стала увеличиваться, и 29 августа произошло мощное эксплозивное событие, сопровождающееся сходом пирокластического потока протяженностью около 10–12 км и частичным разрушением восточной и юго-восточной части купола. Высота купола после этого извержения не изменилась. До октября активность вулкана не менялась, но в последние три месяца пошла на убыль (см. рис. 3).

2020 г. Основные моменты экструзивного извержения вулкана Шивелуч в 2020 г. представлены на рис. 4. Характер деятельности вулкана из-

менился. Всю зиму купол оставался разогретым, о чем свидетельствовало отсутствие снега на постройке купола (см. рис. 4). На южной стороне купола до 2 февраля сохранялось свечение. 9 мая в районе постройки купола было отмечено интенсивное ВД, а 22 мая на куполе было обнаружено появление нового образования — лавового обелиска (см. рис. 4). Лавовый обелиск — это необычный монолит, поднимающийся из кратера. Обелиски образуются при выдавливании вязкой лавы из разрывов в твердой или полужатвердевшей оболочке купола. Рост таких обелисков может продолжаться от нескольких часов до месяцев [Влодавец, 1984]. До 16 июля продолжалось выжимание лавового обелиска (см. рис. 4б, 4в). В середине июля высота нового блока купола была близка 70–80 м, в это же время появились первые следы разрушений нового образования (см. рис. 4г). В дальнейшем периоды выжимания нового обелиска чередовались с частичным разрушением (см. рис. 4д). Максимальных размеров новый обелиск достиг к концу октября (диаметр основания был близок 170 м, высота — 100 м) (см. рис. 4б).

2021 г. В течение года на вулкане продолжалось эксплозивно-экструзивно-эффузивное извержение. В самом конце января на вершине купола начал расти новый лавовый обелиск. Из-за плохой погоды впервые обелиск был обнаружен 2 февраля (см. рис. 4д). За 37 дней высота лавового обелиска достигла отметки 67 м и объема 0,76 млн м³. Наибольший прирост объема происходил с начала мая до середины июня — 3,33 млн м³ за полтора месяца, в это же время был и максимальный расход — 72 тыс. м³/сут. Средний расход выжатой на поверхность лавы в 2021 г. был 40 тыс. м³/сут, что в два раза больше, чем в 2020 г. В ночь на 23 июня в западной части обелиска произошел обвал. С этого времени начинается разрушение обелиска. За 134 дня обелиск вырос на 188 м и достиг объема 5,36 млн м³ (табл. 2).

Результаты деятельности андезитовых вулканов на дневной поверхности в основном представлены в виде постройки экструзивных куполов, отложений пирокластических и грязевых потоков, отложений пепловых туч, а также отложений вязких лавовых потоков на его склонах.

Для вулкана Безымянный была выполнена оценка объема продуктов извержений при формировании экструзивного купола после катастрофического извержения в 1956 г. [Жаринов, Демянчук, 2011]. Для этого вулкана имеем следующее соотношение объемов в процентах: объем купола составляет 54,3% (при весовом объеме 0,47 км³), пирокластические потоки — 31,2%, отложения пеплов — 13,5%, потоки вязкой лавы — 1%. Считая сходным характер извержений двух вулканов, можно оценить объемы продуктов извержений вулкана Шивелуч. При объеме нового

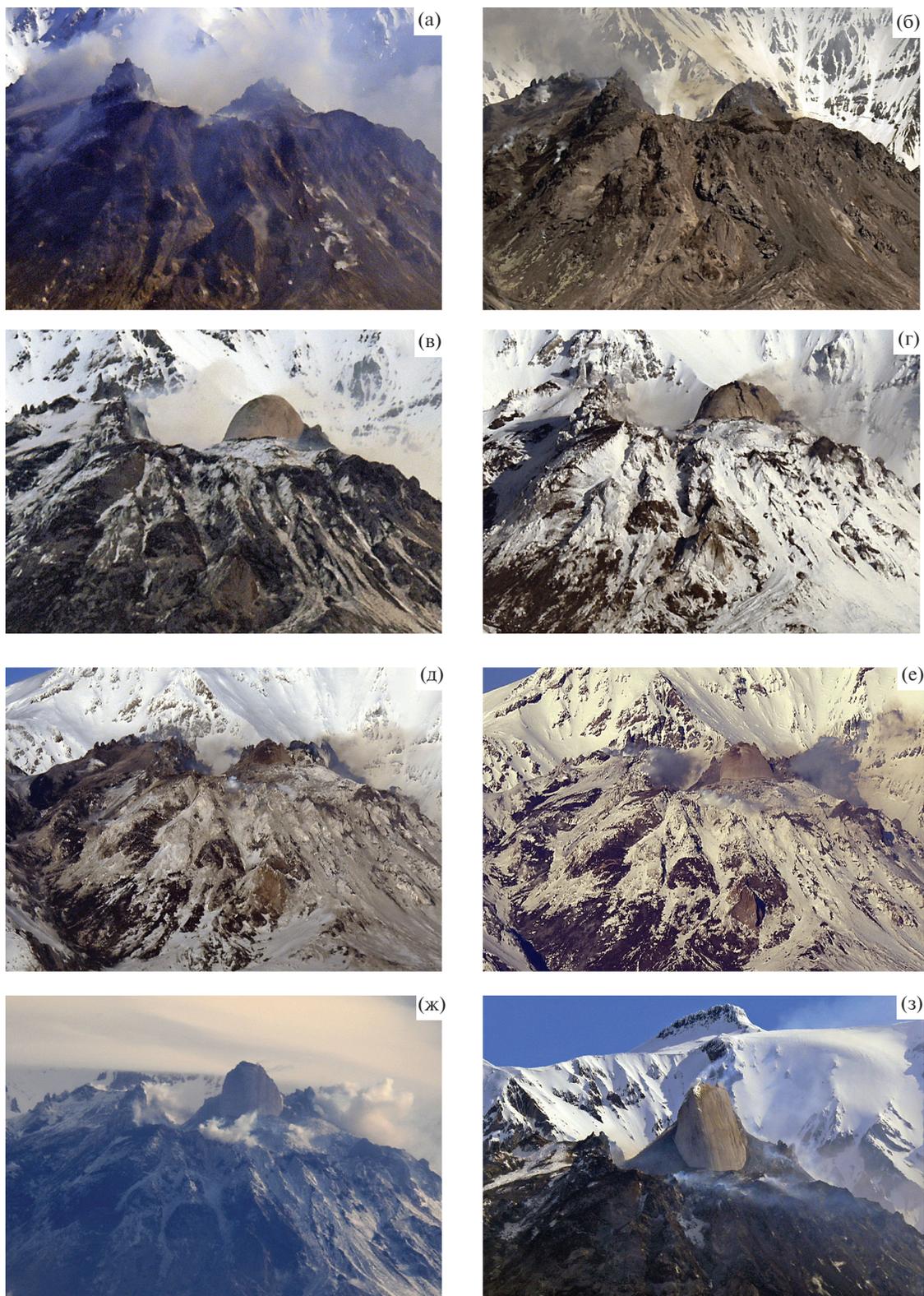


Рис. 4. Рост лавовых обелисков на экструзивном куполе вулкана Шивелуч в 2020 г. (а) и в 2021 г. (б). а — появление обелиска 22 мая, относительная высота 88 м; б — 10 июня, высота обелиска 105 м; в — 13 октября обелиск достиг максимальной высоты (127 м) и объема; г — 5 ноября, начало разрушения обелиска в 2020 г.; д — 12 февраля, начало выдавливания нового обелиска в 2021 г.; е — высота обелиска на 21 марта 67 м; ж — продолжение выдавливания обелиска, высота его на 12 апреля 122 м; з — 15 июня обелиск достиг максимальных размеров (высота — 188 м, объем — 5.4 млн м³).

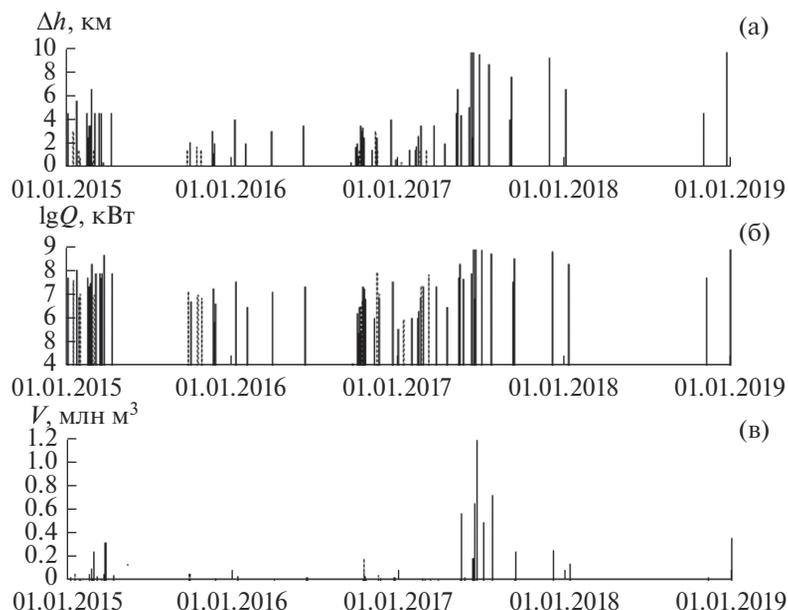
Таблица 2. Характеристики роста обелисков на вулкане Шивелуч в 2020–2021 гг.

Дата	Относительная высота (Н, м)	Диаметр основания, м	Время роста, сутки	Объем, тыс. м ³	Прирост объема, тыс. м ³	Средний расход, тыс. м ³ /сутки
12.03.2020	Начало роста обелиска		25		34	1.4
06.04.2020	28	68	48	34	869	18
22.05.2020	88	197	19	903	1128	59
10.06.2020	105	198	126	—	1486	12
18.07.2020	128	198				
13.10.2020	127	232		3617		Средний расход в 2020 г. 17 т м ³ /с
12.02.2021	Возобновление роста обелиска		37	227	537	14
21.03.2021	67	114	22	764	725	33
12.04.2021	122	139	29	1489	542	19
01.05.2021	152	156	46	2031	3326	72
16.06.2021	188	164		5357		
23.06.2021	181	149	Начало разрушения обелиска			Средний расход в 2021 г. 40 т м ³ /с

экструзивного конуса 0.49 км³ (максимальный объем конуса перед извержением 27 октября 2010 г.) объем пирокластических потоков будет близким — 0.28 км³, объем отложений пепла — 0.12 км³, объем лавовых потоков — 0.009 км³. Для сравнения, определение объемов пирокластике было выпол-

нено по данным непрерывных видеонаблюдений для 2015–2018 гг. (рис. 5).

В рассматриваемый период происходили серии эксплозивных извержений и множество отдельных пепловых выбросов. Только в ходе эксплозивного извержения 28 февраля 2005 г. отло-

**Рис. 5.** Тепловая мощность и объемы пирокластике по выбросам газопирокластических струй на вулкане Шивелуч в 2015–2018 гг.

а — высоты газопирокластических выбросов, км; б — тепловая мощность выбросов, кВт; в — объемы выброшенной пирокластике, м³.

жения пирокластических потоков составили более 0.2 км^3 [Нуждаев и др., 2005].

ОЦЕНКА ТЕПЛОВОЙ МОЩНОСТИ И ОБЪЕМОВ ПИРОКЛАСТИКИ ПО ВЫБРОСАМ ГАЗОПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ СТРУЙ

Поступление газопирокластической смеси из кратера вулкана продолжается чаще всего от нескольких до десятков минут. При расчетах вулкан принимали в качестве источника устойчивых газопирокластических струй. Оценка тепловой мощности производилась по высоте эруптивных колонн во время эксплозивных извержений по методике, изложенной в работе [Федотов, 1982].

Исходные данные для расчетов получены из непрерывных видеонаблюдений за вулканом. Непрерывный, без пропусков, ряд наблюдений получен для последних четырех лет. При обработке видеоданных рассматривались два сценария эксплозивных событий: первый — для вертикальных газопирокластических струй, второй — для эруптивных колонн с горизонтальным шлейфом.

Для оценки тепловой мощности в первом случае, когда отсутствует ветер, применялись следующие соотношения:

$$Q = (\Delta h_T / 46)^4, \text{ при } \Delta h_T < 1 \text{ км}; \quad (1)$$

$$Q = (\Delta h_T / 28)^{3.5}, \text{ при } \Delta h_T = 1\text{--}10 \text{ км}, \quad (2)$$

где Δh_T — высота колонны над кратером, м.

При ветре восходящая конвективная колонна, достигнув определенной высоты, образует шлейф, который распространяется субгоризонтально на высоте Δh , при этом происходит более быстрое смешивание струи с воздухом, что не учитывается формулами (1), (2). Для расчета тепловой мощности в этом случае применялась формула, предложенная рабочей группой CONCAWE:

$$Q = 0.136 \Delta h^2 u^{1.5}, \quad (3)$$

где Q — тепловая мощность (кВт), Δh — высота средней линии шлейфа (м), u — скорость ветра на высоте шлейфа (м/с). Данные о скорости ветра выбирались с сайта метеорологической службы (weather.uwo.edu).

Оценка W — примерного расхода ювенильной пирокластики, вынесенной в секунду, производилась по номограмме С.А. Федотова [Федотов, 1982]. Для расчета объема вынесенной пирокластики применялась формула:

$$V = \Delta t W / \rho, \quad (4)$$

где V — объем пирокластики (м^3), Δt — промежуток времени, в продолжение которого происходило истечение струи (с), определялся по видеозаписи, W — примерный расход пирокластики в

секунду, находили по номограмме С.А. Федотова, $\rho = 1.57$ — плотность пирокластики на вулкане Шивелуч [Гирина, 1998].

Шкала расхода пирокластики в номограмме имеет логарифмическую зависимость, при которой $\lg Q$ (кВт) = 3 соответствует величина расхода 1 кг/с, а $\lg Q$ (кВт) = 9 соответствует величина 10^6 кг/с или 10^3 т/с. Тепловая мощность газопирокластических колонн в период 2015–2018 гг. находилась в интервале от $\lg Q$ (кВт) = 4 до $\lg Q$ (кВт) = 9. Суммарная тепловая мощность за 2015–2018 гг.: $Q = 63 \times 10^8$, кВт. Общий объем пирокластики, поступившей во время эксплозивных извержений за 4 года наблюдений (2015–2018 гг.), близок 0.007 км^3 . Следует отметить, что это — нижняя оценка, так как часть выбросов может быть пропущена из-за непогоды и другим причинам.

ВЫВОДЫ

Наблюдения последних лет показали, что за один цикл извержения на дневную поверхность может поступить от 50 до 350 млн м^3 вулканических продуктов: пирокластики, лавы, пепла (по данным извержений 1980–1981, 1993–1995, 2001–2021 гг.). Средний объем извергнутых продуктов за один цикл близок 200 млн т. При средней продуктивности вулкана 37 млн т/год на образование такого объема необходимо 5–6 лет. С такой частотой происходят извержения с объемом ~200 млн т.

Объемы изверженных продуктов во время мощных извержений (типа 1856 г. и 1964 г.) составляли от 1.5 до 5 млрд т соответственно. Для накопления такого объема ювенильных материалов должно пройти от 40 до 135 лет. После извержения 1964 г. прошло 57 лет. За минувшие годы внутрикратерное пространство постепенно заполняется новыми экструзивными образованиями. Несмотря на то, что периодически происходят межпароксизмальные извержения с разрушением этих новых образований, вероятность катастрофических извержений повышается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.
- Гирина О.А. Пирокластические отложения современных андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Владивосток: Дальнаука, 1998. 173 с.
- Гирина О.А., Демянчук Ю.В., Мельников Д.В. и др. Пароксизмальная фаза извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 27 февраля 2005 г. (Предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 16–23.
- Горбач Н.В. Формирование экструзивного купола вулкана Шивелуч и состав его лав в 2004–2005 гг. // Мате-

риалы Международного симпозиума “Проблемы эксплозивного вулканизма”. К 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный, 25–30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 112–119.

Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В. и др. Состояние активных вулканов Камчатки по данным аэро съемочных облетов и фотограмметрической обработки снимков 2010 г. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 26–36.

Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. 309 с.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Оценка объемов изверженных продуктов вулкана Безымянный за 1955–2009 гг. // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 1–14.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 1–15.

Нуждаев А.А., Гирина О.А., Мельников Д.В. Некоторые результаты изучения пирокластических отложений извержений 28 февраля и 22 сентября 2005 г. вулкана Молодой Шивелуч наземными и дистанционными методами // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 62–66.

Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19.

Федотов С.А. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3–28.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Двигало В.Н. и др. Эруптивный цикл вулкана Шивелуч в 2001–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 3–14.

Федотов С.А., Хубуная С.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Шивелуч и Ключевской в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 117–131.

The 2001–2021 Ongoing Eruptive Cycle of Shiveluch Volcano (Kamchatka)

N. A. Zharinov¹, *, Yu. V. Demyanchuk¹, and I. A. Borisov¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: nzhar@kscnet.ru*

The paper present the data on Shiveluch Volcano (56.6° N, 161.4° E) activity during the new 2001–2021 eruptive cycle. We analyzed the growth of the new extrusive formations, revealed large explosive eruptions and their aftermath, discussed the plausible scenario for the Shiveluch Volcano catastrophic eruptions. Continuous four year long video observations of Shiveluch Volcano emissions resulted in assessment of its thermal power and pyroclastic material volume.

Keywords: Shiveluch volcano, extrusive eruption, spike, lava dome

УДК 549+551.21

ПОСТЭРУПТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТРЕТЬЕГО КОНУСА СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (КАМЧАТКА, 1975–1976 гг.)

© 2022 г. Л. П. Вергасова^а, *, С. К. Филатов^б, **, С. В. Москалева^а,
М. А. Назарова^а, А. П. Шаблинский^{б, с}

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^бИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^сИнститут химии силикатов РАН, набережная Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: vlp@kscnet.ru

**e-mail: filatov.stanislav@gmail.com

Поступила в редакцию 21.09.2021 г.

После доработки 17.11.2021 г.

Принята к публикации 02.02.2022 г.

Приводится характеристика ранней постэруптивной деятельности Третьего конуса, одного из Новых Толбачинских вулканов, образовавшихся в ходе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения, произошедшего на Камчатке в 1975–1976 гг. Охарактеризованы температурный режим, эксгаляционное минералообразование и изменение пород на фумарольных площадках северного и южного кратеров Третьего конуса.

Ключевые слова: вулкан Толбачик, извержение, постэруптивная деятельность, спекшаяся пирокластика, фумарольная площадка, шлаковый конус, вулканогенно-эксгаляционное минералообразование

DOI: 10.31857/S0203030622030051

ВВЕДЕНИЕ

Прорыв магнезиальных базальтов, в ходе которого в 1975 г. сформировался Третий конус Северного прорыва (СП) Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), был предсказан с точностью до нескольких часов в ходе “оперативного анализа сейсмических событий в районе БТТИ” [Большое трещинное ..., 1984, с. 386; Действующие вулканы ..., 1991, с. 236]. Извержение Третьего конуса происходило одновременно с извержением Второго и четвертого конусов, а также лавовых котлов с 17 по 25 августа. Питающими каналами, скорее всего, были неглубокие ответвления от питающего канала Второго конуса, образование которых началось на глубине не менее чем 5–10 км [Большое трещинное ..., 1984, с. 46]. Примерно за 8 суток работы третьего прорыва образовался конус высотой 108 м и объемом 0.022 км³ [Действующие вулканы ..., 1991, с. 228]. Конус имеет двойной кратер – северный и южный кратеры (рис. 1). Южный кратер, ближайший ко Второму конусу, менее глубокий. Основание конуса вытянуто с юга на север, крутизна склонов менее 30° [Магуськин и др., 1978].

Значительная часть пород, слагающих Третий конус, представлена спекшейся пирокластикой, что явилось следствием пароксизмальной эксплозивной деятельности третьего прорыва магмы, в ходе которого эксплозии характеризовались непрерывным фонтанированием лавы, а также интенсивностью, какой не было за все время извержения [Большое трещинное ..., 1984, с. 40]. Согласно работе [Влодавец, Флоренский, 1966] шлаки, будучи извергнутыми почти в еще жидком состоянии, спекаются. При этом наблюдается прочное бесцементное соединение обломков, контуры которых хорошо заметны под биноклем. Визуально выходы спекшейся пирокластики ржавого и иссиня-красно-бурого цвета в пределах северного кратера прослеживаются на расстоянии до 150 м на внутренних западном, северо-западном и восточном склонах вблизи кромки кратера в виде чередующихся слоев с разной размерностью глыб, максимальный размер которых 2 × 1 × 1.5 м³ (рис. 2). В южном кратере выход спекшейся пирокластики площадью 20 × 10 м² фиксируется на внутреннем западном склоне вблизи дна кратера.



Рис. 1. Северный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения, Третий конус, 1981 г. Светлые участки – фумарольные площадки (вид со Второго конуса). Фото И. Берманса.

Присутствие спекшейся пироклаستيку способствовало значительному по площади и длительному по времени сохранению высоких температур при относительно небольшом объеме изверженного материала, заключенного в постройке конуса. Как следствие изначально и длительно сохраняющейся высокой температуры получил широкое развитие окислительный процесс (переход в породах Fe^{2+} в Fe^{3+}), благодаря которому большая часть изверженного материала окрашена в красный цвет не только на внутренних, но и на внешних склонах почти до самого подножия (красный конус). Обращает на себя внимание слабо выраженный характер зон деформаций на поверхности конуса, что может свидетельствовать о значительных объемах погребенной спекшейся пироклаستيку.

Наиболее активные фумарольные площадки Третьего конуса были приурочены к области проекций трещин прорыва [Действующие вулканы ..., 1991, с. 221], а также к тем участкам конуса, в недрах которого, судя по выходам в бортах, под слоем рыхлой пироклаستيку погребена спекшаяся пирокластик.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика ранней постэруптивной деятельности представлена по материалам длительных (с 1977 по 2003 гг.) целенаправленных наблюдений

за явлениями, сопровождающими остывание шлакового конуса, в частности, минералообразующими процессами. Проводились также измерения температуры, преимущественно, на площадках, в пределах которых наблюдались минералообразующие процессы, а также периодически по контуру обоих кратеров, поскольку фумарольная деятельность, как правило, приурочена к гребням кратеров, повторяя их очертания. Измерение осуществлялось лабораторным термометром ТЛ-500 и хромель-алюмелевой термопарой, в основном, на глубинах 15–20 см, а также в пределах встречаемости минералов эксгальций (обычно не более 0.3–0.5 м от поверхности).

При исследовании процессов эксгальционного минералообразования и изменения пород был использован комплекс аналитических методов в сочетании с микроскопическим изучением вещества. Осуществлялись традиционные химические исследования, включающие анализ водных вытяжек, количественный химический анализ измененных пород (ИВиС ДВО РАН), а также метод сканирующей электронной микроскопии (SEM, TESCAN “Vega3” с энергетическим спектрометром X-MAX50, Oxford), позволяющий проанализировать химический состав отдельных минералов, получить микрофотографии и изучить морфологию минералов эксгальций. Параллельно с химическими исследованиями при наличии доста-



Рис. 2. Северный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения, Третий конус, 1981 г. Северный кратер, восточная кромка. Вблизи кромки кратера видны выходы спекшейся пирокластики. Фото Л.П. Вергасовой.

точного количества вещества проводился рентгенофазовый анализ (ДРОН-2 и XRD-7000, Shimadzu). При изучении новых природных соединений (лесьюкит, хлорартинит) был использован комплекс методов: сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный анализ, порошковая рентгенография, а оптические константы и плотность определялись принятыми в минералогии методами [Филатов и др., 2021].

ПОСТЭРУПТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТРЕТЬЕГО КОНУСА в 1977 г.

Первое посещение конуса относится к лету 1977 г. Выходы газов в виде отдельных хорошо обособленных отверстий не наблюдались. На внутренних склонах обоих кратеров, от кромки и почти до самого дна, отмечались высокие температуры, достигавшие на незначительных глубинах 15–20 см максимальных показателей, составлявших более 500°C, вблизи выходов спекшейся пирокластики. В северном кратере на юго-восточной кромке по мелким трещинкам при 400°C в очень незначительных количествах образовывались корочки галита грязно-белого цвета (табл. 1, Тол-113/77). В южном кратере на западном внутреннем склоне недалеко от дна спекшейся пирокластики были обнаружены в шлаке белые налеты и пленки, в основном, хлоридов Mg, Ca, Na, K (см. табл. 1, Тол-114₃/77) и бархатно-черные са-

жистого облика примазки тенорита при температуре $\geq 100^\circ\text{C}$. На западной кромке южного кратера у выхода газа под глыбой при температуре менее 100°C осаждались в виде маломощных примазок белые, а на 2–3 см дальше от глыбы – бурые гигроскопичные минеральные фазы. Последние придавали мелким обломкам лав и шлаков вокруг газового выхода маслянистый облик (“мокрые” шлаки). Минеральные фазы по данным химических анализов представляют собой хлориды Ca, Mg, Fe, Al (см. табл. 1, Тол-112_a/77). В нерастворимом остатке были обнаружены частицы новообразованного гематита с необычной округлой формой агрегатов микрокристаллов (рис. 3), образование которого мы связываем с геохимической деятельностью микроорганизмов в современном вулканогенно-эксгаляционном минералообразовании [Кутузова и др., 2004; Вергасова и др., 2004; Филатов и др., 2004].

По местоположению и интенсивности изменения в южном кратере выделялась одиночная глыба ($1 \times 1.5 \times 2 \text{ м}^3$) охристо-желтого цвета с поверхности, расположенная обособленно в сторону перемычки между северным и южным кратерами на уровне выхода спекшейся пирокластики на внутреннем северо-западном склоне. Охристо-желтый цвет глыбе придавали мягкие, гигроскопичные тонкодисперсные минеральные фазы на ее поверхности. Сама глыба под отложениями новообразованных минеральных фаз незначи-

Таблица 1. Состав эксгалационных отложений, в том числе гигроскопичных, по данным водных вытяжек (мг/л)

Компоненты	1977 г.				1979 г.		
	Тол-112а	Тол-114	Тол-114 ₃	Тол-113	Тенардит-79	Тол-123	Тол-132
pH	4.55	4.42	6.85	5.89	6.2	7.65	7.74
NH ₄ ⁺	–	3.15	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1
Na ⁺	82.0	4.85	15.0	115.3	52.9	10.2	17.8
K ⁺	9.0	1.74	11.0	1.5	22.7	13.75	14.05
Ca ²⁺	52.1	1.95	26.1	2.4	10.4	26.04	11.12
Mg ²⁺	38.9	3.72	42.6	0.4	1.2	22.07	16.92
Fe _{общ.}	20.5	6.35	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Al ³⁺	15.2	7.9	<0.3	<0.3	<0.3	0.0	0.0
Cl ⁻	429.6	63.83	195.0	180.8	5.3	131.2	100.18
SO ₄ ²⁻	21.1	0.48	0.0	3.8	133.5	0.95	0.48
HCO ₃ ⁻	16.5	1.22	9.8	3.7	39.1	20.75	15.26
F ⁻	–	0.24	–	1.7	0.2	1.05	1.5
н.о., мг	1167.6	235.3	176.6	32.7	0.0	261.3	68.3
Навеска, мг	3710.8	748.2	747.8	335.2	240.12	1340.6	347.55
Σ К, мг-экв/л	12.40	2.05	5.74	5.21	3.51	3.90	3.07
Σ А, мг-экв/л	12.81	1.81	5.66	5.33	3.58	4.11	3.16
T, °С	<100	<100	>100	400	≥300	200–300	200–300

Примечание. Тол-112_а – пленки бурые с маслянистым блеском, н.о. – пепловые частицы обесцвечены, много железосодержащей фазы в виде микроглобулей (западная кромка южного кратера); Тол-114 – влажные охристо-желтые налеты, н.о. – тонкодисперсная фаза охристо-желтого цвета (южный склон перемычки между северным и южным кратером); Тол-114₃ – белые налеты и пленки, н.о. – тонкодисперсная фаза кремовато-белого цвета (внутренний западный склон южного кратера); Тол-113 – корочки маломощные грязно-белого цвета (восточная кромка северного кратера); Тенардит-79 – скрытокристаллические отложения белого цвета (восточная кромка северного кратера); Тол-123 и Тол-132 – скрытокристаллические и зернистые массы белого цвета, н.о. – окисленный пепел с тонкодисперсной фазой, возможно фторидами белого цвета (внутренний западный склон южного кратера). Н.о. – нерастворимый остаток, прочерк – компонент не определялся. Аналитик С.В. Сергеева (АЦ ИВиС ДВО РАН).

тельной мощности была интенсивного “мясо-красного” цвета. Замеренная температура вблизи глыбы, в шлаке на глубине 10–15 см, была более 300°С, температура верхней части глыбы, овеваемой воздухом, – 40–50°С. По данным комплекса минералого-кристаллохимических исследований основной новообразованной фазой отложений охристо-желтого цвета оказалось новое природное водное соединение гидроксил-хлорида алю-

миния [Серафимова и др., 1979], названное лесюкитом (рис. 4, спектр 43, ат. %: О 56.01, Al 23.28, Cl 16.01, Fe 3.03, прочие 1.67, сумма 100) [Вергасова и др., 1997]. В 2019 г. было установлено, что лесюкит и кадваладерит являются одним минеральным видом [Peterson et al., 2019]. Из-за приоритета по дате открытия за минералом было оставлено название кадваладерит, а название лесюкит дискредитировано [Peterson et al., 2019]. Спутниками

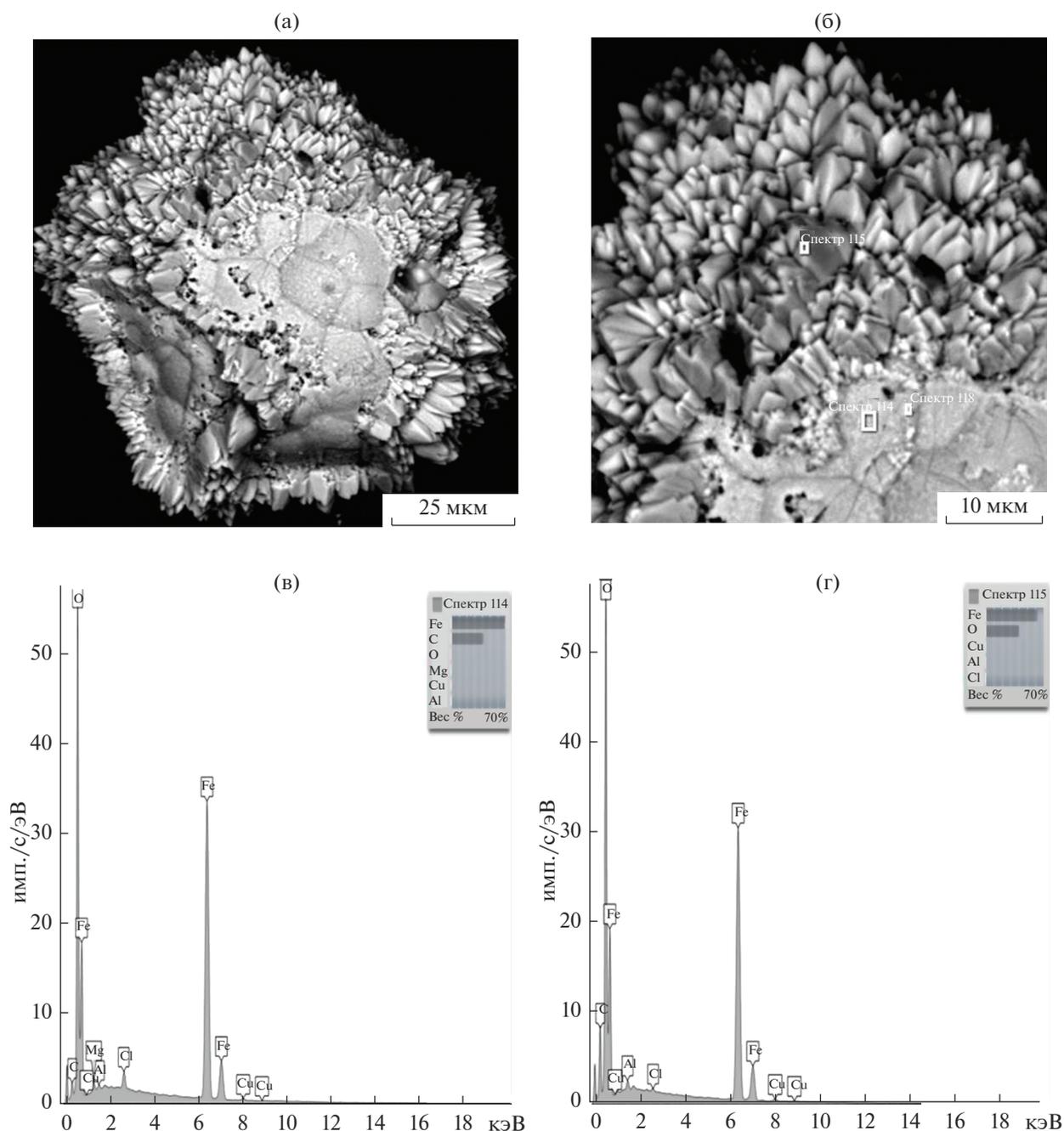


Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение агрегата кристаллов новообразованного гематита. Вид сверху (а, б) и EDX – спектры гематита (в, г).

кадваладерита (лесюкита), по данным визуальных наблюдений и химических исследований, являются предположительно простые хлориды Ca, Mg, Fe, Na, K, Al (см. табл. 1 и табл. 2, Тол-114/77 и Тол-114₁₋₂), большинство из которых неустойчивы на воздухе и обводняются, что придает отложениям влажный облик и мягкую консистенцию. Среди охристо-желтой дисперсной массы можно было встретить твердые кусочки – остатки породы “мясо-красного” цвета, аналогичные

спекшейся пирокластике. Косвенные данные указывают на возможное участие в образовании минерала кадваладерита (лесюкита) биогенного фактора вследствие протекания поствулканических процессов в границах биосферы [Кутузова и др., 2004; Вергасова и др., 2004; Филатов и др., 2004]. По результатам наблюдений, выполненных в 1977 г., на раннем этапе постэруптивной активности Третьего конуса состав эксгаляционных минеральных фаз был существенно хлоридный. Ре-

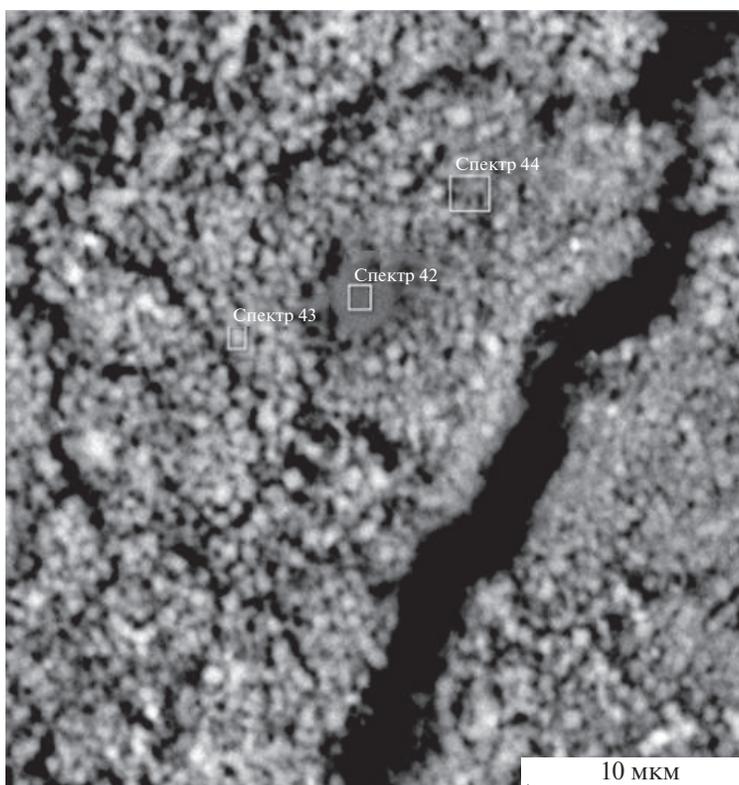


Рис. 4. Электронно-микроскопическое изображение агрегата кубических кристаллов кадваладерита (лесюкита).

жимные наблюдения за постэруптивной деятельностью Третьего конуса были продолжены. В 1979 г. в пределах Третьего конуса наблюдалась резкая интенсификация фумарольной деятельности, которая, возможно, явилась следствием сейсмической активизации ($K_s \geq 11$) региона в 1978 г. [Большое трещинное ..., 1984, с. 437].

ПОСТЭРУПТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ЮЖНОМ КРАТЕРЕ

В 1979 г. прогретые площадки южного кратера Третьего конуса, ближайшего ко Второму конусу, отмечались в пределах его западного и восточного внутренних склонов.

Фумарольное поле западного внутреннего склона южного кратера протягивается от кромки кратера почти до самого дна, включая выход горячей спекшейся пироклаستيку ржавого красноватого цвета с температурой 360°C на поверхности. Нижний край выхода образовывал уступ высотой 0,5–1 м. Вблизи уступа рыхлая пироклаستيку слабо спекалась и цементировалась минералами эксгаляций. Минералообразование в рыхлой пирокластике визуальное имело место до глубины 20 см. На обломках спекшейся и рыхлой пироклаستيку на глубине 20 см в интервале температур

$320\text{--}360^\circ\text{C}$ осаждался кристаллический налет тенорита с галитом. Изредка встречались налеты бледного травяно-зеленого цвета, предположительно, из-за примеси минералов меди. На глубине 15 см шлак и мелкие обломки лав цементировались местами довольно плотным белоснежным цементом из галита с примесью сильвина (табл. 3, Тол-127/79). Ближе к поверхности рыхлая пирокластик была так изменена и насыщена эксгаляционными минеральными фазами (см. табл. 1, Тол-123/79 и Тол-132/79), что производила впечатление трухи светло-кремового, светло-бурого цвета. Новообразованные минеральные фазы имели белый цвет, различную степень гигроскопичности, неясную структуру (смесь скрытокристаллических разновидностей, плохо образованных кристаллов, зернистых масс). Менее гигроскопичные минеральные фазы содержали больше хлоридов щелочных металлов – галита, галита с сильвином, более гигроскопичные – хлоридов Ca и Mg (минеральные виды не выделены). Из примесей среди гигроскопичных минералов встречалась тончайшая сыпь белого цвета игольчатого облика (предположительно сульфатов Ca). Мелкие обломки лав на незначительной глубине были как бы присыпаны рыхлым тонкодисперсным белым налетом фторидов (уточнено по данным

электронной микроскопии). За пределами выхода спекшейся пирокластикой вверх по внутреннему западному склону до самой кромки кратера мелкая пирокластика слабо цементировалась в виде мало мощной двухцветной корки, целостность которой нарушалась под тяжестью человеческого тела. На середине склона на поверхности корки температура была 40°C, непосредственно под коркой – 160°C, а на глубине 20 см в шлаке – 300°C. Корка состояла из ральстонита (табл. 4, Тол-82/79) с незначительной примесью еще одного фторсодержащего минерала, который, по данным электронной микроскопии, предположительно диагностирован как леонардсенит $MgAlF_5 \cdot 2H_2O$. На кромке кратера фумарольное поле западного внутреннего склона распространялось на 50–60 м по направлению на север до самой высокой отметки Третьего конуса, что на перемычке между северным и южным кратерами, а также продолжалось вниз по внешнему склону на 10–20 м. С кромки кратера было видно, что фумарольное поле приурочено к радиальной просадке глубиной 0.5 м и шириной 10 м, секущей под острым углом в направлении на юг кромку кратера и далее прослеживающейся вниз по склону до самого подножия. Со стороны северного борта просадки поверхность фумарольного поля в пределах кромки кратера сложена окисленной мелкоглыбовой лавой, сцементированной фторидами в виде плотной (выдерживала тяжесть человеческого тела) двухцветной корки мощностью 3–5 см. Снаружи корка имела желтовато-белый цвет (до 2 см), снизу – красно-бурый. Под коркой красно-бурые мелкие обломки лав были с тончайшими налетами канареечно-желтого цвета. Температура на поверхности корки составляла 50–70°C, а непосредственно под коркой – 140–160°C. На дне радиальной просадки корки не было. Температура здесь составляла 380°C. По данным рентгенофазового анализа помимо ральстонита в корке присутствуют еще два фтористых минерала – флюорит и селлаит (см. табл. 4, Тол-84/79).

По состоянию Третьего конуса на 1981 г. (см. рис. 1) фумарольные площадки хорошо маркируются в виде более светлых зон, представленных на месте белесоватыми шлаками среди красно-бурых окисленных шлаков. И в 1981, и в 1983 гг. большая часть замеров поверхностных температур в южном кратере была в диапазоне более 100°C. В пределах западной кромки кратера, вблизи перемычки между южным и северным кратерами, корка, состоящая из фторидов и измененной пирокластикой, к 1983 г. сохранилась местами (см. табл. 2, Тол-10/83). Шлаки под коркой сухие рыхлые, без видимой минерализации. Под

Таблица 2. Химический состав измененных пород Третьего конуса СП БТТИ (мас. %)

Оксиды	1977 г.	1983 г.			1985 г.
	Тол-114 ₁₋₂	Тол-3	Тол-10	Тол-13	Тол-15 ₃
SiO ₂	5.33	28.40	0.00	30.84	30.76
TiO ₂	0.05	0.78	0.25	0.45	0.87
Al ₂ O ₃	25.54	39.47	26.85	15.39	19.90
Fe ₂ O ₃	5.15	11.08	1.25	3.90	16.96
FeO	0.43	0.57	0.57	1.00	2.01
MnO	0.12	0.28	0.1	0.08	0.23
MgO	3.14	7.33	16.69	7.83	8.98
CaO	3.44	7.06	4.41	9.63	5.83
Na ₂ O	2.08	1.45	1.40	1.55	1.03
K ₂ O	0.98	0.70	0.36	0.70	0.69
F	–	0.00	35.25	21.28	0.42
SO ₃	1.36	0.00	0.00	0.00	–
CO ₂	–	–	–	–	1.54
H ₂ O [–]	13.16	1.80	3.12	2.86	3.00
H ₂ O ⁺	22.89	0.56	24.71	13.08	7.36
P ₂ O ₅	0.17	0.32	0.11	0.36	0.31
Cl	21.27	–	–	–	–
O=F ₂	–	0.00	–14.84	–8.96	–0.17
O=Cl ₂	–4.80	–	–	–	–
Сумма	100.31	99.80	100.23	99.99	99.72
T, °C	<100	135	151	163	≤100

Примечание. Тол-114₁₋₂ – фаза тонкодисперсная охристо-желтого цвета (внутренний южный склон перемычки между северным и южным кратерами); Тол-3 – измененная пирокластикой светло-кремового цвета с включениями кристаллов гематита (юго-восточная кромка северного кратера); Тол-10 – нацело измененная внешняя зона образца лавы желтовато-кремового цвета (западная кромка южного кратера); Тол-13 – измененная пирокластикой, сцементированная новообразованными минеральными фазами в виде корки желтовато-кремового цвета (восточный внутренний склон вблизи кромки южного кратера); Тол-15₃ – пирокластикой, измененная до бесструктурной дисперсной фазы желтовато-грязного цвета, обогащенная кристаллами гематита (западный внутренний склон вблизи кромки северного кратера). Прочерк – компонент не определялся. Аналитик Г.Ф. Князева (АЦ ИВиС ДВО РАН).

Таблица 3. Химические анализы некоторых проб эгалационных минеральных фаз Третьего конуса СП БТТИ по данным водных вытяжек (мас. %)

Компоненты	1979 г.		1983 г.			1985 г.		1988 г.
	Тол-80	Тол-127	Тол-5 ₁	Тол-6	Тол-11	Тол-5	Тол-187	Тол-69
Na	37.64	33.77	25.44	18.14	38.13	39.56	26.80	25.71
K	0.24	6.20	14.96	28.26	0.06	0.96	7.82	8.66
Cl	60.13	58.17	27.04	53.32	61.44	56.77	0.69	5.96
SO ₄	0.00	0.02	33.19	0.00	0.00	2.26	64.10	56.99
H ₂ O _{общ.}	0.20	–	0.00	0.00	0.15	–	–	–
Прочие	–	1.79	0.09	0.08	0.05	0.60	1.09	0.52
Сумма	98.21	99.95	100.72	99.80	99.83	100.15	100.50	97.84
T, °C	160–280	300–200	220	200	62	140–160	290	232

Примечание. Тол-80/79 – белый цемент (северный кратер, северная кромка кратера); Тол-127/79 – белый плотный цемент (южный кратер, западный внутренний склон вблизи дна); Тол-5₁/83 – тонкозернистый цемент желтовато-белого цвета (северный кратер, восточный внутренний склон); Тол-6/83 – белый пушистый налет (там же, где и Тол-5₁/83); Тол-11/83 – полупрозрачный белый плотный цемент (южный кратер, южная кромка кратера); Тол-5/85 – желтовато-белый цемент (северный кратер, восточный внутренний склон); Тол-187/85 – белые отложения по трещинам в массиве спекшейся пирокластики (там же, где и Тол-5₁/83); Тол-69/88 – желтовато-белый цемент (там же, где и Тол-5₁/83 и Тол-187/85). T, °C – температура поверхности отбора. Прочерк – компонент не определялся. Аналитики: С.В. Сергеева, В.В. Дунин-Барковская (АЦ ИВиС ДВО РАН).

коркой на глубине 0.5 м температура была 340°C. В пределах просадки на глубине 1–2 см от поверхности на мелкоглыбовой лаве встречался тончайший белый рыхлый тонкодисперсный налет фторидов до глубины не более 20 см при температуре 205°C. Там же наблюдались слабые кристаллические налеты сульфатов кальция (ангидрита, бассанита). В районе перемычки, вблизи кромки кратера на северо-западном внутреннем склоне, на шлаках были установлены маломощные тонкодисперсные налеты белого цвета, которые, по данным химических исследований, наряду с хлоридами и сульфатами содержали примесь карбонатов. На внутреннем западном склоне южного кратера ральстонитовая корка в 1983 г. отсутствовала. Вблизи дна, на поверхности массива спекшейся пирокластики в 1983 г. при температуре 300°C были отобраны плотные корочки сульфатов натрия, калия и магния грязно-белого цвета с примесью тонкодисперсного тенорита. Под микроскопом в проходящем свете корочки имели вид ориентированного срастания прозрачных пластинок псевдогексагонального облика. Количественный химический анализ корочек (Тол-109/83, мас. %): Na₂O 16.10, K₂O 5.81, CaO 0.84,

MgO 14.11, SO₃ 53.30, H₂O⁻ 4.28, H₂O⁺ 4.53, сумма 98.97 (аналитик В.В. Дунин-Барковская, ИВиС ДВО РАН). Расчетная формула (Na_{1.56}K_{0.36})_{Σ1.92}(Mg_{1.05}Ca_{0.04})_{Σ1.09}(SO₄)₂·0.76H₂O. Минерал не идентифицирован в силу предполагаемой неустойчивости соединения и незначительного количества вещества. О неустойчивости исследуемого высокотемпературного маловодного сульфата Na, K и Mg свидетельствуют данные порошковой рентгенографии (см. табл. 4, Тол-109/83). Большинство наиболее интенсивных пиков межплоскостных расстояний соответствует минералу левезиту Na₁₂Mg₇(SO₄)₁₃·15H₂O, содержащему воду в значительном количестве, что противоречит высокотемпературным условиям отбора (300°C). На дифрактограмме наблюдается уширение оснований пиков, что может прямо свидетельствовать о некоторой разупорядоченности природной фазы, возможно произошедшей в связи с гидратацией вещества пробы Тол-109/83 при взаимодействии с атмосферной водой в ходе лабораторных исследований.

С 1985 г. по трещинкам в массиве спекшейся пирокластики западного внутреннего склона южного кратера в значительных количествах были

Таблица 4. Рентгенофазовый анализ инкрустированных минеральных фаз фумарол Третьего конуса Северного прорыва БТТИ

№ п/п	Тол-82/79		Тол-84/79		Тенардит/79		Тол-2/83		Тол-5 ₁ /83		Тол-109/83		Тол-1 ₁ /85		Тол-24/85		Тол-5/87		Werg/99		
	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁	d, Å	I/I ₁
1	97	5.74	12	3.27	8	5.74	2	3.62	5	4.90	26	10.4	30	5.73	26	6.02	2	7.6	5	6.02	
2	8	4.94	95	3.15	8	5.50	100	3.155	14	4.64	9	9.5	15	3.68	9	5.74	6	7.15	5	3.88	
3	12	3.52	18	2.23	72	4.66	95	1.931	17	4.06	12	6.9	3	3.61	7	4.78	3	5.27	100	3.50	
4	18	3.14	3	2.07	10	4.50	30	1.647	2	3.834	9	5.84	100	3.15	9	4.67	2	4.90	10	3.00	
5	91	3.00	100	1.93	4	4.28	10	1.365	10	3.645	9	5.44	10	3.03	9	4.17	32	4.66	30	2.851	
6	100	2.87	9	1.71	10	4.08	8	1.253	20	3.255	52	4.55	12	2.982	10.5	3.93	6	4.57	5	2.475	
7	7	2.48	42	1.64	5	3.93			7	3.173	29	4.29	15	2.883	7.5	3.86	4	4.42	30	2.329	
8	39	2.28	3	1.63	22	3.85			20	3.142	72	4.04	33	2.692	100	3.50	4	4.27	20	2.209	
9	5	2.22	16	1.37	7	3.65			10	3.068	9	3.92	28	2.512	5.5	3.36	21	4.15	5	2.090	
10	3	2.17			7	3.56			30	2.929	32	3.76	8	2.228	4	3.26	28	4.06	20	1.8699	
11	31	2.03			15	3.43			35	2.826	26	3.70	4	2.217	6	3.12	6	3.844	15	1.7507	
12	66	1.91			7	3.33			24	2.783	14	3.64	4	2.067	26.5	3.01	29	3.705	15	1.6490	
13	5	1.87			53	3.18			12	2.643	15	3.45	90	1.932	16	2.849	4	3.584	7	1.4899	
14	95	1.76			43	3.07			7	2.450	46	3.43	10	1.837	22	2.805	2	3.366			
15	13	1.67			32	2.933			10	2.432	29	3.25	7	1.799	6	2.714	24	3.178			
16	8	1.64			55	2.836			13	2.325	98	≈3.20	10	1.647	7	2.679	37	3.073			
17	9	1.57			100	2.788			7	2.219	58	3.13	7	1.485	4	2.625	15	2.967			
18	13	1.52			22	2.748			3	2.182	100	2.98	4	1.453	10	2.327	16	2.923			
19	32	1.50			55	2.649			24	2.037	23	2.94			5	2.278	100	≈2.824			
20	5	1.44			5	2.540			100	1.995	14	2.87			8	2.214	20	≈2.766			
21	15	1.39			8	2.512			7	1.863	6	2.76			7.5	2.183	6	2.735			
22					4	2.455			3	1.829	20	2.73			6	2.136	32	2.647			
23					6	2.438			3	1.699	46	2.70			5	2.006	4	2.502			
24					38	2.330			2	1.678	26	2.64			6	1.973	5	2.445			
25					5	2.292			7	1.653	9	2.58			5	1.949	4	2.431			
26					6	2.214			23	1.629	12	2.56			5	1.918	13	2.388			
27					5	2.176			2	1.552	43	2.52			10	1.870	19	2.330			
28					3	2.120			3	1.489	14	2.45			10	1.845	8	2.201			
29					19	2.038			3	1.465	14	2.37			6	1.758	4	2.125			
30					7	1.964			14	1.414	17	2.29			5	1.688	6	2.068			
31					8	1.941					14	2.27			6	1.646	12	2.031			
32					4	1.896					9	2.25			5.5	1.523	2	1.935			
33					6	1.892					17	2.21			5	1.314	18	1.866			
34					40	1.865					11	2.16					3	1.823			
35					8	1.843					17	2.13					5	1.799			
36					6	1.800					9	2.06					3	1.783			
37					14	1.681					29	2.02					2	1.735			
38					11	1.661					12	1.998					7	1.681			
39					3	1.605					9	1.952					5	1.662			
40					9	1.554					9	1.937					23	1.630			
41					5	1.497					11	1.919					3	1.585			
42					6	1.420					17	1.833					8	1.552			
43					3	1.388					5	1.778					3	1.498			
44					5	1.323					3	1.745					2	1.428			
45					13	1.295					8	1.695					13	1.412			
46					7	1.278					8	1.625					4	1.323			
47											6	1.606					8	1.299			
48																	9	1.297			
49																	3	1.278			
50																	2	1.273			
51																	19	1.262			
52																	2	1.215			

Примечание. Тол-82/79 – ральстонит [Справочник, 1963]; Тол-84/79 – флюорит, селлаит (JCPDS, 35-0816, 6-290); Тенардит/79 – тенардит (JCPDS, 5-631), афтиталит [Okada, Ossaka, 1980], бубновалит [Gorelova et al., 2016]; Тол-2/83 – флюорит; Тол-5₁/83 – галит (JCPDS, 5-628), афтиталит, тенардит; Тол-109/83 – лёвезит (JCPDS, 29-1241); Тол-1₁/85 – флюорит с примесью ральстонита и гематита (JCPDS, 33-664); Тол-24/85 – ангидрит (JCPDS, 6-226), бассанит (JCPDS, 33-310); Тол-5/87 – тенардит, пикромерит (JCPDS, 21-1400), галит. Зашкаленные (≈) пики не удалось снять по техническим причинам. Температура отбора 38°C; Werg/99 – ангидрит, бассанит. Аналитики: М.Г. Горская (СПбУ), Л.П. Вергасова, М.А. Назарова, М.Е. Зеленский (ИВиС ДВО РАН).

обнаружены белые мучнистые массы сульфатов кальция (бассанита и др.). В 1988 г. наблюдались существенные деформации на юго-западном внешнем склоне. Как следствие этих деформаций мы предполагаем проявление значительных температур до 300°C в 1992 г. на внешнем западном склоне южного кратера до 50 м вниз от кромки в районе просадки.

Фумарольное поле внутреннего восточного склона южного кратера приурочено к области проекции трещины прорыва [Действующие вулканы ..., 1991, с. 221] в пределах восточной кромки южного кратера. Представляет собой выположенный участок вблизи кромки кратера, в пределах которого фиксировались высокие температуры на протяжении длительного периода времени. Поверхность фумарольного поля сложена шлаколавовым среднеглыбовым материалом. Мелкая пирокластика имела белесовато-сиреневый цвет. В 1979 г. на небольшой площади $10 \times 5 \text{ м}^2$, ориентированной вдоль оси прорыва (то есть, в меридиональном направлении), в пределах вышеуказанного участка мелкая пирокластика была сцементирована ральстонитом в виде двухцветной корки (в 1977 г. корки не было) мощностью до 2 см, довольно крепкой вблизи глыб.

До 1983 г. температуры на поверхности фторидной (см. табл. 2, Тол-13/83) корки в пределах восточной кромки южного кратера были до 100°C, под коркой – до 200°C. На внешнем склоне со стороны Второго конуса, вблизи предполагаемого пересечения южной кромки кратера с питающей трещиной прорыва субмеридионального простирания [Действующие вулканы ..., 1991, с. 221] по трещинкам, в которых температуры достигали немногим более 200°C, был встречен галит (см. табл. 3, Тол-11/83). Здесь новообразованный галит в виде плотного скрытокристаллического цемента белого цвета скреплял почти неизменный шлак.

К 1985 г. площадь участка фумарольного поля, покрытого коркой, состоящей из измененной пирокластики и ральстонита, значительно увеличилась и достигала в длину 30 м. По внутреннему склону вниз заметно увеличилась также площадь распространения белесой зоны с температурами на глубине 5–10 см от поверхности до 270–340°C. В 1983 г. температура здесь достигала лишь 165°C. На обломках мелкой пирокластики, начиная с глубины 1–2 см от поверхности склона, были широко распространены белые налеты ангидрита с бассанитом, что подтверждено данными рентгенофазового анализа. Налеты под бинокулярной лупой просматривались в виде удлиненных мо-

лочно-белых микрокристаллов, собранных в розетки.

В 1987 г. было зафиксировано смещение зоны проявления высоких температур по внутреннему южному склону, начиная с 20–30 м от южной кромки кратера в северо-западном направлении. На самой кромке температуры соответствовали температуре окружающей среды.

Отмечаемые в пределах южного кратера повышения близповерхностных температур в 1985, 1987, 1992 гг. указывают на образование новых зон проницаемости для подтока высокотемпературных газов. Тому свидетельство зафиксированная в 1988 г. существенная деформация на внешнем юго-западном склоне южного кратера. Формирование деформации может быть обусловлено влиянием значительного объема бомб и лавовых шаров к юго-западу от конуса в связи с их остыванием.

ПОСТЭРУПТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В СЕВЕРНОМ КРАТЕРЕ

В пределах северного кратера наиболее активные фумарольные площадки были приурочены к выходам спекшейся пирокластики, визуальнo фиксируемых на внутренних западном и восточном склонах. Наблюдаемая в 1979 г. интенсификация фумарольной деятельности Третьего конуса в пределах северного кратера характеризовалась образованием в значительном количестве соединений натрия и калия. Например, хлориды Na и K вблизи выходов спекшейся пирокластики ржавого и иссиня-красно-бурого цвета встречались в виде плотного цемента белого цвета, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком. Например, в пределах северо-западного внутреннего склона при температуре 460°C в 1979 г. были отобраны тонкозернистые биминеральные отложения галита с сильвином с соотношением атомных количеств $K : Na = 1.89$ (Тол-75). На восточном внутреннем склоне вблизи кромки кратера при температуре 400°C это соотношение в биминеральных отложениях галита с сильвином составляло 1.04 (Тол-78) и 1.76 (Тол-79) [Филатов, Вергасова, 2002]. На северо-восточной, северной кромке кратера в мелкошлаковом субстрате и даже на внешнем склоне, например, северо-восточном, повсеместно встречался галит (см. табл. 3, Тол-80) в виде белых налетов по неглубоким трещинам, либо в виде белоснежного цемента, местами очень плотного. Обращает на себя внимание образование хлоридами Na и K зон цементации мощностью до 3–4 см на глубине 2–5 см от поверхности. На северо-восточном внешнем склоне зона цементации, состоящая из галита и

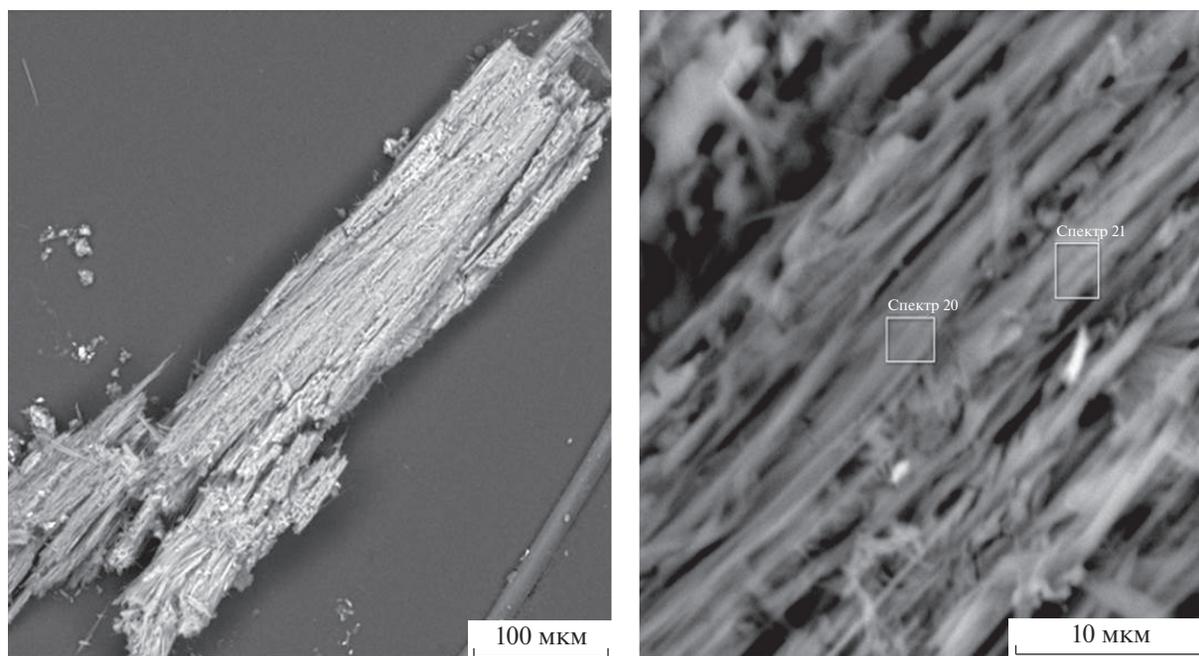


Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение хлорартинита.

пирокластики красно-бурого цвета, плащом опускалась вниз по склону, выклиниваясь на расстоянии 30 м от кромки кратера на глубине 25 см. Температура на поверхности кромки кратера была 85°C, непосредственно под зоной цементации 225°C, на некоторой глубине (не более 15–20 см) в рыхлой пирокластике 265°C; в 10 м от кромки на восточном внешнем склоне конуса температура под зоной цементации была 140°C, мощность цементации составляла 2 см. Аналогичные плотные прослои мощностью 3–4 см из галита с сильвинном отмечались на внутренних северном и северо-западном склонах северного кратера вблизи глыб спекшейся пирокластики. В последующие годы такого обилия образования хлоридов Na и K не наблюдалось, хотя температуры оставались высокими. Если обратиться к результатам [Большое трещинное ..., 1984, с. 492] геодезических и наклонных работ, проведенных в 1978 и 1979 гг. после извержения вблизи конусов СП, которые свидетельствовали о локальном смещении поверхности вблизи Третьего конуса над возможно возникшим в ходе извержения “неглубоким магматическим очагом”, то формирование значительных скоплений хлоридов Na и K может быть следствием высвобождения летучих элементов при остывании расплава вследствие образования трещин за счет напряжений, образующихся при сокращении объема очага. Помимо хлоридов Na и K на прогретых площадках вблизи глыб спекшейся пирокластики на восточном внутреннем

склоне, недалеко от кромки кратера, при температуре 350°C в шлаке, после обильного дождя, было обнаружено значительное скопление сульфатов Na, K, Ca в виде белого тонкодисперсного плотного и не очень цемента. Изучение сульфатов проводилось комплексным методом. Был использован анализ водной вытяжки из пробы (см. табл. 1, тенардит-79), рентгенофазовый анализ и метод электронной микроскопии, что позволило выявить в пробе помимо преобладающего тенардита (см. табл. 4, тенардит-79), афтиталит и, возможно, бубноваит.

Также в 1979 г. Е.К. Серафимовой в северном кратере, вблизи пересечения северной кромки кратера и питающей трещины Третьего конуса субмеридионального простираения [Действующие вулканы ..., 1991, с. 221], были отобраны образцы карбонатов. Изучение этих проб позволило установить и описать первую находку нового природного водного соединения гидроксил-хлорид-карбоната магния, названного по близости составов с минералом артинитом – хлорартинитом [Вергасова и др., 1998]. На рис. 5 представлено электронно-микроскопическое изображение агрегата длиннопризматических индивидов минерала хлорартинита (спектр 20, ат. %: С 20.67, O 58.45, Mg 16.92, Cl 3.76, прочие 0.20, сумма 100).

В 1981 г. близповерхностные максимальные температуры в пределах северного кратера не превышали 300°C. Фумарольное поле на восточ-

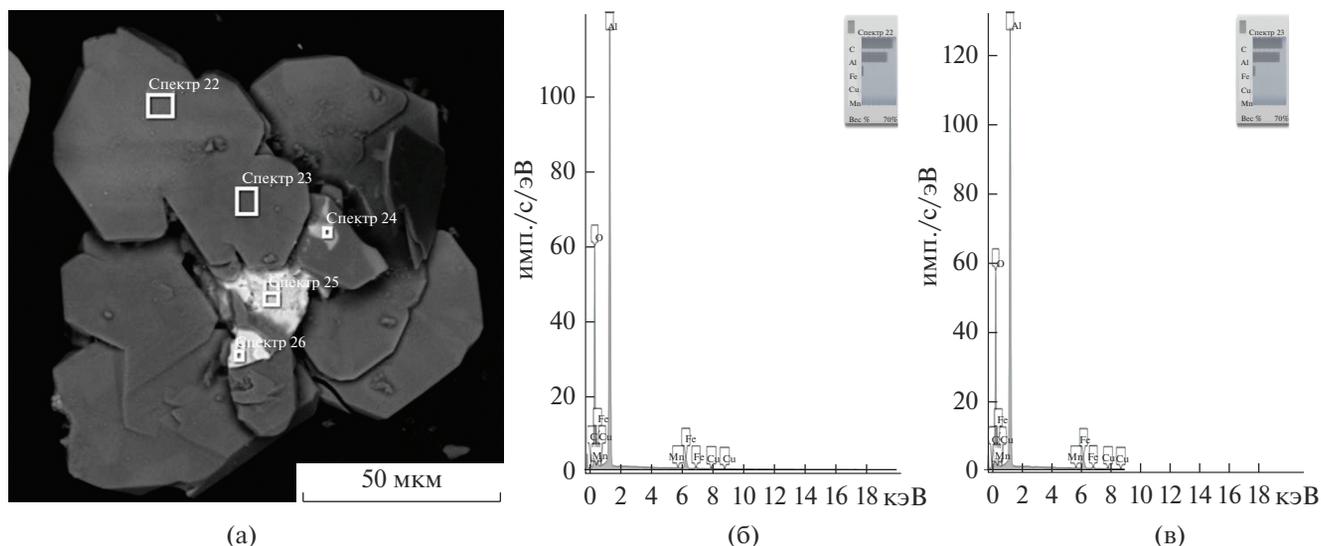


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение (а) и EDX-спектры (б, в) новообразованного корунда.

Таблица 5. Минералы фумарол Третьего конуса СП БТТИ

№	Название	Формула
<i>Оксиды и гидроксиды</i>		
1	Тенорит	CuO
2	Гематит	Fe ₂ O ₃
3	Корунд	Al ₂ O ₃
4*		Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O
<i>Фториды</i>		
5	Ральстонит	Na _x (Mg _x Al _{2-x})(F,OH) ₆ ·yH ₂ O
6	Селлаит	MgF ₂
7	Флюорит	CaF ₂
8	Леонардсенит	MgAlF ₅ ·2H ₂ O
<i>Хлориды и оксохлориды</i>		
9	Галит	NaCl
10	Сильвин	KCl
11*		CaCl ₂ ·nH ₂ O
12*		MgCl ₂ ·nH ₂ O
13*		FeCl ₃ ·nH ₂ O
14	Кадваладерит (Лесюкит)	Al ₅ (H ₂ O) ₃ (OH) ₁₂ · n(Cl, H ₂ O)
<i>Сульфаты и оксосульфаты</i>		
15	Тенардит	Na ₂ SO ₄
16	Ангидрит	CaSO ₄
17	Афтиталит	(K,Na) ₃ Na(SO ₄) ₂
18	Бубноваит	K ₂ Na ₈ Ca(SO ₄) ₆
19	Бассанит	CaSO ₄ ·0.5H ₂ O
20	Гипс	CaSO ₄ ·2H ₂ O
21	Пикромерит	K ₂ Mg(SO ₄) ₂ ·6H ₂ O
22	Лёвеит	Na ₁₂ Mg ₇ (SO ₄) ₁₃ ·15H ₂ O
<i>Карбонаты</i>		
23	Хлорартинит	Mg₂(CO₃)(OH)Cl·3H₂O

Примечание. Жирным шрифтом выделены новые минералы; * – отдельные минеральные виды выявить не удалось.

ном внутреннем склоне северного кратера (место подъема со стороны перемычки между северным и южным кратерами) вблизи кромки кратера, визуально проявляющееся в виде белесой зоны (см. рис. 2), увеличилось по площади. Местами пятнами вблизи “глухих” трещинок происходило термическое спекание мелкой пирокластике с образованием корочек незначительной мощности – до 1–2 см. Снаружи корочка была светло-кремовой, предположительно из-за выноса темноцветных минералов, а с нижней стороны – красно-бурой в связи с окислительными процессами. Корочка легко разрушалась молотком. Под коркой вскрывалась горячая рыхлая пирокластике красно-бурого цвета. По трещинкам осаждался скрытокристаллический галит грязно-белого цвета. В 1983 г. температуры здесь снизились до 135°C на глубине 10–15 см, а размеры белесой зоны составляли 40 × 20 м². Поверхностная корка в месте развития белесой зоны сохранилась местами. Здесь же по трещинкам встречалось много белоснежных, местами плотных, отложений флюорита мучнистого облика (см. табл. 4, Тол-2/83). Измененная пирокластике имела белесовато-сиренево-бурый цвет. Много было измененной пирокластике (см. табл. 2, Тол-3/83) без следов начальной структуры грязно-кремового цвета с массой включений гематита, в том числе, в виде хорошо ограненных таблитчатых микрокристаллов, возможно, образовавшихся в ходе перекристаллизации. Благодаря бликованию среди измененной пирокластике еще были обнаружены мельчайшие бесцветные прозрачные слюдоподобные частицы, которые, при изучении их под

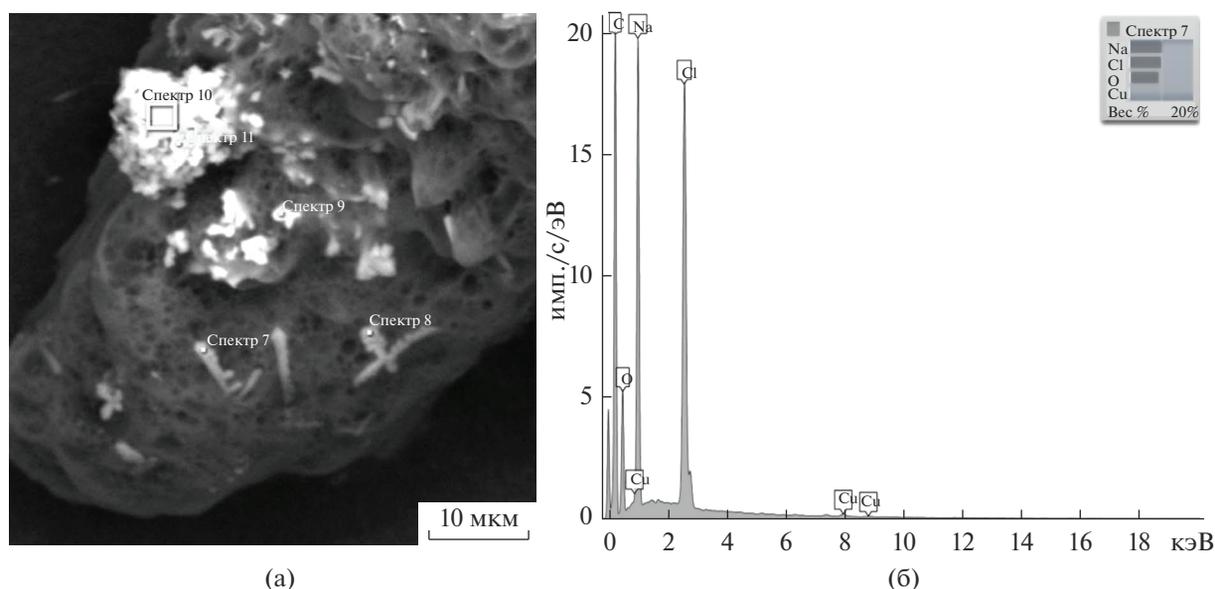


Рис. 7. Углеродсодержащая фаза с включениями скелетных кристаллов галита (а) и ее EDX-спектр (б).

электронным микроскопом, большей частью имели хорошую огранку в виде псевдогексагональных табличек (рис. 6). Слюдаподобные частицы состояли только из алюминия и кислорода, что позволило диагностировать новообразованную минеральную фазу как корунд, что также подтвердилось определением параметров элементарной ячейки по монокристалльным рентгенодифракционным данным.

Находки галита с сильвином, галита, а также сульфатов тенардита и пикромерита фиксировались на внутренних восточном (см. табл. 3) и западном склонах северного кратера, но в намного меньших масштабах, вплоть до 1992 г. На окисленных обломках лав при температуре более 100°C часто встречались белые тончайшие налеты сульфатов кальция (ангидрита, бассанита), количество и распространение которых растет, начиная с 1985 г.

В табл. 2 представлен анализ измененных пород (Тол-15₃, отбор 1985 г.) северного кратера с остывшего участка fumarольного поля западного внутреннего склона, обогащенного кристаллическим гематитом, возможно, образовавшимся в ходе перекристаллизации аналогично пробе Тол-3/1983.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВУЛКАНОГЕННО-ЭКСТАЛЯЦИОННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД НА ТРЕТЬЕМ КОНУСЕ

Вторичные минеральные фазы на поверхности fumarольных площадок Третьего конуса имели различный облик: наиболее типичны были пленки, присыпки, выпоты на открытой поверхности массивов спекшейся пироклаستيку, маломощные скопления в нишах под глыбами или по мелким трещинкам, а также в виде тонкозернистого цемента, скрепляющего мелкошлаковый пирокластический субстрат вблизи массивов спекшейся пироклаستيку. Исключения составили значительные по площади и по мощности отложения хлоридов Na и K и фторидов (в основном, ральстонит). Образование значительных скоплений хлоридов наблюдалось в северном кратере в 1979 г. Оно было кратковременным и предположительно вследствие высвобождения летучих элементов при остывании гипотетического очага, повлекшего локальное "проседание земной поверхности вокруг северных конусов" [Большое трещинное ..., 1984, с. 494]. Скопления фторидов в виде покровов мощностью от 2 до 5 см встречались на fumarольных площадках южного кратера. Ввиду плохой растворимости отложения фторидов сохранялись длительное время. Различия по цвету для большей части новообразованных минеральных фаз были незначительны: от белого, грязно-белого до кремовато-белого цвета.

Результаты минералого-геохимического изучения вулканогенно-эксталяционного минерало-

образования свидетельствуют о существенно хлоридном составе новообразованных (вторичных) минеральных фаз Третьего конуса в 1977 г. Значительные изменения в количественном отношении и в составе отмечены в 1979 г., когда наряду с хлоридами широкое распространение получают фториды, особенно в пределах южного кратера. В это время состав минералов вулканических эксгалиций становится преимущественно галоидным (хлориды и фториды) с примесью сульфатов и карбонатов. К 1987 г. доминирующее положение в обоих кратерах начинают приобретать сульфаты Са (ангидрит, бассанит).

При наиболее высоких температурах порядка 300–500°C были установлены хлориды и сульфаты Na и K – галит, сильвин, тенардит, афтиталит, бубновалит, а также, предположительно, левеит; от 100 до 200°C – ральстонит, селлаит, флюорит, ангидрит, бассанит; при менее 100°C – пикромелит, кадваладерит (лесюкит), хлорартинит и др.

В табл. 5 представлен список минералов вулкано-генно-эксгалиционного происхождения с fumarольных площадок Третьего конуса СП БТТИ. Из минералов меди, характерных для Второго конуса, в незначительных количествах встречался только тенорит. Следует отметить единичные находки конденсированных углеродных фаз абиогенного происхождения [Карпов и др., 2017] (рис. 7).

Перерождение пород под воздействием газов в пределах кратерных зон Третьего конуса установлено в незначительных масштабах. В табл. 3 представлены анализы измененных пород Третьего конуса. При наиболее высоких температурах изменению подвергался мелкошлаковый субстрат вблизи массивов спекшейся пироклаستي (см. табл. 2, Тол-3/83). При этом мелкий шлак визуально обесцвечивался. Под биноклем среди обесцвеченного шлака можно было увидеть многочисленные точечные черные бесформенные микровключения гематита. Изредка встречались и хорошо окристаллизованные индивиды гематита, возможно образовавшиеся в результате перекристаллизации. Происходило также изменение пород под воздействием фторсодержащих газов. Форметасоматическому преобразованию при температурах более 100°C подвергались как мелкая фракция, так и глыбовый материал (см. табл. 2, Тол-10/83). Отдельно стоит рассматривать измененные породы (см. табл. 2, Тол-114₁₋₂/77), в образовании которых предполагается активное участие микроорганизмов. Температура их образования менее 50°C [Вегасова, Филатов, 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пароксизмальная эксплозивная активность Третьего конуса предопределила специфику его постэруптивной деятельности, обусловленную формированием значительных по площади массивов высокотемпературной спекшейся пироклаستي. Отсутствие выраженных зон деформаций свидетельствует о значительных объемах погребенной спекшейся пироклаستي. Как следствие высоких температур, широкое развитие получил окислительный процесс (переход в изверженных породах Fe²⁺ в Fe³⁺), благодаря которому большая часть постройки конуса окрашена в красные тона не только на внутренних, но и внешних склонах почти до самого подножия. Выходы вулканических газов в виде отдельных хорошо обособленных отверстий и трещин не наблюдались. Присутствие спекшейся пироклаستي существенно затрудняло свободную циркуляцию вулканических газов при остывании изверженных пород Третьего конуса, в связи с чем проявление постэруптивных процессов здесь оказалось менее значительным по сравнению с Первым и особенно Вторым конусами Северного прорыва БТТИ. Предполагается, что в составе вулканических газов, просачивающихся через толщу спекшейся пироклаستي, значительную долю составляют окклюдированные и адсорбированные газы.

Получены результаты картирования температурных неоднородностей в пределах кратерных зон Третьего конуса. На период с августа 1977 г. по июль 1978 г. температура поверхности (на глубине 15–20 см) колебалась от 15 до 550°C. Максимальные значения температур фиксировались вблизи выходов массивов спекшейся пироклаستي. В местах, перекрытых шлаковым чехлом, например, в южном кратере, высокие температуры фиксировались в области проекции трещины прорыва – известного тектонического нарушения [Действующие вулканы ..., 1991, с. 221], которое сопровождалось процессами минералообразования и изменения пород (см. рис. 1). По материалам периодического картирования температурных неоднородностей, максимальные близповерхностные температуры, достигающие значений до 300°C, сохранялись длительное время в пределах кратерных зон Третьего конуса [Андреев и др., 2004]. Выделена локальная высокотемпературная зона в пределах западного окончания перемычки между северным и южным кратерами (“высокая отметка”). Здесь длительное время фиксировались и сохранялись до 2003 г. температуры более 100°C, что, возможно, связано с близостью бокк “седьмого и восьмого лавовых потоков (400 и 300 м), выжатых из южного и северного краев начальной

трещины, на которой возник Третий конус” [Большое трещинное ..., 1984, с. 64]. В 1999 г. в этом месте температуры соответствовали 148–169°C, в то время как большая часть поверхности на внутренних склонах и на кромках обоих катеров были остывшими либо имели температуры намного меньше 100°C. По данным измерений, например, в 2001 г., вблизи высокой отметки в мелкошлаковом субстрате на западном внутреннем склоне, недалеко от кромки северного кратера, температура была от 146 до 254°C, а на западном внутреннем склоне, недалеко от кромки южного кратера – 120°C; в 2003 г. – там же, от 115 до 215°C. Повышение температуры могло носить временный характер в связи с усилением сейсмической либо вулканической активизации региона.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках бюджетной темы Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (проект № 0282-2019-0008), А.П. Шаблинский поддержан Российским Научным Фондом (проект РНФ № 21-77-00069). Рентгенофазовый анализ и химические анализы проведены в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН. Некоторые рентгендифракционные исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ “Рентгендифракционные методы исследования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев В.И., Вергасова Л.П., Горбач В.А. и др. Особенности термальных проявлений на лавовых потоках Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Сборник материалов региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2004 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 29–37.

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ, Камчатка 1975–1976 гг.) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-экспалляционной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Кутузова Р.С., Зеленский М.Е. К проблеме бокситообразования на примере БТТИ (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 48–53.

Вергасова Л.П., Степанова Е.Л., Серафимова Е.К., Филатов С.К. Лесюкит $Al_2(OH)_5Cl \cdot 2H_2O$ – новый минерал вулканических экспалляций // Записки РМО. 1997. № 2. С. 104–110.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Серафимова Е.К., Сергеева С.В. Хлорартинит $Mg_2(CO_3)ClOH \cdot 3H_2O$ – новый минерал вулканических экспалляций // Записки РМО. 1998. № 2. С. 55–59.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Низкотемпературный (до 50°C) тип изменения пород фумарольными газами // Сборник материалов VIII Международной научной конференции “Вулканизм, биосфера и экологические проблемы”. Майкоп, 2016. С. 56–58. ISBN 978-5-91692-407-7

Влодавец В.И., Флоренский П.К. О процессе окисления шлаков и лав // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 90–97.

Действующие вулканы Камчатки // В 2-х томах. Т. 1 / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1991. 302 с.

Карнов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др. Вулканогенный углеродный парагенезис на Камчатке // История науки и техники. 2017. С. 66–77. ISSN 1813-100X

Кутузова Р.С., Вергасова Л.П., Филатов С.К. Преобразование изверженных пород при участии микробного биоценоза на Первом шлаковом конусе Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 46–54.

Магуськин М.А., Энман В.Б., Целищев В.С. Изменение высоты, объема и формы Новых Толбачинских вулканов Северного прорыва // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 г. М.: Наука, 1978. С. 217–225.

Серафимова Е.К., Пономарёв В.В., Игнатович Ю.А., Перетолчина Н.А. Минералогия возгонов Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Бюлл. вулканол. станций. М.: Наука, 1979. № 56. С. 162–178.

Справочник. Минералы. Т. II. Вып. 1. Галогениды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 295 с.

Филатов С.К., Авдонцева Е.Ю., Изатулина А.Р. Краткий курс кристаллооптики по В.Б. Татарскому / Под ред. И.В. Пекова. СПб.: Изд-во “Скифия-принт”, 2021. 115 с.

Филатов С.К., Вергасова Л.П. Процессы распада и гомогенизации двойных солей $NaCl \cdot KCl$ из инкрустаций фумарол по данным терморентгенографии // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 25–31.

Филатов С.К., Вергасова Л.П., Степанова Е.Л., Кутузова Р.С. Микробиологическое преобразование базальтов Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (Камчатка) в лесюкит $Al_2(OH)_5Cl \cdot 2H_2O$ и другие фазы бокситов // Записки РМО. 2004. Ч. 133. № 3. С. 1–11.

Gorelova L.A., Vergasova L.P., Krivovichev S.V. et al. Bubernovaite, $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia // European J. Mineralogy. 2016. V. 28. P. 677–686.

Okada K., Ossaka J. Structures of potassium sodium sulphate and tripotassium sodium disulphate // Acta Crystallographica. 1980. V. B36. P. 919–921.

Peterson R.C., Metcalf M., Kampf A.R. et al. Cadwaladerite, $\text{Al}_2(\text{H}_2\text{O})(\text{OH})_4 \cdot n(\text{Cl}, \text{OH}^- \cdot \text{H}_2\text{O})$, from Cerros Pintados, Chile, defined as a valid mineral species and the discreditation of lesukite // The Canadian Mineralogist. 2019. № 57. P. 827–841.

Post-eruptive Activity of the Third Scoria Cone of the Northern Breakthrough of the Great Fissure Tolbachik Eruption (Kamchatka, 1975–1976)

L. P. Vergasova^{1, *}, S. K. Filatov^{2, **}, S. V. Moskaleva¹, M. A. Nazarova¹, and A. P. Shablinskii^{2, 3}

¹Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

²Institute Earth Sciences, Saint Petersburg State University, University emb., 7/9, Saint Petersburg, 199034 Russia

³Institute of Silicate Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, Saint Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: vlp@kscnet.ru

**e-mail: filatov.stanislav@gmail.com

The characteristics of the early post-eruptive activity of the Third Cone, one of the New Tolbachik volcanoes, formed during the Northern Breakthrough of the Great fissure Tolbachik Eruption, which occurred in Kamchatka in 1975–1976, is given. Changes in temperature, exhalation mineral formation and changes in rocks on the fumarole areas of the northern and southern craters of the Third Cone are characterized.

Keywords: Tolbachik volcano, eruption, post-eruptive activity, fumarole areas, scoria cone, exhalation mineral formation

УДК 551.21/23

ГЕОХИМИЯ ВОД КРАТЕРНОГО ОЗЕРА ВУЛКАНА МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

© 2022 г. Е. Г. Калачева^а, *, Д. В. Мельников^а, Е. В. Волошина^а, Г. А. Карпов^а^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: keg@kscnet.ru

Поступила в редакцию 06.09.2021 г.

После доработки 11.10.2021 г.

Принята к публикации 02.02.2022 г.

На основании данных полевых исследований разных лет рассмотрен макро- и микрокомпонентный состав вод оз. Зеленое в кратере Троицкого активного вулкана Малый Семячик. Показано, что озеро содержит ультракислую ($\text{pH} < 1$) воду сульфатно-хлоридного состава с минерализацией от 8 до 42 г/л в зависимости от состояния вулкана. Анионный состав озера формируется за счет поступления и последующего растворения кислых вулканических газов в водоносном горизонте, располагающемся непосредственно под озером. Катионный состав воды обусловлен практически конгруэнтным растворением вмещающих пород. После длительного периода покоя, в 2008 г. начался новый этап гидротермальной активизации вулкана, продолжающийся в настоящее время. На фоне постоянно повышающегося объема наблюдается рост концентраций основных макрокомпонентов (SO_4 , Cl, Al, Fe) и минерализации воды в целом.

Ключевые слова: кратерное озеро, вулкан, химический состав, изотопный состав, микроэлементы

DOI: 10.31857/S0203030622030026

ВВЕДЕНИЕ

Озера, приуроченные к постройкам действующих вулканов, находятся в кратерах, сформированных гидротермальными, фреатомагматическими или магматическими извержениями, или в кальдерах, образованных взрывными или провальными процессами. Особое место среди них занимают кратерные ультракислые озера с высокими концентрациями растворенных элементов. Наиболее известными среди них являются озера вулканов Кава Ижден на о. Ява (Индонезия), Поас (Коста Рика), Руапеху (Новая Зеландия), Копауэ (Аргентина), Кусацу-Сиранэ (Япония). Эти озера являются поверхностными проявлениями гидротермальных систем, располагающихся непосредственно в постройке активного вулкана. Существование подобных систем непосредственно или косвенно связано с дегазацией магматического очага, расположенного, как правило, на небольшой глубине [Christenson, Wood, 1993; Pasternack, Varekamp, 1997; Taran, Kalacheva, 2020 и др.].

На Камчатке ультракислые озера известны на двух вулканах: Горелый, расположенный в 70 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский, и Малый Семячик, находящийся в 120 км к северо-востоку от города. Озеро в среднем кратере вулкана Горелый, существовавшее несколько десятилетий, исчезло после извержения 2010 г., в настоящее время в кратере осталось только высокотем-

пературное фумарольное поле [Чаплыгин и др., 2015]. Озеро в кратере вулкана Малый Семячик образовалось более 70 лет назад и достаточно детально изучалось во второй половине XX века. Первое его описание относится к августу 1946 г. [Влодавец и др., 1948], а первое гидрохимическое опробование выполнено в 1965 г. [Иванов, 1974]. В начале 1970-х гг. была проведена первая батиметрическая съемка и рассчитан тепловой и водный баланс озера [Слезин и др., 1971; Горшков и др., 1975]. Результаты последующих режимных гидрохимических наблюдений отражены в работах [Гавриленко и др., 1993, 2003]. Гидрологическая модель озера предложена в работе [Гавриленко, 2000], динамика его уровня с 1946 по 2012 гг., изученная геодезическими методами, прослежена в работе [Свирид и др., 2013]. Данные геохимической и батиметрической съемок, полученные в ходе работ международной группы исследователей в 1992 и 1995 гг., опубликованы в работах [Takano, Fazlulin, 1994; Takano et al., 1995, 2000 и др.]. Химический (хлор-ион) и массовый баланс озера за весь период наблюдения рассмотрены в работе [Taran et al., 2021].

В настоящей работе обобщены имеющиеся данные по геохимии вод оз. Зеленое и рассматриваются изменения ионно-солевого состава озера во времени. Кроме того, приведены новые данные по изотопному составу воды озера (δD и $\delta^{18}\text{O}$), содержанию микроэлементов, включая

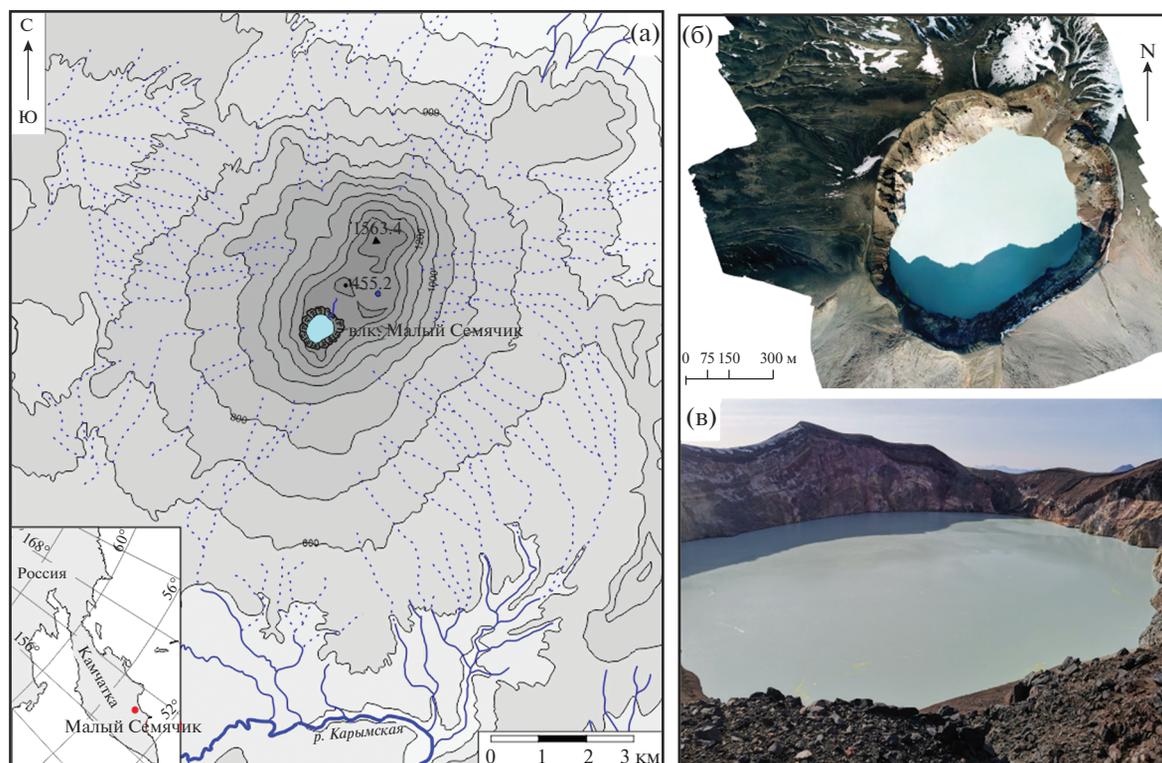


Рис. 1. Топографическая карта-схема вулкана Малый Семячик (а), ортофотоплан вершины конуса Краино-Семячик (б) и фотография озера в кратере Троицкого (в) по состоянию на 13.10.2020 г.

редкоземельные элементы (РЗЭ), а также рассмотрены условия формирования воды озера с учетом метеорного и магматического вкладов, а также взаимодействия вода–порода.

ВУЛКАН МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

Вулкан Малый Семячик (рис. 1), входящий в Карымский вулканический центр Восточного вулканического пояса, расположен в северной части ранее образованной кальдеры обрушения диаметром 7 км [Селянгин, 1977]. Это вулканический массив протяженностью ~3 км (см. рис. 1а), вытянутый вдоль зоны разрывов северо-восточного простирания и состоящий из трех слившихся разновозрастных построек, последовательное формирование которых связано с миграцией центров извержений с северо-востока на юго-запад к центру кальдеры [Брайцева и др., 1980]. Первые две постройки (Палео- и Мезо-Семячик) сложены преимущественно базальтами, третья (Краино-Семячик) состоит из андезито-базальтов [Селянгин, 1977]. У подножия вулкана имеется несколько шлаковых конусов, связанных с побочными прорывами. По результатам геофизических исследований под постройкой вулкана был выделен частично закристаллизованный периферический магматический очаг [Горшков, 1973].

Центр тяжести этого очага определен на глубине 1.5 км ниже уровня моря, верхняя кромка находится на абсолютной отметке около 0 м. Подводящие к кратерам каналы (некки) имеют поперечные размеры 300–700 м. Вершина Палео-Семячика (1563.4 м) является максимальной отметкой хребта.

Краино-Семячик — единственный действующий конус — образовался примерно 8100 лет назад. В его развитии выделены два крупных этапа вулканизма [Селянгин, Брайцева, 1991]. Первый, отвечающий времени построения конуса до высоты близкой к современному (~3500 лет), характеризовался высокой эксплозивной активностью с быстрым накоплением пирокластического материала и излияниями лавовых потоков. Второй этап характеризовался чередой мощных эксплозивных извержений, разрушающих вершину, с излияниями лав, восстанавливающих ее до предельной высоты. Последнее крупное извержение Краино-Семячика произошло ~400 лет назад и носило эксплозивной характер. В результате взрыва образовался кратер, названный впоследствии [Влодавец и др., 1948] кратером Троицкого (см. рис. 1б). Исторические извержения приурочены к этому кратеру и происходили в 1851, 1852, 1945–1946 гг. и, возможно, в 1952 г. [Влодавец, Пийп, 1957]. Судя по повсеместной гидротермальной проработке

стенок кратера, в межэруптивные периоды в нем была проявлена фумарольная деятельность.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРА

Озеро в кратере Троицкого сформировалось после извержения 1945–1946 гг. [Влодавец и др., 1948]. Абсолютные отметки верхней кромки кратера составляют 1270–1400 м. Стенки обрывистые, практически вертикально возвышаются на 100–150 м над озером, заполняющим его дно (см. рис. 1б, в). Спуск к озеру возможен только в короткий период времени (июль–сентябрь) вдоль крутопадающего русла небольшого ручья. Это единственный водоток, за счет которого осуществляется видимый поверхностный сток в озеро. Большая часть русла ручья перекрыта многолетним снежником. Как показали результаты батиметрических съемок озера, выполненных в 1970, 1986 и 1993 гг. [Горшков и др., 1975; Гавриленко и др., 1993; Takano et al., 1995], дно озера имеет форму конуса с неровными краями и максимальную глубину от 120 до 140 м. Самая глубокая часть озера представляет собой активную воронку, сквозь которую поднимается газонасыщенный поток термальных вод, фиксируемый в периоды активизации на поверхности “грифonom” (водным бугром с расходящимися потоками воды), выделяющимся на фоне остальной части более темным пятном, края которого окаймляет ярко-желтая самородная сера [Двигало и др., 1988]. Разгрузка озера происходит преимущественно за счет скрытого стока и частично за счет испарения с поверхности воды.

Гидрологический и гидрохимический режим озера зависит от состояния вулкана. В работе [Taran et al., 2021] выделено три основных этапа, связанных с изменением активности Малого Семячика, во время которых наблюдались колебания объема и уровня озера, изменения температуры и химического состава воды. Первый этап длился с начала наблюдений до середины 1980-х гг. и соответствовал максимальной активности вулкана, сопровождавшейся разгрузкой гидротермального газонасыщенного флюида через активную воронку. Второй этап, с середины 1980-х до примерно середины 2000-х гг., был периодом относительного покоя, т.е. минимального гидротермального вклада в озеро. В это время происходило постепенное разбавление озерной воды за счет метеорных осадков и поверхностного стока. Третий период – наблюдения в настоящем времени, связан с новым этапом активности вулкана и с увеличением притока гидротермального флюида в озеро. В целом выявлено, что по сравнению с 1971 г., уровень водного зеркала поднялся на 43 м и по состоянию на октябрь 2020 г. абсолютная высота береговой линии была на отметке 1195.2 м. Объем водных масс за этот период увеличился более чем

в 2 раза и составил 0.0207 м^3 , площадь его водного зеркала за последние 50 лет увеличилась на 71970 м^2 и стала 304825 м^2 .

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования были проведены авторами в 1991, 2018 и 2020 гг. В октябре 2020 г. для опробования озера впервые была использована методика, использованная ранее на других труднодоступных вулканических озерах [Terada et al., 2018]. Забор водных проб из центральной части озера проводился с помощью квадрокоптера DJI PHANTOM 4 PRO, к которому на тонком шнуре был прикреплен пробоотборник объемом 150 мл. Также с помощью данного квадрокоптера была проведена плановая фотосъемка поверхности озера для составления ортофотоплана и определения геометрических параметров озера.

Определение концентраций основных катионов и анионов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-}) в водных пробах выполнялось авторами в Лаборатории постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН на ионном хроматографе Metrohm 883. Содержание SiO_2 определялось колориметрическим методом.

Определение микроэлементов методом ICP-MS (Agilent 7500 CE) выполнялось в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, Владивосток. В этом же центре, в Лаборатории стабильных изотопов, выполнен изотопный анализ кислорода и водорода воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) на масс-спектрометре MAT 253 (ThermoQuest, Bremen, Germany). Результаты анализов δD и $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно международного стандарта VSMOW. Воспроизводимость результатов при анализе данной серии образцов контролировали повторными измерениями лабораторного стандарта. Погрешность составила в среднем $\pm 0.1\%$ и $\pm 0.8\%$ для $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответственно.

Геохимическое моделирование и графическое отображение данных проводилось с помощью программного пакета PHREEQC [Parkhurst, Appelo, 1999] с использованием термодинамической базы данных WATEQ4F [Ball, Nordstrom, 1991]. По результатам химических анализов, показанных в табл. 1, были рассчитаны индексы насыщения водных проб по отношению к различным вторичным минералам, характерным для низкотемпературного кислотного выщелачивания как при температуре отбора, так и в диапазоне температур до 300°C . Для графического отображения геохимических данных и интерпретации результатов использованы программные пакеты AquaChem 9 и OriginPro 2021.

Изучение изменения цветовой гаммы озера в период с 1999 по 2020 гг. проводилось на основании анализа спутниковых снимков Landsat (NASA, USGS), по методике, подробно изложенной в работах [Murphy et al., 2018; Caudron et al., 2018]. Цвет озера определялся как характер отражательной способности по двум цветовым моделям: 1) RGB (*red, green, blue*), описывающей способ кодирования цвета по трем спектральным каналам — красный, зеленый и синий; 2) HSV (*Hue, Saturation, Value*), которая является нелинейным преобразованием модели RGB. Эта модель более четко связывает цвет объекта с его физическими свойствами. *Hue* — определяет доминирующий цвет (красный, зеленый, синий, желтый и т.д.); *saturation* — описывает силу этого доминирования — чем больше этот параметр, тем “чище” цвет. *Value* (значение цвета) — максимальная отражательная способность в красной, зеленой или синей полосе. Дополнительно использовался метод *hue stretch*, позволяющий, оставляя неизменным *hue*, выводить в максимальные значения *saturation* и *value*. Этот метод не показывает цвет объекта, наблюдаемый невооруженным взглядом, а подчеркивает доминирующий оттенок, чтобы его можно было легче интерпретировать визуально. Всего было обработано 305 космических снимков, на которых есть четкое отображение озера. Для доступа к архиву спутниковых данных Landsat использовался сервис Google Earth Engine (GEE) [Gorelick et al., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 представлены авторские и литературные данные по химическому (макрокомпоненты) и изотопному составу воды озера, включая pH и температуру, за весь период наблюдений.

Температура и цвет

Анализ существующих данных свидетельствует о том, что в начальный период наблюдения озеро было теплое. Максимальные значения температуры ($>40^{\circ}\text{C}$) отмечались в 1969–1971 гг. [Слезин и др. 1971; Горшков и др., 1975]. Начиная с 1973 г., было зафиксировано снижение температуры, приведшее к тому, что зимой 1992 г. озеро впервые за всю историю изучения замерзло [Двигало, 2000]. Как показали дальнейшие эпизодические измерения [Гавриленко и др., 2003], подобный температурный режим продолжался более 10 лет. Летом верхний слой прогревался до $7\text{--}8^{\circ}\text{C}$, весной после схода ледового покрова составлял 4°C . Опубликованных данных о физических наблюдениях и прямых опробований озера с 2004 г. по 2018 г. нет, но анализ спутниковых снимков показал, что в период с 2008 по 2015 гг. и на смене

2020–2021 гг. поверхность озера в холодный период года не покрывалась сплошным льдом.

В первой публикации, где встречается описание озера [Влодавец и др., 1948], цвет воды характеризуется в густых зеленых и зелено-желтых красках. В период 1984–1986 гг. в озере преобладали серо-голубые или бирюзовые тона, отмечена его непрозрачность (молочность) [Двигало и др., 1988]. Начиная с 1999 г., изменение цветовой палитры озера удалось проследить по спутниковым снимкам. По состоянию на 1999–2007 гг. цвет озера был стабилен, на снимках наблюдаются высокие значения “*saturation*” (“насыщения”), что соответствует “чистоте” цвета. Физически цвет представлен голубоватым или бирюзовым оттенком (рис. 2). Выявлена некоторая сезонность в этот период. Сразу после таяния льда (июнь) “*saturation*” имеет более высокие значения, а ближе к осени — более низкие. Это свидетельствует о колебании отражательной способности водной поверхности за счет изменения объемов поступающих атмосферных вод в течение теплого периода года. В июле 2008 г. наблюдается резкая смена цвета озера с бирюзового на серый (см. рис. 2). Серый цвет озера держался вплоть до 2015 г., затем вернулся к прежнему молочно-голубоватому оттенку, который сохраняется до настоящего времени.

Геохимия вод: макрокомпоненты

В результате гидрохимического опробования озера, впервые выполненного в августе 1965 г., было выявлено [Слезин и др., 1971; Иванов, 1974], что вода ультракислая ($\text{pH} = 0.7$), минерализованная (32 г/л), сульфатно-хлоридного состава. Основными катионами выступали Al^{3+} и Fe^{2+} , концентрация каждого из которых превышала 1 г/л. Дальнейшие колебания содержаний основных компонентов (см. табл. 1) определялись состоянием вулкана, для которого периоды активизации сменялись долговременными периодами покоя. Максимальная минерализация воды в 44.8 г/л, определяемая, преимущественно, суммой анионов, была отмечена в 1970 г. Концентрация хлорид-иона достигала в это время около 11 г/л. Минимальное количество растворенных компонентов (<10 г/л) наблюдалось в период с 1995 по 2003 гг. В 2003 г. концентрация Cl^{-} составляла только 1.6 г/л.

Во второй половине 2000-х гг. начался новый этап активизации вулкана, выразившийся в увеличении объема водных масс за счет поступления глубинного флюида [Taras et al., 2021]. Косвенным проявлением изменившихся условий стала и резкая смена цвета озера на свинцово-серый в 2008 г., что, вероятно, было связано с повышением содержания сероводорода в поступающем флюиде и формировании в воде коллоидных

Таблица 1. Химический состав вод озера в кратере Троицкого (макрокомпоненты, мг/л)

Год	Месяц	T, °C	pH _{лаб}	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻ _{общ.}	H ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe _{общ.}	Al ³⁺	Mn ²⁺	Ti ²⁺	B	SiO ₂ _{раств}	M, г/л	δD	δ ¹⁸ O	Источник
1965	Август	34.0	0.69	н.д.	8793	17406	354	380	74.0	726	572	1161	1199	н.д.	6.9	н.д.	290	30.69			[Иванов, 1974]
1969	Сентябрь	41.6	0.75	н.д.	9975	24657	448	407	98.0	838	426	1206	1430	н.д.	6.9	н.д.	333	39.84			[Слезин и др., 1971]
1970	Август	40.2	0.54	н.д.	10389	28242	291	425	92.0	877	498	1095	1565	н.д.	8.6	н.д.	156	43.66			[Горшков и др., 1975]
1973	Сентябрь	33.0	0.37	н.д.	10990	28551	433	655	86.0	601	666	1086	1554	н.д.	н.д.	н.д.	208	44.84			[Горшков и др., 1975]
1982	Сентябрь	н.д.	0.68	н.д.	6106	15507	249	н.д.	н.д.	561	283	653	885	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	24.24			Наши данные
1986	Август	32.0	0.74	321	5600	19500	209	345	77	450	227	674	920	н.д.	н.д.	8.6	н.д.	28.43			[Гавриленко и др., 2003]
1991	Сентябрь	н.д.	0.94	404	4246	11608	250	200	53.5	505	204	534	698	11.1	3.6	12.7	102	18.83	-67.3	-4.4	Наши данные
1992	Август	8.9	1.00	188	3510	9470	н.д.	166	37.0	457	175	440	598	8.9	3.0	11.6	112	15.18	-68.0	-5.9	[Takano et al., 2000]
1995	Август	10.1	1.23	105	1880	6050	н.д.	102	22.1	305	93.0	296	396	5.6	2.0	6.9	88	8.94	-73.0	-8.2	[Takano et al., 2000]
2000	Август	2.0	1.25	114	1773	5515	69.4	105	23.2	176	73.0	360	369	н.д.	н.д.	0.7	166	8.74			[Гавриленко и др., 2003]
2002	Август	2.0	1.40	72.4	1633	4705	52.1	120	27.0	361	97.3	316	304	н.д.	н.д.	4.2	165	7.86			[Гавриленко и др., 2003]
2003	Апрель	3.0	1.40	106	1576	5226	47.5	115	25.0	345	190	383	296	н.д.	н.д.	6.0	256	8.57			[Гавриленко и др., 2003]
2018	Июль	н.д.	0.92	262	3150	12001	250	156	45.8	458	155	368	525	8.0	1.9	5.4	124	17.51	-73.7	-6.1	Наши данные
2020	Октябрь	8.0	0.86	279	3410	13682	270	182	53.7	531	182	453	638	9.5	2.7	6.5	171	19.62	-70.0	-5.5	Наши данные

Примечание. Изотопный состав воды в промилле относительно стандарта V-SMOW; н.д. – нет данных.

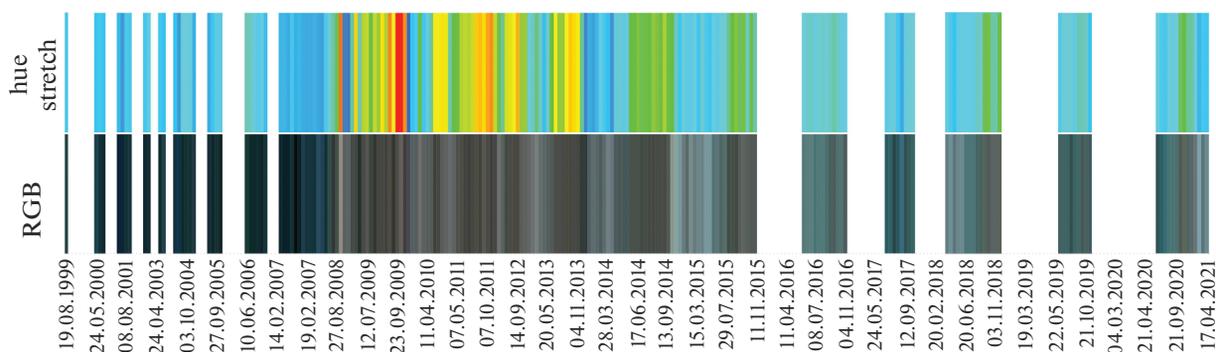


Рис. 2. Изменение цветовой палитры поверхности озера с 1999 по 2021 гг.

Сверху – цвет озера в цветовой модели HSV (Hue, Saturation, Value), полученный с применением метода hue stretch (усиления оттенка). Пропуски в данных (белые области) соответствуют периодам, когда озеро было покрыто льдом. Снизу – цветовая палитра (цветовое пространство RGB) озера в видимом диапазоне по спутниковым данным Landsat.

сульфидных соединений, характерных для гидротермальных озер и придающих соответствующий цвет воде. В 2018 и 2020 гг. наблюдается повышение концентраций отдельных макрокомпонентов и минерализации в целом и уменьшение pH. Практически в 3 раза по сравнению с 2002–2003 гг. увеличилось содержания Cl^- и SO_4^{2-} (см. табл. 1).

На треугольной диаграмме соотношений основных анионов ультракислых вулканических вод (сульфат-, хлор-, и фтор-ионы) (рис. 3а) данные по озеру вулкана Малый Семячик занимают компактную зону в области составов вулканических газов (относительных концентраций HCl , $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ и HF). Для сравнения также показаны точки составов озера в кратере вулкана Горелый и некоторых других ультракислых озер мира по литературным данным. Все точки, отражающие анионные составы вод этих озер, расположены близко к данным, полученным нами по вулкану Малый Семячик. Это подтверждает природу анионного состава (Cl^- , SO_4^{2-} , F^-) озера в кратере Троицкого как результата поступления и последующего растворения кислых вулканических газов (HCl , HF и SO_2) в водоносном горизонте, располагающемся непосредственно под озером, как это было определено для остальных озер [Giggenbach, 1974; Delmelle et al., 2000 и др.].

Как показано в работах [Varekamp et al., 2000; Delmelle, Bernard, 2015], соотношение главных анионов S/Cl в воде зависит от исходного состава поступающего вулканического газа ($(\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2)/\text{HCl}$) и особенностей рекомбинации SO_2 в растворе. Мольное отношение SO_4/Cl в ультракислых кратерных озерах варьирует достаточно сильно, но в среднем близко к единице [Varekamp, 2015]. Для озера в кратере Троицкого также характерны близкие к единице значения SO_4/Cl в течение всего периода наблюдений

(см. рис. 3б). Следовательно, состав эманаций вулкана Малый Семячик, вероятно, достаточно стабилен во времени, изменяется только интенсивность его поступления. Однако, как показано в работе [Taras et al., 2021], в среднем за 60 лет наблюдения за озером намечается тренд уменьшения SO_4/Cl , что может указывать на некоторое увеличение гидротермального вклада в формирование химического состава его вод.

Катионный состав ультракислых вод напрямую зависит как от состава вмещающих пород, так и от степени взаимодействия вода/порода. Кратерная зона вулкана сложена лавовыми потоками высокожелезистых субафировых андезитов-андезибазальтов и пирокластическими отложениями схожего состава [Селянгин, Брайцева, 1991]. На диаграммах соотношений главных катионов Al , Ca , Fe и $\text{Na} + \text{K}$ (рис. 4) точки составов озера ложатся близко к области, характеризующей состав вмещающих пород с некоторым трендом в сторону вторичных гидротермальных минералов (алунит, ангидрит, ярозит). Данные по химическому составу вмещающих пород заимствованы из работы [Селянгин, Брайцева, 1991].

Распределение точек на диаграмме соотношений концентрации основных породообразующих элементов (Mg , Na , K , Ca , Fe , Al , Mn) в воде относительно средних их содержаний во вмещающих породах (рис. 5а) указывает на практически конгруэнтное (т.е. полное, изохимическое) растворение последних. В период максимальной активности вулкана (1969, 1970 гг.) концентрации основных катионов максимальны и соответствуют растворению 30–40 г породы в 1 л воды. В период отсутствия магматического питания и разбавления озера метеорной водой (1995, 2002 гг.) распределение точек соответствует растворению в одном литре воды только 7–8 г породы. Точки опробования 2018 и 2020 гг. ложатся вблизи ли-

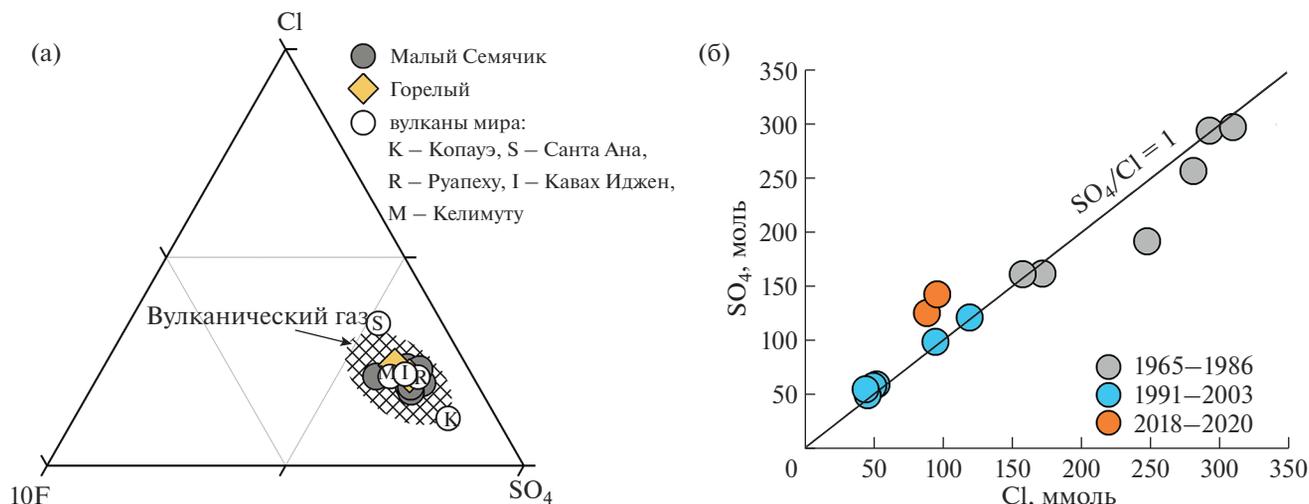


Рис. 3. Треугольная диаграмма относительных содержаний анионов в водах озера (весовые концентрации). Данные по кратерным озерам – из работ [Гавриленко и др., 2009; Varekamp et al., 2015; Bernard et al., 2004; Delmelle et al., 2000]. Область составов вулканических газов – по данным [Taran, Zelenski, 2015] (а). Соотношение SO₄/Cl в озере за весь период наблюдения (б).

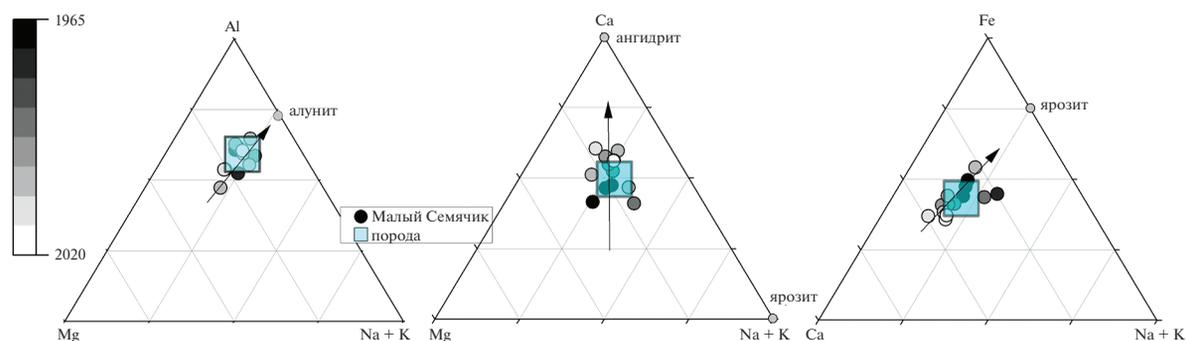


Рис. 4. Соотношение катионов (весовые концентрации) в водах озера вулкана Малый Семячик. На шкале слева – оттенки серого цвета соответствуют году отбора проб. Область состава вмещающих пород – из работы [Селянгин, Брайцева, 1991].

нии 10 г/л, что в добавлении к ранее полученным данным [Taran et al., 2021] может свидетельствовать о наступлении новой стадии активности вулкана.

Наблюдаемое для всех представленных данных обеднение вод по сравнению с вмещающей породой в отношении Ti и Si типично для кратерных озер активных вулканов. Как показано в работе [Varekamp et al., 2009], это может быть связано, в первую очередь, с низкой растворимостью соединений титана в кислых водах и осаждением кремнистых соединений (аморфный кремнезем, кристобалит и т.д.) при охлаждении воды.

Рассчитанные для всех существующих данных химического состава вод озера коэффициенты переноса элементов (ETR; [Pasternack, Varekamp, 1994]), также указывают на практически конгру-

энтное растворение пород (см. рис. 5б). Коэффициенты переноса определяются как:

$$ETR = (X_{p-p}/Mg_{p-p})/(X_n/Mg_n), \quad (1)$$

где X_{p-p} и X_n – концентрации элемента X в растворе и породе, соответственно, а Mg_{p-p} и Mg_n – концентрации магния в растворе и в породе.

Магний в качестве нормирующего элемента используется из-за его консервативного поведения в кислых флюидах [Colvin et al., 2013; Varekamp, 2015]. Коэффициент переноса породообразующего элемента (ETR), равный или близкий к единице, указывает на его конгруэнтное растворение, $ETR > 1$ – на преимущественное выщелачивание и/или растворение ранее осажденных минеральных фаз, $ETR < 1$ – на осаждение минералов в системе во время растворения породы или неполное выщелачивание этого элемента.

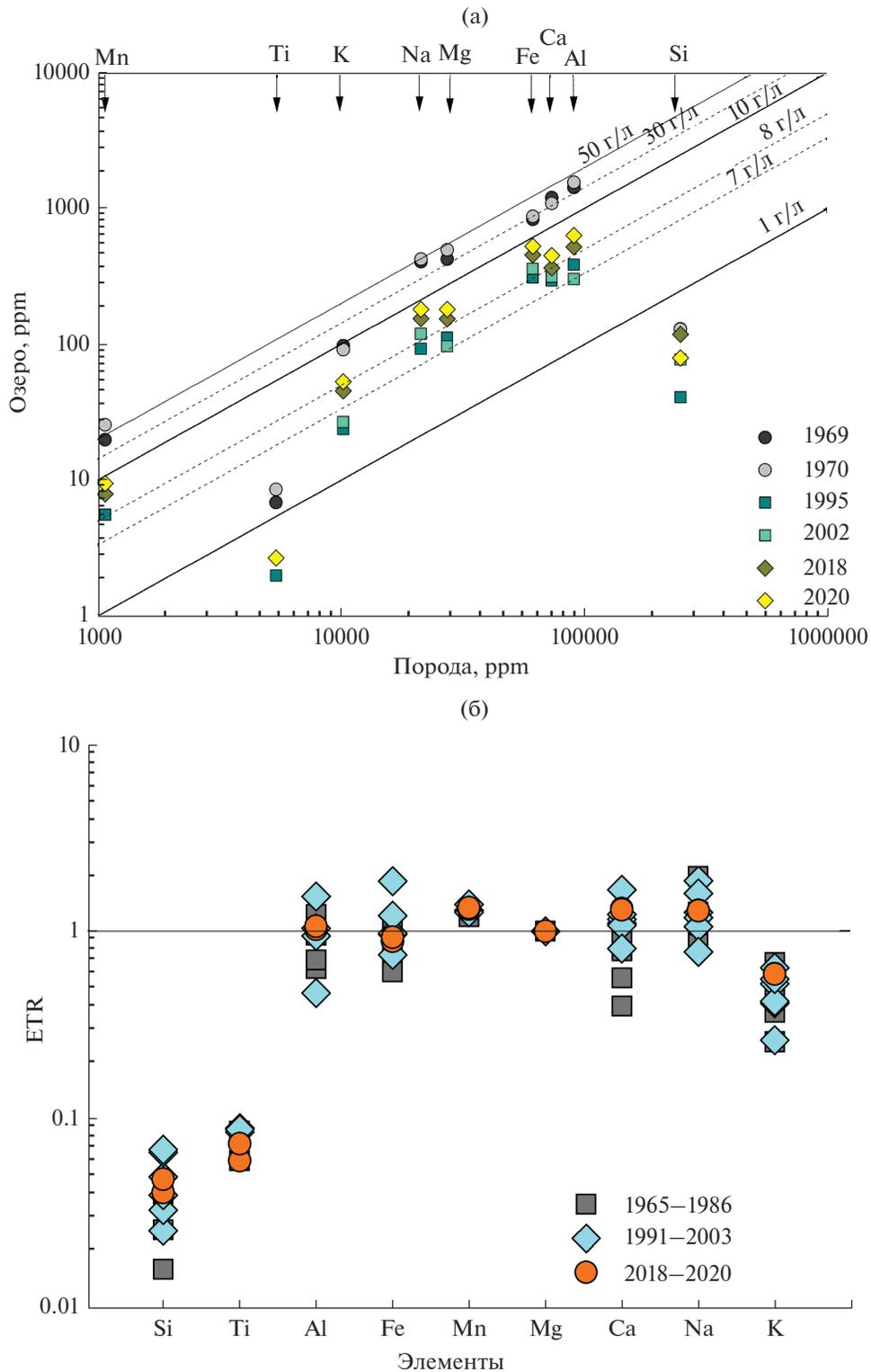


Рис. 5. Диаграмма соотношений породообразующих элементов в координатах “концентрация в воде – концентрация в породе” в единицах ppm = мг/л = мг/кг. Показаны линии, соответствующие разным количествам породы, растворенной в воде – от 1 до 50 г/л (а). Коэффициенты переноса макроэлементов (ETR) в озерной воде (б).

Таблица 2. Микроэлементный состав воды озера

Год	Sr	V	P	Li	Rb	Cs	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Pb
	мг/л			мкг/л										
1991	2.54	2.36	5.38	72.62	91.07	4.93	0.26	0.33	0.15	0.11	0.11	0.84	0.12	53.77
2018	2.11	1.86	4.57	61.20	89.87	4.43	0.21	0.27	0.11	0.08	0.09	0.76	0.20	66.99
2020	2.51	2.25	5.84	77.48	105.74	5.37	0.26	0.33	0.13	0.10	0.05	0.90	0.23	74.13
Год	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	Y	Bi	Th	U	Tl
	мкг/л													
1991	55.08	0.05	0.52	6.91	33.63	0.82	0.02	0.91	39.81	182.65	12.00	5.32	2.43	93.83
2018	45.37	0.07	1.86	0.27	25.66	0.32	1.06	0.63	53.80	140.14	0.76	4.42	2.14	76.84
2020	55.55	0.07	0.34	0.16	28.82	0.27	0.90	1.26	53.79	161.42	0.42	5.43	2.47	88.93
Год	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	мкг/л													
1991	46.36	132.50	20.54	100.15	27.89	8.20	28.40	5.14	31.27	6.48	19.49	2.71	17.50	2.57
2018	40.36	115.20	17.60	85.88	22.89	6.52	22.61	4.13	25.40	5.08	14.81	1.97	13.15	1.94
2020	46.90	133.37	20.45	99.32	26.83	7.61	26.13	4.90	29.33	6.05	17.45	2.38	15.27	2.27

В исследуемых водах ETR для большинства катионов (Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K) имеет значения, близкие к единице. Наблюдаемый небольшой разброс, возможно, вызван различиями в скорости выщелачивания или образования вторичных фаз. Для всего периода наблюдения, помимо выше рассмотренных Si и Ti, значения ETR < 1 характерны для калия, что может быть связано с осаждением K-содержащих минералов, преимущественно алунита, в гидротермальной системе ниже озера. Тренды в сторону образования алунита можно увидеть и на треугольных диаграммах соотношений основных катионов, представленных выше (см. рис. 4).

Геохимия вод: микроэлементы

В пробах 1991, 2018 и 2020 гг. в воде озера вулкана Малый Семячик проанализировано более 40 микрокомпонентов, включая полный набор редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 2). Результаты анализа микроэлементов в пробах разных лет близки между собой. Концентрации стронция, ванадия и фосфора составляют первые мг/л. Обращают на себя внимание высокие содержания иттрия и редкоземельных элементов.

Поведение микроэлементов в водах различных типов часто рассматривают в терминах коэффициентов обогащения элементов, F_i , которые определяются точно так же, как и ETR [Taran et al., 2011].

В качестве нормирующего элемента нами также взят наиболее стабильный магний. Данные по

микроэлементному составу вмещающих пород заимствованы из работы [Гриб и др., 2009], некоторые отсутствующие в сводке элементы взяты из работы [Войткевич и др., 1990] для среднего андезита. На диаграмме (рис. 6а) значения коэффициентов распределения упорядочены по их убыванию в пробе 2020 г. Хорошо видно, что для всех трех проб характерно схожее распределение элементов, подтверждающее стабильность компонентного состава воды озера в этот период. Большинство точек ложатся на линии конгруэнтного растворения породы ($F_i = 1$). Заметно выше единицы ложатся точки только для В, As Cs, Rb. Это подвижные элементы, легко переносимые с паровой фазой, могут поступать вместе с кислыми газами с глубинным флюидом. Третья группа элементов с $F_i < 1$, указывает на обеднение раствора по отношению к этим элементам, что может быть связано с их удержанием в породе (так же, как и Ti и Si). Они также могут быть потеряны в процессе осаждения в виде сульфидов (Mo, Cu, Ni, Co), сульфатов (Ba, Sr) или адсорбированы на вторичных фазах. В целом, распределение элементов схоже с данными, полученными нами ранее для ультракислых вод вулкана Эбеко [Kalacheva et al., 2016], а также для аналогичных по физико-химическим показателям кратерных озер мира, например, Кели Мути и Кава Иджен в Индонезии [Paternack, Varekamp, 1994; Delmelle et al., 2000].

Спектры РЗЭ, нормированные на хондрит по [McDonough, Sun, 1995] для андезитов вулкана Малый Семячик [Гриб и др., 2009] и озерных вод

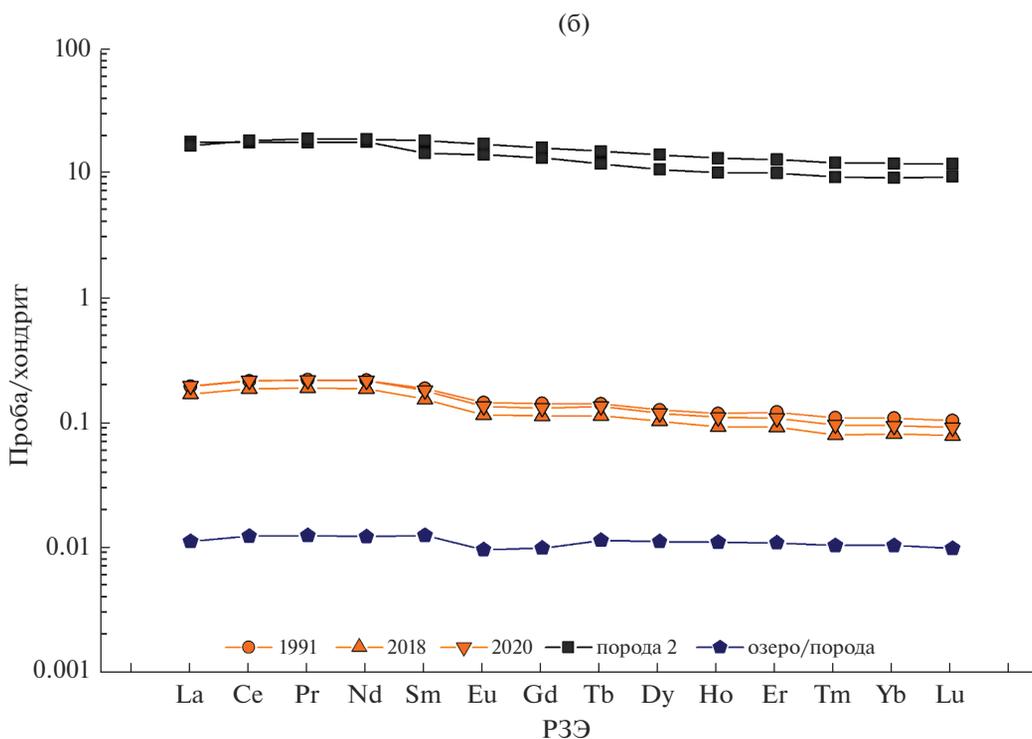
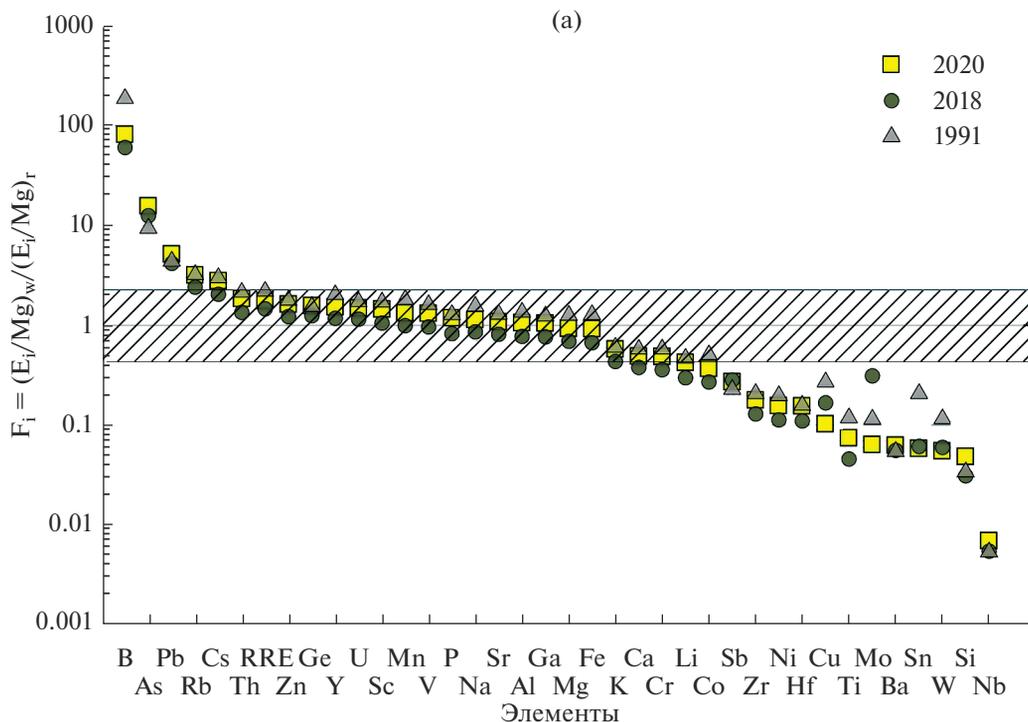


Рис. 6. Диаграмма коэффициентов обогащения элементов между водой и породой, нормированные на Mg (весовые единицы, состав породы, по [Гриб и др., 2009]) (а). Распределение РЗЭ в воде озера, нормированное на хондрит, по [McDonough, Sun, 1995] и на состав породы, по [Гриб и др., 2009] (б).

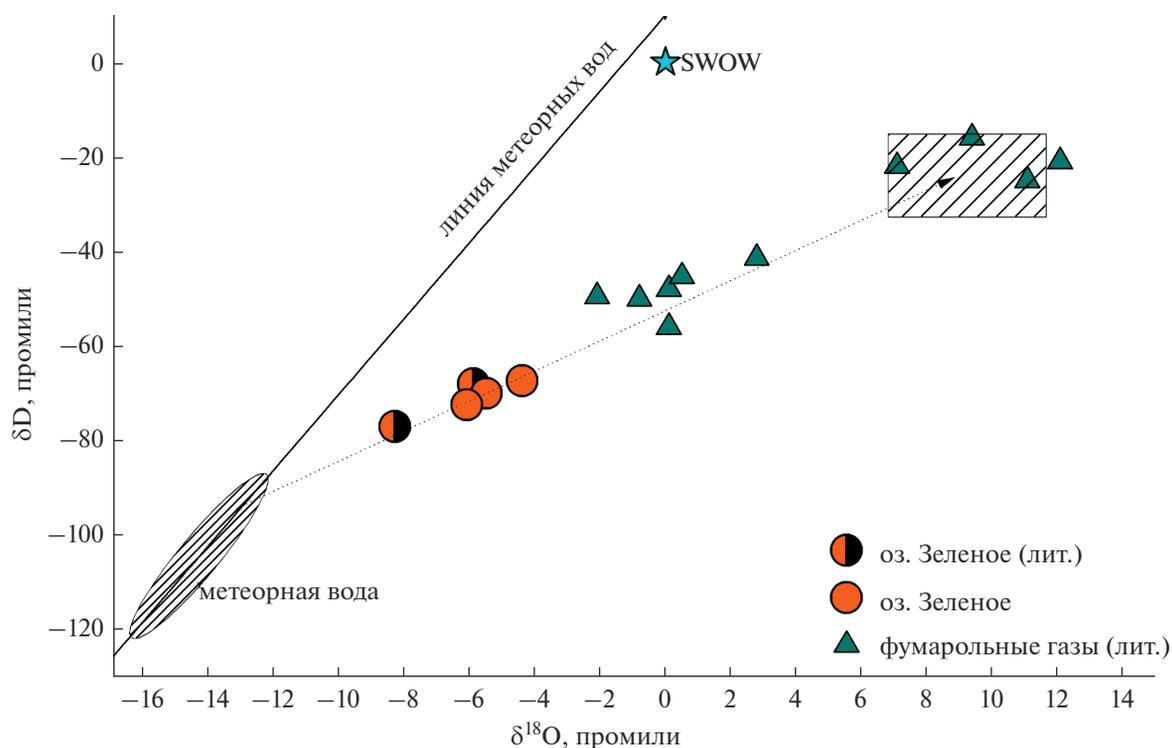


Рис. 7. Изотопный состав вод озера вулкана Малый Семячик.

SMOW – стандартная океаническая вода. Заштрихованный прямоугольник – область распространения “андезитовых” вод (магматический пар зон субдукции), по [Таран и др., 1989; Giggenbach, 1992]. Глобальная линия метеорных вод, по [Craig, 1961].

показаны на рис. 6б. Породы демонстрируют характерную для дуговых андезибазальтов андези-то-базальтов структуру с более высокими содержаниями легких РЗЭ, чем тяжелых, и отсутствием Eu-минимума. Нормированные на хондрит профили РЗЭ для озерной воды в разный период опробования схожи между собой и напоминают нормированные на вмещающую породу имеют практически плоский вид. Это связано с тем, что перешедшие в воду в процессе растворения РЗЭ элементы так и остаются в растворе, не участвуя в процессах вторичного минералообразования в гидротермальной системе вулкана.

Изотопный состав

На диаграмме изотопного состава воды (δD и $\delta^{18}O$), точки, характеризующие оз. Зеленое, формируют несколько сдвинутую область от линии метеорных вод в сторону утяжеления кислорода и водорода (рис. 7). Данные по изотопии, представленные в табл. 1, относятся к последнему этапу состояния озера, для которого характерны низкие температуры воды ($<10^\circ C$), что дает нам возможность исключить влияние процессов испарения. Данные опробования 1993, 1995 гг. из работы [Takano et al., 1995] и данные опробования 2018,

2020 гг., проведенного нами, имеют близкие значения. На графике также показаны точки составов конденсатов фумарольных газов некоторых активных вулканов Камчатки [Таран и др., 1989; Чаплыгин и др., 2015 и др.]. Данные по озеру группируются между областью метеорных и конденсатных вод, образуя совместно с точками для вулканических паров тренд в сторону составов “андезитовых” вод [Таран и др., 1989; Giggenbach, 1992]. По линии смешения можно примерно оценить долю магматической компоненты в исследуемых водах озера в интервале 15–20%.

Геохимическое моделирование

Для изучения процессов вторичного минералообразования в вулcano-гидротермальной системе Малый Семячик мы сделали модель состояния насыщения озерных вод по отношению к наиболее распространенным для кислых условий минеральных фаз. Расчеты производились с использованием данных 1965, 1969, 1995 и 2020 гг., отражающим различные периоды состояния вулкана. Степень насыщения выражается через отношение произведений активностей ионов (IAP) к произведению констант диссоциации образуемых ими соединений (K_T). В логарифмической форме степень насыщения называют индексом насыще-

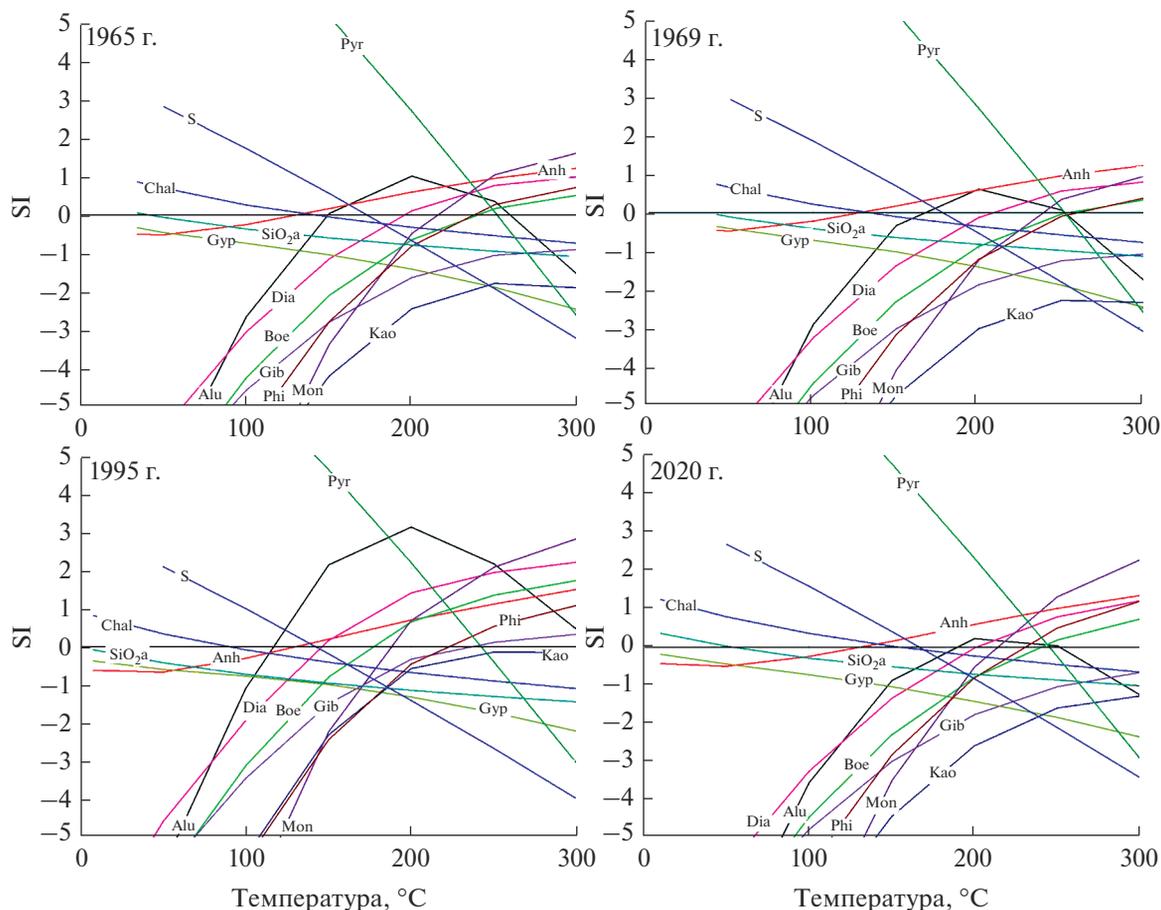


Рис. 8. Индексы насыщения вод озера по отношению к вторичным минералам (рассчитано для проб 1965, 1969, 1995 и 2020 гг.).

Alu – алузит, Anh – ангидрит, Boe – бёмит, Chal – халцедон, Dia – диаспор, Gib – гиббсит, Gyp – гипс, Kao – каолинит, Mon – монтмориллонит, Phi – филлипсит, Pyr – пирит, SiO_{2a} – аморфный кремнезем, S – сера.

ния (SI – Saturation Index): $SI = \lg(IAP/K_T)$. При $SI = 0$ раствор насыщен по отношению к данному минералу, при $SI < 0$ – недонасыщен, а если $SI > 0$, то раствор перенасыщен, и может происходить выпадение данного минерала в осадок. Эта величина (т.е. растворимость минералов в воде) зависит от температуры.

Результаты моделирования показывают (рис. 8), что во все периоды наблюдения вода озера находится в равновесии или незначительно перенасыщена по отношению к бариту и различным модификациям кремнезема (кварц, халцедон), за исключением аморфного кремнезема, а также близка к насыщению относительно ангидрита. По отношению к другим сульфатным минералам (гипс), окислам и гидроокислам алюминия и железа (диаспор, бёмит, гиббсит, гетит и др.), а также вторичным алюмосиликатам (каолинит, филлипсит, монтмориллонит) наблюдается значительное недонасыщение. При модельном увеличении температуры до 50°C появляется значительное перенасыщение самородной серой и пиритом. Насыще-

ние ($SI = 0$) для ангидрита и серы наступает при температуре 120–150°C, для Al-содержащих минералов и пирита – 200–250°C. Такое распределение может указывать на температурную дифференциацию в гидротермальной системе ниже озера. В более глубоких частях системы температура превышает 200°C и происходит осаждение алузита и гидроокислов алюминия. На более высоких уровнях, непосредственно ниже озера, она снижается и происходит образование серы и ангидрита. Измеренная максимальная глубина оз. Зеленое, откуда наблюдается поток гидротермального флюида, составляет 120–140 м. При такой глубине давление водяного пара составляет 11–12 бар, и, следовательно, температура кипения достигает ~180–190°C. Поэтому в наиболее глубокой части озера вулкана Малый Семячик (дно активной воронки) даже в период покоя вулкана (1992–1993 гг.) фиксировалась зона расплавленной серы температурой 157–166°C [Takano, Fazlullin, 1994].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратерное озеро вулкана Малый Семячик содержит ультракислую воду сульфатно-хлоридного состава с минерализацией от 8 до 42 г/л в зависимости от состояния вулкана, от периодов его активности.

Анионный состав (Cl^- , SO_4^{2-} , F^-) озера формируется за счет поступления и последующего растворения кислых вулканических газов (HCl , HF и SO_2) в водоносном горизонте, располагающемся непосредственно под озером, в постройке вулкана. Согласно изотопным данным, вклад магматической компоненты в исследуемых водах не превышает 20%.

Катионный состав обусловлен практически конгруэнтным растворением вмещающих пород. Концентрации основных породообразующих элементов в воде (Mg , Na , K , Ca , Fe , Al , Mn) максимальны в начальный период наблюдения за вулканом (до середины 1980-х гг.) и соответствуют растворению 30–40 г породы в 1 л воды. На изохимическое растворение также указывает распределение микрокомпонентов, включая редкоземельные элементы.

В настоящее время происходит усиление гидротермальной активности вулкана, выражающееся в повышении содержания отдельных макрокомпонентов, и минерализации на фоне значительного увеличения объема воды в озере. По косвенным данным, включая резкое изменение цветовой палитры воды и отсутствие ледового покрова в зимнее время, новый этап в деятельности вулкана начался в конце 2008 г.

Вулкан Малый Семячик и его кратерное озеро требуют пристального внимания и дополнительного комплексного изучения. Постоянно увеличивающийся объем воды, выявленный в работе [Taras et al., 2021], может в итоге спровоцировать обрушение внешней стенки вулкана. В результате этого более 20 млн л ультракислого агрессивного раствора попадет в водосборную площадь р. Карымская, одной из нерестовых рек Камчатки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Ю.А. Тарану и Г.А. Челнокову, замечания которых позволили значительно улучшить текст статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Сулержицкий Л.Д. Вулкан Малый Семячик // Вулканиче-

ский центр: строение, динамика, вещество. М.: Наука, 1980. С. 198–235.

Влодавец В.И., Морозов А.И., Троицкий В.Д. Вулкан Малый Семячик // Бюлл. вулканол. станций. 1948. № 15. С. 17–27.

Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 25. С. 5–95.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

Гавриленко Г.М. Гидрологическая модель кратерного озера вулкана Малый Семячик (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 6. С. 21–31.

Гавриленко Г.М., Двигало В.Н., Фазлуллин С.М., Иванов В.В. Современное состояние вулкана Малый Семячик (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 3–7.

Гавриленко Г.М., Мельников Д.В., Овсянников А.А. Современное состояние термального озера в активном кратере вулкана Горелый (Камчатка) // Материалы Всероссийской научной конференции “100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908–1910 гг.”, 21–28 сентября 2008 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 86–95.

Гавриленко Г.М., Ушаков С.В., Маневич А.С., Сергеева С.В. О возможном усилении активности в кратерном озере Троицкого (вулкан Малый Семячик, Камчатка) // Гидрогеология и геохимия вод складчатых областей Сибири и Дальнего востока. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 127–132.

Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1973. № 4. С. 103–108.

Горшков А.П., Гребзды Э.И., Самойленко Б.И., Слезин Ю.Б. К расчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семячик // Бюлл. вулканол. станций. 1975. № 51. С. 50–59.

Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.

Двигало В.Н. Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3–16.

Двигало В.Н., Андреев В.И., Гавриленко Г.М. и др. Деятельность вулканов Юго-Восточной Камчатки и Северных Курил в 1985–1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 13–21.

Иванов Б.В. Современная гидротермальная деятельность в районе вулканов Карымской группы // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974. С. 32–38.

Свирид И.Ю., Шевченко А.В., Двигало В.Н. Исследование активности вулкана Малый Семячик (Камчатка) по морфодинамическим параметрам кратера Троицкого // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 129–143.

Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритmicность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 187–201.

- Селянгин О.Б., Брайцева О.А.* Вулкан Малый Семячик // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 162–182.
- Слезин Ю.Б., Ковалев Г.Н., Гребзды Э.И., Чеглецова Е.А.* Об активности вулкана Малый Семячик // Бюлл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 37–39.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Дубик Ю.М.* Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 440–443.
- Чаплыгин И.В., Таран Ю.А., Дубинина Е.О. и др.* Химический состав и металлоносность магматических газов вулкана Горелый (Камчатка) // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 1. С. 85–89.
- Ball J.W., Nordstrom D.K.* WATEQ4F-User's manual with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters // US Geological Survey. 1991. 189 p.
- Bernard A., Escobar C.D., Mazot A., Gatierez R.E.* The Acid volcanic lake of Santa Ana volcano, El Salvador // Natural hazards in El Salvador. Boulder, Colorado. Geologist Science of America Special Paper. 2004. V. 375. P. 121–133.
- Caudron C., Bernard A., Murphy S. et al.* Volcano-hydrothermal system and activity of Sirung volcano (Pantar Island, Indonesia) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2018. V. 357. P. 186–199.
- Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. № 133. P. 1702–1703.
- Christenson B.W., Wood C.P.* Evolution of a vent hosted hydrothermal system beneath Ruapehu Crater Lake, New Zealand // Bull. of Volcanol. 1993. V. 55. P. 545–565.
- Colvin A., Rose W.I., Varekamp J.C. et al.* Crater lake evolution at Santa Ana Volcano (El Salvador) following the 2005 eruption // Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards: Geological Society of America Special Paper. 2013. V. 498. P. 23–43.
- Delmelle P., Bernard A.* The remarkable Chemistry of sulfur in hyper-acid crater lakes: a scientific tribute to Bokuichiro Takano and Minoru Kusakabe / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Springer-Verlag, 2015. P. 239–260.
- Delmelle P., Bernard A., Kusakabe M. et al.* Geochemistry of the magmatic-hydrothermal system of Kawah Ijen volcano, East Java. Indonesia // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 97(1). P. 31–53.
- Giggenbach W.F.* Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin // Earth Planet Science Letters. 1992. V. 113. P. 495–510.
- Giggenbach W.F.* The chemistry of Crater lake Mt. Ruapehu (New Zealand) during and after the active period // New Zealand Journal Science. 1974. V. 17. P. 33–45.
- Gorelick N., Hancher M., Dixon M. et al.* Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 202. P. 18–27.
- 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. and Geotherm. Res. 2016. V. 310. P. 118–131.
- McDonough W.F., Sun S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Murphy S., Wright R., Rouwet D.* Color and temperature of the crater lakes at Kelimutu volcano through time // Bull. of Volcanol. 2018. V. 80. 2.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J.* User's Guide to PHREEQC (Version 2). A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations // U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report. 1999. 312 p.
- Pasternack G., Varekamp J.C.* The geochemistry of the Keli Mutu crater lakes, Flores Indonesia // Geochemical Journal. 1994. V. 28. P. 243–262.
- Pasternack G., Varekamp J.C.* Volcanic lake systematics. I. Physical constraints // Bull. of Volcanology. 1997. V. 58. P. 528–538.
- Takano B., Fazlullin S.* Preliminary investigation of Maly Semyachik volcano, Kamchatka // IWGCL Newsletter. 1994. V. 7. P. 3–7.
- Takano B., Fazlullin S., Delmelle P.* Analytical laboratory comparison of major and minor constituents in an active crater lake // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 97. P. 497–508.
- Takano B., Matsuo M., Suzuki K. et al.* Bathymetry and chemical investigation of crater lake at Maly Semyachik Volcano, Kamchatka // Water-rock interaction-9. 1995. P. 47–49.
- Taran Y., Rouwet D., Inguaggiato S., Aiuppa A.* Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico: implications for monitoring of the volcanic activity // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2011. V. 178. № 2. P. 224–236
- Taran Y., Kalacheva E.* Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2020. V. 405. 107036.
- Taran Y., Kalacheva E., Dvigalo B. et al.* Evolution of the crater lake of Maly Semyachik volcano, Kamchatka (1965–2020) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2021. V. 418. 107351.
- Taran Y., Zelenski M.* Systematic of water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases // Geological Society Special Publication. 2015. V. 410. № 1. P. 237–262.
- Terada A., Morita Y., Hashimoto T. et al.* Water sampling using a drone at Yugama crater lake, Kusatsu-Shirane volcano, Japan // Earth, Planets and Space. 2018. V. 70. 64.
- Varekamp J.C.* The chemical composition and evolution of volcanic lakes / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Springer-Verlag, 2015. P. 93–123.
- Varekamp J.C., Herman S., Ouimette A. et al.* Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina // Applied Geochemistry. 2009. V. 24. P. 208–220.
- Varekamp J.C., Pasternack G.B., Rowe G.L.* Volcanic lake systematics II. Chemical constraints // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 97. P. 161–179.

Geochemistry of the Crater Lake of the Maly Semyacik Volcano

E. G. Kalacheva^{1, *}, D. V. Mel'nikov¹, E. V. Voloshina¹, and G. A. Karpov¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: keg@kscnet.ru*

Based on the data of field studies in different years, the macro- and microcomponent composition of the waters of the Zelenoe Lake in the crater of the Troitsky active volcano Maly Semyachik were considered. It is shown that the lake contains ultra-acidic ($\text{pH} < 1$) water of sulfate-chloride composition with mineralization from 8 to 42 g/L, depending on the state of the volcano. The anion composition of the lake is formed by the inflow and subsequent dissolution of acidic volcanic gases in the aquifer located directly under the lake. The cation composition of water is formed by the almost congruent dissolution of the host rocks. After a long period of dormancy, in 2008 a new stage of hydrothermal activation of the volcano began. The activity is ongoing. Against the background of a constantly increasing volume, there is an increase in the concentrations of the main macro components (SO_4 , Cl, Al, Fe) and in the salinity of water in general.

Keywords: crater lake, volcano, chemical composition, isotopic composition, trace elements

УДК 551.248.2:550.36

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ПИТАНИЯ ВЕРХНЕ-ЮРЬЕВСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ (о. ПАРАМУШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

© 2022 г. О. Р. Хубаева^а, *, О. В. Бергаль-Кувикас^а, М. Д. Сидоров^б^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия^бНаучно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН,

Северо-Восточное шоссе, 30, а/я 56, Петропавловск-Камчатский, 683002 Россия

*e-mail: grifon03@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.04.2021 г.

После доработки 23.11.2021 г.

Принята к публикации 02.02.2022 г.

Верхне-Юрьевские источники являются одними из наиболее продуктивных в мире по выносу хлоридов. В работе рассматривается влияние разломных зон на внедрение магматического материала, обеспечивающего одновременно вулканическую активность и гидротермальную деятельность в исследуемом районе. На основе комплексного анализа геологического строения, изотопно-геохимических и геофизических данных и воксельного (3D) моделирования предложена модель гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева. В недрах гидротермально-магматической системы, расположенной в районе вулкана Эбеко, существуют различные по времени внедрения субвулканические интрузивные тела, служащие источниками ее теплового питания. Магма поднимается к поверхности по ослабленной зоне разлома СЗ простираения, выходит на поверхность в районе его пересечения с разломом ССВ направления, поддерживая активность вулкана Эбеко. В узлах пересечения разлома СЗ простираения с зонами субпараллельных разломов ССВ простираения магматический материал, не достигший поверхности, образует субвулканические интрузивные тела (силлы, дайки), обеспечивающие тепловое питание гидротермальной системе.

Ключевые слова: тектоническая раздробленность, гидротермально-магматическая система, зоны субпараллельных разломов, субвулканические интрузивные тела, система магматического питания

DOI: 10.31857/S0203030622030038

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермально-магматическая система Эбеко–Юрьева, расположенная в северной части хребта Вернадского, уникальна. Ежедневно в Охотское море выносятся 82 ± 20 т Cl и 222 ± 50 т S [Kalacheva et al., 2016]. Источники долины реки Юрьева, после вулканов Йеллоустоун в США и Домуе в Аргентине, занимают третье место в мире по выносу хлора [Taran, Kalacheva, 2019]. Верхне-Юрьевские термальные источники имеют хлоридно-сульфатные, кремнистые, борные воды с высоким содержанием железа и алюминия [Жарков, 2020; Фазлуллин, 1999]. Тем не менее, недостаточная изученность глубинного строения и отсутствие однозначных данных о взаимоотношении вулканической и гидротермальной деятельности на острове Парамушир пока не позволяют точно очертить геологические границы гидротермальной системы в северной части острова, а также области их теплового и водного питания. Так, существуют две взаимоисключающие точки зрения

о формировании Верхне-Юрьевских источников: 1) источники формируются в подземном “озере”, расположенном под кратером вулкана Эбеко [Kalacheva, 2011; Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016; Taran, Kalacheva, 2019]; 2) получают тепловое питание от остывающих субвулканических интрузивных тел, расположенных в районе разрушенной постройки древнего вулканического центра Влодавца. Проникающие к поверхности вулканические эманации смешиваются с мощным потоком грунтовых вод, в результате чего происходит формирование высокотемпературных Верхне-Юрьевских источников [Воронова, Сидоров, 1966; Мархинин, Стратула, 1977; Родионова и др., 1966; Бернштейн и др., 1966]. Также высказывались предположения о том, что гидротермальная система, приуроченная к вулканическому центру Эбеко, получает тепловое питание за счет силло-дайкового комплекса, расположенного на небольших глубинах (1.5–2.5 км) в районе вулканов Эбеко и Влодавца [Белоусов и др., 2002; Новейший ..., 2005; Хубаева, 2020]. Однако эта

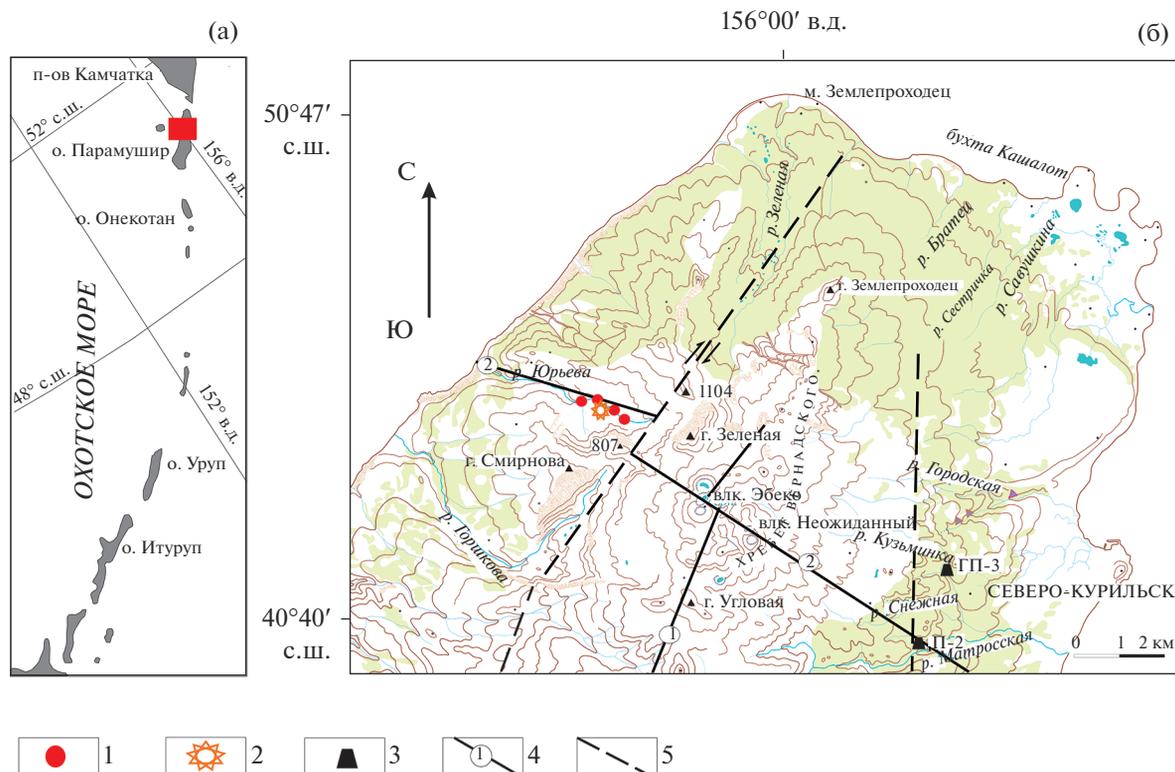


Рис. 1. Северная часть о. Парамушир.

а – географическое положение объекта исследования, б – северная часть о. Парамушир.

1 – Верхне-Юрьевские термальные источники; 2 – жерловая часть вулкана Влодавца; 3 – скважина; 4 – разлом; 5 – предполагаемые зоны субпараллельных разломов осевой части хр. Вернадского.

проблема требует более детального изучения, поскольку вопрос обеспечения г. Северо-Курильска теплом и электроэнергией за счет использования геотермальной энергетики остается актуальным, в связи с этим важно знать, где находятся реальные источники теплового и водного питания гидротермальных систем северной части о. Парамушир.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Остров Парамушир расположен на севере Курильской островной дуги (рис. 1), сформирован неогеновыми, преимущественно, вулканогенно-осадочными породами, смятыми в пологие складки, вытянутые по простиранию островной дуги [Сергеев, 1976]. В рельефе о. Парамушир выделяются три вулканических хребта: Вернадского, Левинсон-Лессинга и Карпинского. Северная часть острова сложена верхнемиоцен–плиоценовыми, четвертичными и современными породами. Фундамент составляют вулканогенно-осадочные породы Парамуширского комплекса свит (N_1), а также плохо сортированные конгломераты, брекчи, грубозернистые песчаники океанской

свиты (N_2) [Басилян, 1989; Федорченко и др., 1989; Атлас ..., 2009].

Верхне-Юрьевские источники расположены на западном склоне активного вулкана Эбеко и пространственно приурочены к прижерловой части древнего вулкана Влодавца. В результате деятельности ледников вулкан Влодавца был сильно разрушен и сегодня представляет собой открытую на запад обширную котловину, где берет начало р. Юрьева (см. рис. 1). В верхнем и среднем течении реки обнаруживаются плиоценовые некки и дайки [Федорченко и др., 1989]. Самый крупный некк вулкана Влодавца (точный возраст не установлен) располагается в долине р. Юрьева, в районе слияния ее вершинных притоков, и трактуется исследователями как его жерловая часть [Бернштейн и др., 1966] (см. рис. 1).

Выделяются также несколько доледниковых многоактных побочных конусов вулкана Влодавца. Первый из них – г. Смирнова, вершина которой представляет собой экструзию, сложенную двупироксеновыми андезитами [Федорченко, Шилов, 1966]. Второй конус, высота 1104 м, расположен между устьями р. Зеленой и р. Юрьева. Третий побочный кратер вулкана Влодавца выде-

ляется в левом склоне р. Юрьева, между г. Смирнова и высотой 807 м (см. рис. 1).

Важно отметить, что вулканы Влодавца и Эбеко пространственно приурочены к крупному разрывному нарушению СЗ простирания, которое смещается разрывным нарушением СВ простирания [Хубаева и др., 2007].

ОБЪЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ БЛОКА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Объемное моделирование тектонической раздробленности (трещиноватости) блока земной коры с использованием результатов дешифрирования космических снимков дает возможность приближенно оценить степень его проницаемости для паро-гидротерм.

Особенности подхода при применении метода и принятые допущения.

Подобными считаются объекты, обладающие подобием физических переменных и геометрии. Проявление деформаций макроскопического уровня любого объема земной коры рассматривается как сумма составляющих его деформаций многочисленных объемов [Гзовский, 1975].

Выделяемые при дешифрировании аэро- и космических снимков линеаменты отождествляются с разломами и понимаются как отражение тектонической ситуации всей кристаллической части земной коры [Нечаев, 2010]. Раздробленность геосреды формируется совокупностью трещин, образующихся в зоне динамического влияния разлома. Зоной динамического влияния [Шерман и др., 1983] является часть окружающего разлом пространства. Линеаменты, выделяемые на снимках, отражают пространственное положение осевых линий этих зон. Отдельные трещины, из которых состоят зоны динамического влияния разлома и ширина самих зон, на аэро- и космических снимках не определяется как тип разлома и глубина его проникновения.

Не выделяющиеся на снимках разломы в модели не представлены. Это могут быть, например, древние разломы в фундаменте картируемых на поверхности геологических структур или субгоризонтальные разломы на глубине. Также не учитывается трещиноватость нетектонического происхождения (контракционная, литогенетическая, выветривания и т.п.), так как они, как правило, на снимках использованных масштабов не видны.

Эмпирическое правило, установленное Ю.В. Нечаевым на образцах различных горных пород, — трещиноватость, видимая на одной грани кубика породы, отражает степень трещиноватости всего образца [Нечаев, 2010], а основываясь на принципах подобия, можно с некоторой долей

вероятности применить это правило при модельном рассмотрении кубических блоков земной коры.

Дать количественную оценку проницаемости некоторого объема геологической среды можно с помощью коэффициента тектонической раздробленности. Коэффициент раздробленности (K_p) будет равен отношению общего объема всех трещин в рассматриваемой среде к ее объему. Так, для блока в виде куба с горизонтальной верхней гранью и ребром равным a , объем трещин (V_T), содержащихся в блоке, определяется как сумма произведений длины, ширины раскрытия и глубины проникновения отдельных трещин:

$$V_T = \Sigma l b h, \quad (1)$$

где l , b и h — длина, ширина и глубина проникновения, соответственно. Тогда коэффициент тектонической раздробленности будет равен отношению V_T/a^3 или:

$$K_p = \Sigma l b h / a^3. \quad (2)$$

Если совместить верхнюю грань куба с дневной поверхностью и спроецировать на нее линеаменты, отождествляемые с разломами, дешифрированные на аэро- и космических снимках, тогда эти данные можно использовать для определения коэффициента тектонической раздробленности конкретного исследуемого участка коры. Однако на фотоснимках местности можно определить только длину разлома (l). Ширина разлома (b), за которую принимается ширина зоны динамического влияния, по снимкам не определяется, но может быть принята равной некоторой постоянной средней величине для конкретной территории, например, равной 1 в единицах используемой карты линеаментов. Также полагая, что линеаменты, выделенные на снимках, отражают вертикальные разломы, и их глубина превышает величину a , тогда при $b = 1$ и $h = a$ формула (2) примет вид:

$$\Sigma l / a^2,$$

где в числителе сумма длин линеаментов на верхней грани куба, в знаменателе ее площадь, а вычисляемый по этой формуле параметр равен удельной длине линеаментов (УДЛ). То есть УДЛ показывает степень тектонической раздробленности блока коры кубической формы, одна из граней которого находится на земной поверхности. Учитывая отмеченное выше правило, и считая реологические свойства среды в кубическом блоке относительно однородными, вычисленные для верхней грани УДЛ можно отнести к центру куба. Это позволяет задавать глубину исследования путем изменения длины сторон используемых кубических ячеек [Нечаев, 2010].

Вычисления УДЛ проводились в следующем порядке. Сначала была составлена цифровая карта линеаментов в прямоугольных координатах.

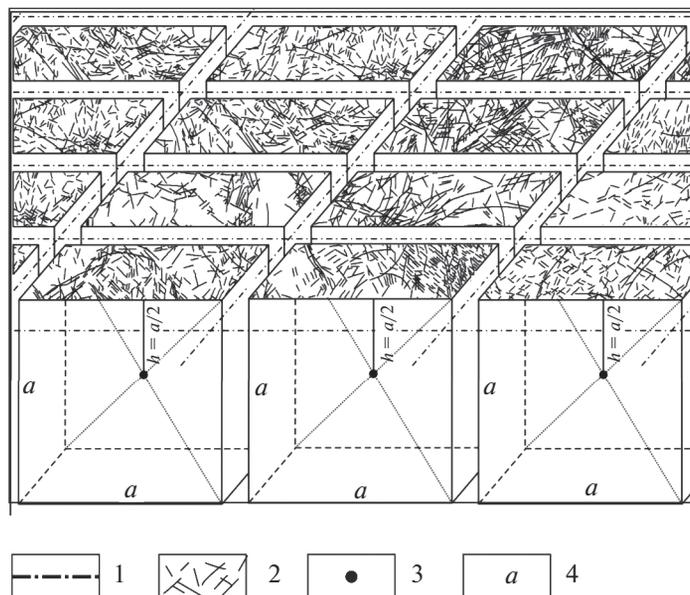


Рис. 2. Схематическое изображение линий сетки и кубов с ребром. Центры кубов – точки пространства, к которым относятся значения УДЛ, по [Таскин, Сидоров, 2014].
1 – линии сетки; 2 – линеаменты; 3 – центры кубов; 4 – ребро куба.

Была использована система координат СК-42. Далее на карту накладывался прямоугольный шаблон-сетка с узлами, расположенными через 1 км. Образованные квадратные клетки являются верхними гранями кубов. В этом случае площадь элементарной ячейки равна 1 км^2 , а центры кубов располагаются ниже верхней грани на расстоянии 0.5 км. Затем, в пределах каждой клетки, подсчитывалась суммарная длина линеаментов и делилась на ее площадь. Полученные УДЛ отнесены к центрам кубов (рис. 2). В результате была составлена матрица УДЛ для глубины 0.5 км, которая представляет собой файл точек с координатами X, Y, Z и значения УДЛ в них. Сначала для определения глубины за нулевую отметку принят уровень моря. Так как исследуемая площадь расположена в горной местности, то очевидно, что верхние грани смежных элементарных кубов расположены на разной высоте. Поэтому была введена поправка на рельеф, которая равна абсолютной отметке в центре верхней грани каждого куба, т.е. Z координаты центров кубов были “приподняты” на соответствующую величину.

После создания матрицы (файла) УДЛ для кубов $1 \times 1 \times 1 \text{ км}$ размер ребра элементарного куба увеличивался и расчеты повторялись. Таким способом была многократно обработана карта линеаментов. Шаг увеличения расстояния между узлами накладываемой квадратной сетки составил 0.2 км, что позволило увеличивать глубину с шагом 0.1 км. Увеличение размеров накладываемой квадратной сетки проводилось от юго-западного угла карты линеаментов. Всего было проведено 26 цик-

лов вычислений УДЛ. Вся цифровая обработка данных проведена в ArcGis 10 (ArcGis Desktop, ESRI. URL: <https://www.esri.com/> (Accessed 25.04.2014)).

В итоге были получены матрицы (файлы), характеризующие раздробленность в интервале от дневной поверхности до глубины 3 км. Далее все файлы были слиты в единый файл базы данных (БД) УДЛ. Эта база данных была использована для создания объемной (воксельной) модели раздробленности коры исследованной площади. Объемная модель получена интерполяцией значений УДЛ всех точек, содержащихся в БД. Интерполяция проведена методом 3D Кригинг стандартным модулем Oasis Montaj (Geosoft Software: Oasis montaj, GM-SYS, Euler 3D. URL: <http://www.geosoft.com/ru> (Accessed 2008/01/28)). Было построено объемное изображение раздробленности с размером вокселя (элементарного изображения куба объема) $2 \times 2 \times 2 \text{ км}$. Из этой 3D модели были получены вертикальные и горизонтальные сечения в виде карт и разрезов (рис. 3, 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для уточнения проницаемых зон верхней части земной коры северного сектора о. Парамушир была построена 3D модель тектонической раздробленности [Хубаева и др., 2020]. На вертикальных разрезах с модели (см. рис. 3), под вулканическими постройками хр. Вернадского, на глубинах от 1000 м проявляются слабо раздробленные блоки, над которыми расположены области аномально высокой плотности трещин горных пород. Блоки

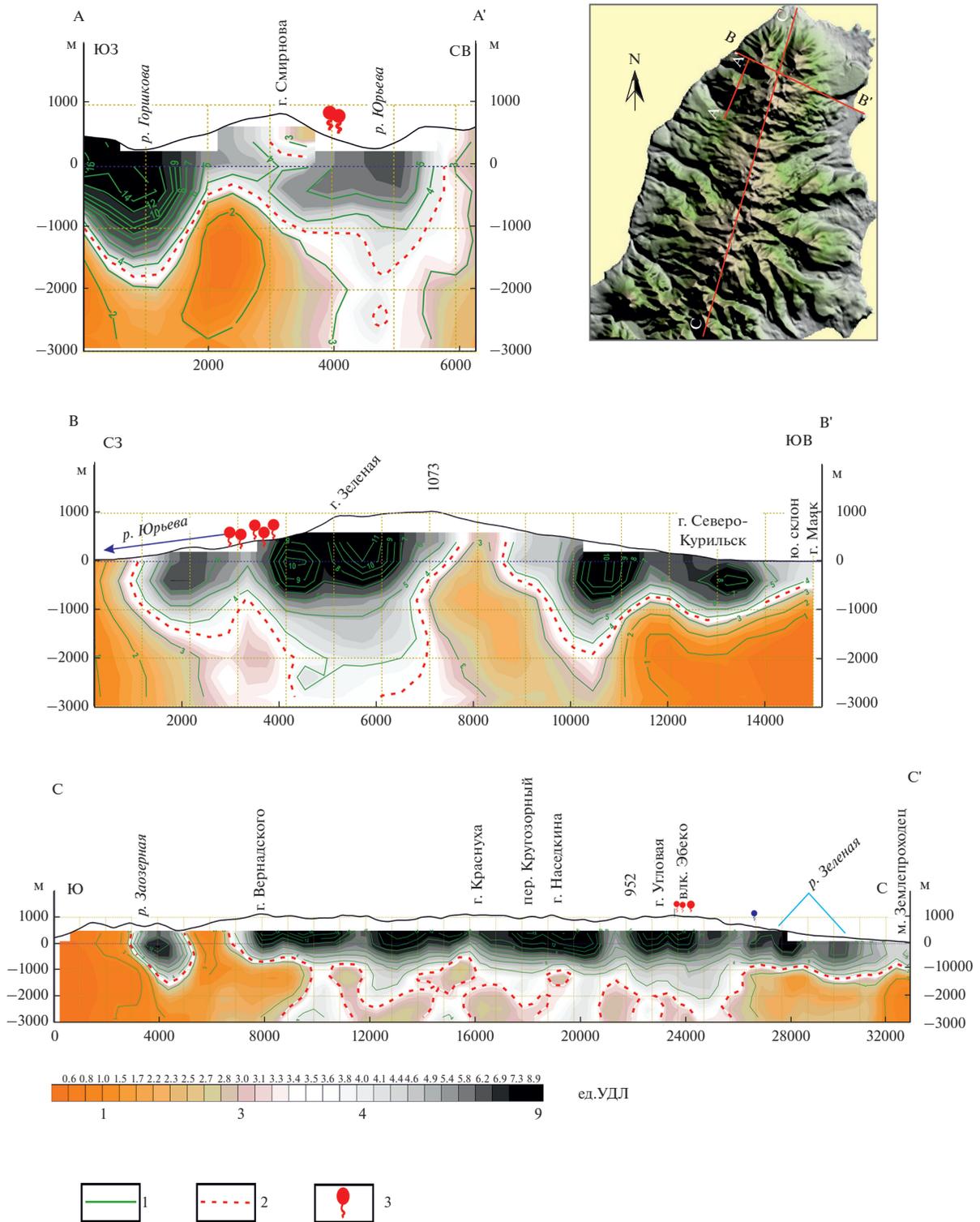


Рис. 3. Вертикальные разрезы 3D модели тектонической раздробленности северной части о. Парамушир по линиям А–А', В–В', С–С'.
 1 – изолинии удельных длин линейментов (УДЛ); 2 – изолиния УДЛ средней (фоновой) раздробленности в северной части острова; 3 – термальные источники.

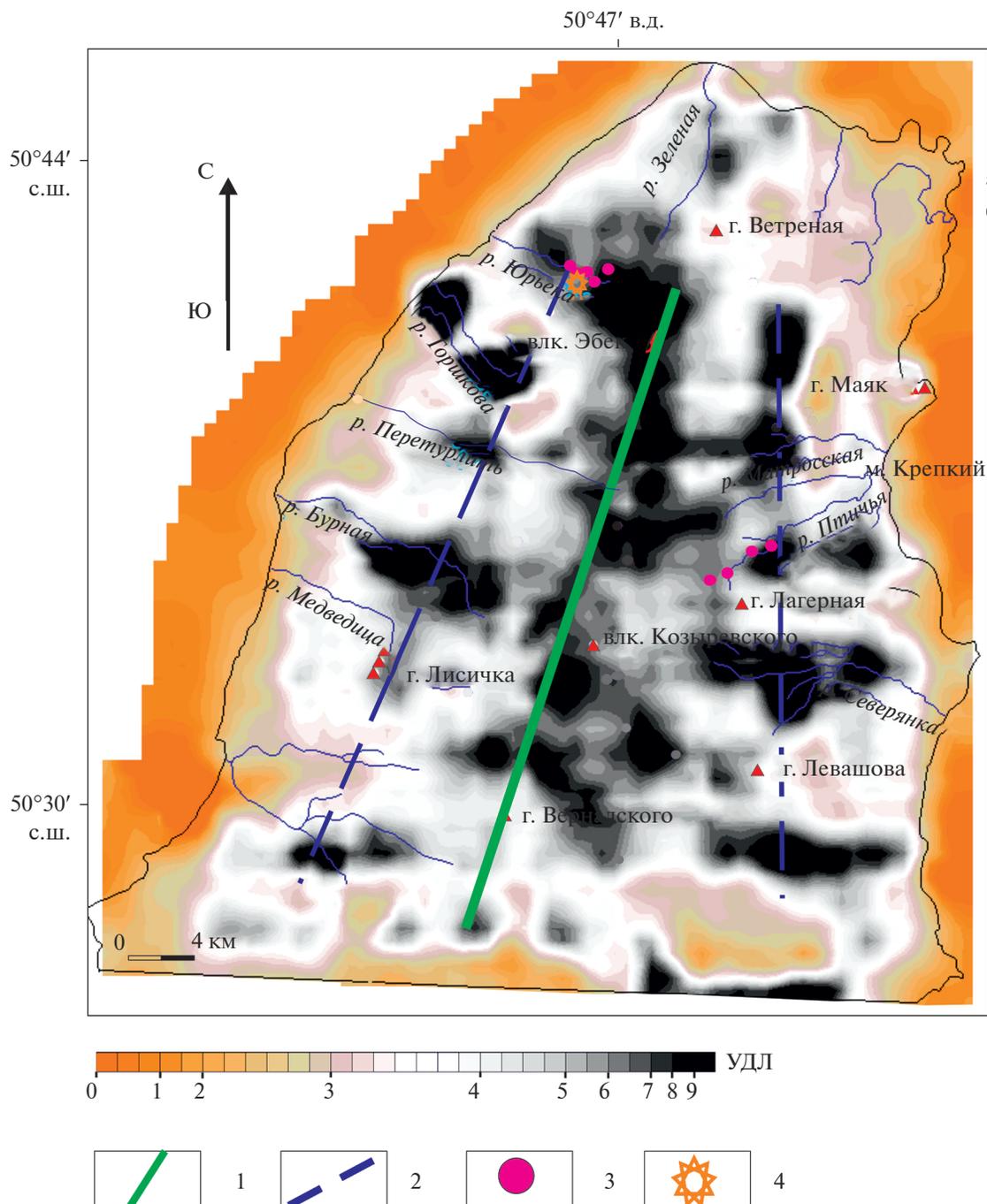


Рис. 4. Горизонтальный срез с 3D модели тектонической раздробленности блока пород для северной части о. Парамушир на глубине исследования 1,5 км ниже уровня моря.

1 – установленный разлом ССВ простирания; 2 – предполагаемые зоны субпараллельных разломов ССВ простирания; 3 – термальные источники; 4 – жерловая часть вулкана Влодавца. Цветом показано распределение УДЛ (км –1).

с низкой степенью деструкции, проявляющиеся на глубине, могут интерпретироваться как интрузивные тела [Таскин, 2016; Сидоров и др., 2016]. На вертикальных разрезах модели отчетливо видно, что области с низкой степенью деструкции горных пород сливаются между собой, образуя некое подобие вулканических подводящих каналов (см. рис. 3). В 1980-х гг. Сахалинская геофи-

зическая партия проводила работы в районе вулкана Эбеко¹. На основе гравиметрических, магнитометрических съемок, а также электроразведочных работ на СЗ склоне вулкана Эбеко было выделено

¹ Богданов А.И. Отчет о результатах геофизических работ по поискам термальных вод на Эбекской площади (о. Парамушир) в 1980 г. Южно-Сахалинск: СГФЭ, 1981. С. 10–38.

крупное магматическое тело на глубине около 2–2.5 км, имеющее диаметр 1.7 км, которое находится недалеко (до нескольких сотен метров) от жерловой части вулкана Влодавца [Бернштейн и др., 1966] (см. рис. 1, 3, В–В'). Похожая картина распределения субвулканических интрузивных тел отмечается на Алеутских островах. В работе [Koulakov et al., 2020] приведена модель земной коры для Аткинского вулканического комплекса (Алеутские о-ва, США), которая была получена на основе сейсмотомографических результатов. На представленной модели видно, что под действующими вулканами Коровин и Ключеф, в верхней коре обнаруживаются два изолированных магматических очага, начинающиеся с глубины 1.5 и 2 км [Koulakov et al., 2020]. Протяженная область аномально высокой плотности трещин проявляется на западном склоне хр. Вернадского и включает в себя верховья рек Горшкова, Ложкина и Перетурпите (см. рис. 4).

По данным [Федорченко, Шилов, 1966], в верховьях левого притока р. Горшкова располагается сильно разрушенный ледниково-эрозионными процессами сложный вулканический конус, представляющий собой три слившиеся между собой мелкие постройки, о чем свидетельствует расположение некков, кратерно-озерных отложений и ряд морфологических признаков. Сравнительно хорошо сохранившиеся юго-западные склоны этого сооружения образуют междуречье Ложкина и Горшкова. На горизонтальном срезе с трехмерной модели (см. рис. 4) [Хубаева и др., 2020] в интервале глубин 1500 м видна крупная область с очень низкой тектонической деструкцией. Таким образом, имеющиеся данные указывают на то, что в северном секторе о. Парамушир на глубине ~2.5 км располагаются магматические тела, которые обеспечивают теплом гидротермальные источники и осуществляют питание современных вулканов. Низкотемпературные HCl , S ($\text{pH} < 1$) газогидротермы вулкана Эбеко локализованы на Северо-Восточном и Южном фумарольных полях (рис. 5), кратерных озерах, источниках в верховьях руч. Лагерный [Бортникова и др., 2006]. Их отличительной чертой является переменчивость составов и локализаций выходов [Мархинин, Сидоров, 1966]. Так, в период наблюдений с 1963 по 1985 гг. изменение температур и вариаций содержания $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, CO_2/H_2 , S/C , F/Cl , S/Cl позволили выделить периоды активизации и подготовки к фреато-магматическому извержению 1967 г. [Menyalov et al., 1985] и 2010–2011 гг. [Котенко и др., 2012]. Термоминеральные Верхне-Юрьевские источники, в отличие от вулкана Эбеко, характеризуются высокотемпературными (~87°C), ультракислыми (pH 1–2) сульфатно-хлоридными водами [Kalacheva et al., 2016]. Наблюдения за геохимией вод источников показали, что в 2016–2017 гг. произошло утяжеление их

изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) с одновременным ростом концентрации Cl^- , SO_4 , что свидетельствовало о поступлении магматического вещества [Калачева, 2020]. Воды, вскрытые скважиной П-2 (см. рис. 1), пробуренной на восточном склоне хр. Вернадского, имеют более легкий изотопный состав, близкий к метеорным водам [Калачева, Таран, 2019].

В одной из последних работ [Хубаева и др., 2020] мы указывали на существование на восточном склоне хр. Вернадского скрытого разрывного нарушения, протянувшегося вдоль осевой части хребта в ССВ направлении. Такое разрывное нарушение может интерпретироваться как зона субпараллельных разломов осевой части хр. Вернадского. Гипотезу о сопутствующих активному действию разлома субпараллельных областей дробления обосновывалось в многочисленных работах [Шерман, 1977, 1983, 2009]. Вторая зона субпараллельных разломов, северная часть которой читается в рельефе [Хубаева и др., 2007], а южная, скрытая под многочисленными лавовыми потоками, расположена на западном склоне хр. Вернадского. Узлы с высокой тектонической деструкцией ярко выражены на горизонтальных срезах 3D модели тектонической раздробленности (см. рис. 4) [Хубаева и др., 2020].

В пользу существования разрывного нарушения на западном склоне хр. Вернадского свидетельствуют расположенные здесь древние разрушенные вулканические постройки, многочисленные субвулканические интрузивные тела (дайки, некки) и термальные источники. Жерловая часть вулкана Влодавца находится на пересечении разлома СЗ простирания, на котором расположены также действующие вулканы Алаид (о. Атласова) и Эбеко [Baranov et al., 2002] (см. рис. 1, разлом 2) и разрывного нарушения ССВ простирания (см. рис. 1, разлом 1). На разлом СЗ простирания (см. рис. 1, разлом 1) обращают особое внимание Ю.И. Блох с соавторами [Блох и др., 2006], которые считают его крупнейшей поперечной (к простиранию островной дуги) сквозной магмоконтролирующей проницаемой зоной. На всем протяжении этой зоны проявляются голоценовые шлаковые конусы, а также современные и новейшие проявления гидротермальной деятельности на вулканах Эбеко, Влодавца и Алаид и экструзий на вулкане Григорьева. На о. Парамушир этот разлом прорабатывается рекой Юрьева, которая берет начало на склонах современного вулкана Эбеко. Измеренные [Таран, Калачева, 2019] значения выноса хлоридов в устья рек Юрьева (85 т/день), Горшкова (4.8 т/день), Кузьминки (1.3 т/день), Наседкина (6.9 т/день), прорабатывающих разлом СЗ простирания (см. рис. 1, разлом 2), имеют очень высокие показатели по сравнению с другими реками хр. Вернад-

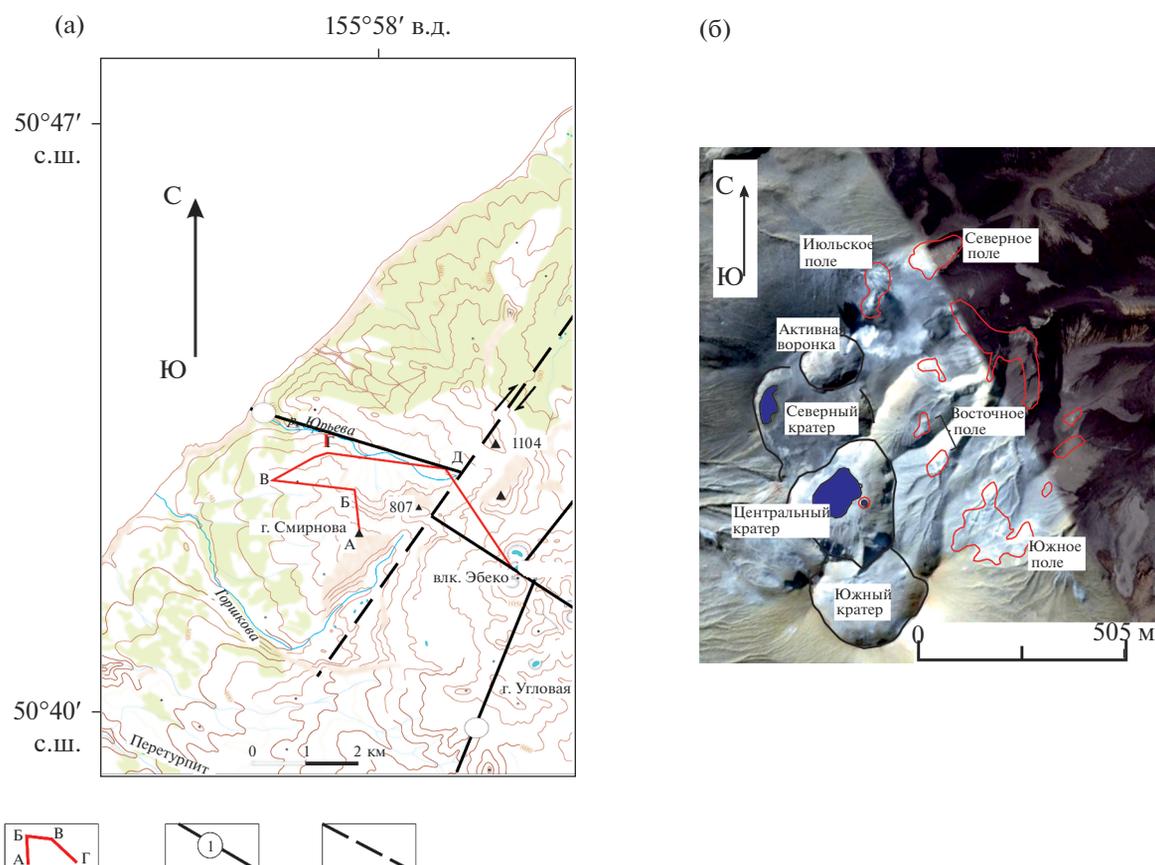


Рис. 5. Кратеры и фумарольные поля вулкана Эбеко.

а – 1 – геоморфологический профиль (см. рис. 6), 2 – разлом, 3 – предполагаемая зона субпараллельных разломов осевой части хр. Вернадского; б – кратеры и фумарольные поля вулкана Эбеко.

ского, что может указывать на генерирующую роль разлома СЗ простирания (см. рис. 1, разлом 2) в формировании гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева. Важно отметить возможную временную приуроченность некоторых извержений вулканов, находящихся на единой разломной зоне [Федорченко и др., 1989], например, одновременные сильные извержения вулканов Алаид и Эбеко в 1793, 1934 гг. [Бергаль-Кувикас, 2012].

Таким образом, вновь поднимается существующий с 1950-х гг. вопрос о происхождении Верхне-Юрьевских источников. Существует две модели их происхождения.

Первая модель опирается на данные химических анализов воды и геологические данные и указывает на генетическую связь Верхне-Юрьевских источников с постройкой древнего вулкана Влодавца [Иванов, 1957; Воронова, Сидоров, 1966; Мархинин, Стратула, 1977; Родионова и др., 1966 и др.].

Вторая основана на данных химических анализов воды и газов и свидетельствует о том, что Верхне-Юрьевские термальные источники формируются

мируются в прикратерной зоне вулкана Эбеко и выходят на поверхность в виде безнапорных источников в верховьях р. Юрьева [Фазлуллин, 1999; Калачева, 2011; Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016; Калачева, Таран, 2019 и др.].

Основной модели, свидетельствующей в пользу формирования Верхне-Юрьевских источников в прикратерной зоне вулкана Эбеко, является работа [Калачева, 2011], где высказывается предположение о том, что озера вулкана Эбеко, существовавшие в кратерах вулкана в разное время, в период извержения уходят под землю, где существует “подвешенный” водоносный горизонт, расположенный в привершинной части вулкана, и где происходит формирование ультракислых рассолов. В пользу этой модели авторы приводят опубликованные материалы [Новейший ..., 2005] о том, что после извержения 1965 г. исчезло 180000 м³ воды из оз. Горячее (Средний кратер вулкана Эбеко), а также ссылаются на геофизические исследования, в результате которых на Северо-Восточном фумарольном поле на глубине до 40 м была подсечена область высокоминерализованных вод.

Ссылаясь на специфические климатические условия в привершинной части вулкана, делается предположение [Калачева, 2011], что на вулкане Эбеко происходит ограниченный сток из подземного “озера” в СЗ направлении, который разгружается на поверхности в виде Верхне-Юрьевских источников [Калачева, 2011]. Также в 2011 г. группой исследователей [Бортникова и др., 2013] были выполнены профили электротомографии на Июльском поле вулкана Эбеко. Длина каждого профиля составляла 235 м. По результатам работ была выделена аномалия низкого сопротивления (0.1–1 Ом м), которая расположена на стороне кратера напротив Активной воронки.

Подтверждением такого предположения является работа [Скрипко и др., 1968], в которой подробно описывается колебание уровня воды в Горячем озере в 1966 г. Озеро наполнялось за счет таяния снега и атмосферных осадков. В этот период происходило постоянное колебание (в пределах 1 м) уровня воды в озере. Примечательным оказался период с 29 сентября по 12 октября, когда в результате сильных осадков водосборные бассейны Среднего и Северного кратеров (см. рис. 5б) пополнились более чем на 6000 т воды, что должно было повысить уровень воды в озере на 0.9 и 0.25 м, но уровень озера в этот период постоянно убывал, а основные пути подземного стока из озера находились в его западной части. В 1966 г. подземный сток из Горячего озера был таким же, как и до фреатического извержения 8 августа 1965 г., о чем свидетельствует уровень воды в оз. Горячее, который был постоянным с 1959 по 1965 гг. [Скрипко и др., 1968].

Тем не менее, доводы в пользу версии о формировании Верхне-Юрьевских источников в прикратерной зоне вулкана Эбеко не кажутся убедительными, так как активность вулкана Эбеко характеризуется частыми фреатическими извержениями, после которых расход Верхне-Юрьевских источников не уменьшается, что должно происходить при условии, что Верхне-Юрьевские источники формируются в прикратерной зоне вулкана Эбеко. Подобный процесс объясняется механизмом гидротермально-магматических взрывов и достаточно подробно рассмотрен в работах многих авторов [Дрознин, 1980; Lorenz, 2003; Buttinelli et al., 2011], а модель гидротермально-магматических взрывов на примере вулканов Камчатки и Курильских островов подробно описывается в работе [Belousova, Velousova, 2016].

В этом случае возникает вопрос об идентичности химического состава Верхне-Юрьевских источников и ручья, дренирующего Июльское поле, образовавшееся на внешнем северо-восточном склоне Активной воронки в период активизации вулкана Эбеко в 2005 г. [Калачева, 2011]. Сходство

сравниваемых водопроявлений просматривается в принадлежности одному гидрохимическому типу вод, в полной идентичности количественных характеристик микрокомпонентного состава, а также в соотношении редких щелочных элементов и профиле распределения редкоземельных элементов (рис. 6) [Калачева, 2011].

Подробный анализ и развернутые данные химических составов термальных вод Верхне-Юрьевских источников и кратерных вод вулкана Эбеко приведены также в работе [Иванов, 1957]. Однако здесь автор приходит к выводу о том, что каньон р. Юрьева создает благоприятные условия для образования крупного очага разгрузки высокотемпературных терм, циркулирующих на глубине по периферии вулкана Эбеко.

Эта точка зрения была опровергнута [Калачева, Котенко, 2013], поскольку Верхне-Юрьевские источники являются безнапорными, характеризующиеся низкой газонасыщенностью и могут разгружаться только при наличии гидравлического канала, связывающего область формирования и область разгрузки термальных вод.

Однако перепад высот между кратером вулкана и областью разгрузки источников составляет от 600 до 800 м. При таком перепаде высот источники должны быть напорными. Кроме того, серия термальных источников р. Юрьева расположена в ручье, берущем начало на склонах г. Зеленой, на вершине которой в 1970-х гг. отмечалась фумарольная деятельность [Зеленов, 1972]. В 1960-х гг. исследователи отмечали слабую фумарольную деятельность с небольшим количеством HCl в составе газа [Воронова, Сидоров, 1966] в прижерловой части вулкана Влодавца (долина р. Юрьева), что свидетельствует о восходящем тепловом потоке на этих участках.

В 2007 г. была опубликована карта разрывных нарушений, выявленных на основе геоморфологических методов [Хубаева и др., 2007]. На карте видно, что разрывное нарушение СЗ простирания, на котором расположены вулканы Эбеко и Влодавца, смещается разрывным нарушением ССВ простирания (см. рис. 1, 5а). При такой системе разрывных нарушений термальные воды, дренирующиеся со склонов вулкана Эбеко, должны выходить на поверхность в верховьях р. Горшкова в районе смещения разрывного нарушения СЗ простирания (см. рис. 1, 5а).

В 2013 г. [Калачева, Котенко, 2013] проводился сравнительный анализ химического состава и температурного режима Верхне-Юрьевских источников за период 2005–2010 гг. с результатами ранее проведенных исследований, где авторы указывают на то, что физико-химические показатели вод и их химический состав постоянны на протяжении всего периода наблюдений. Значительные изменения были выявлены только для

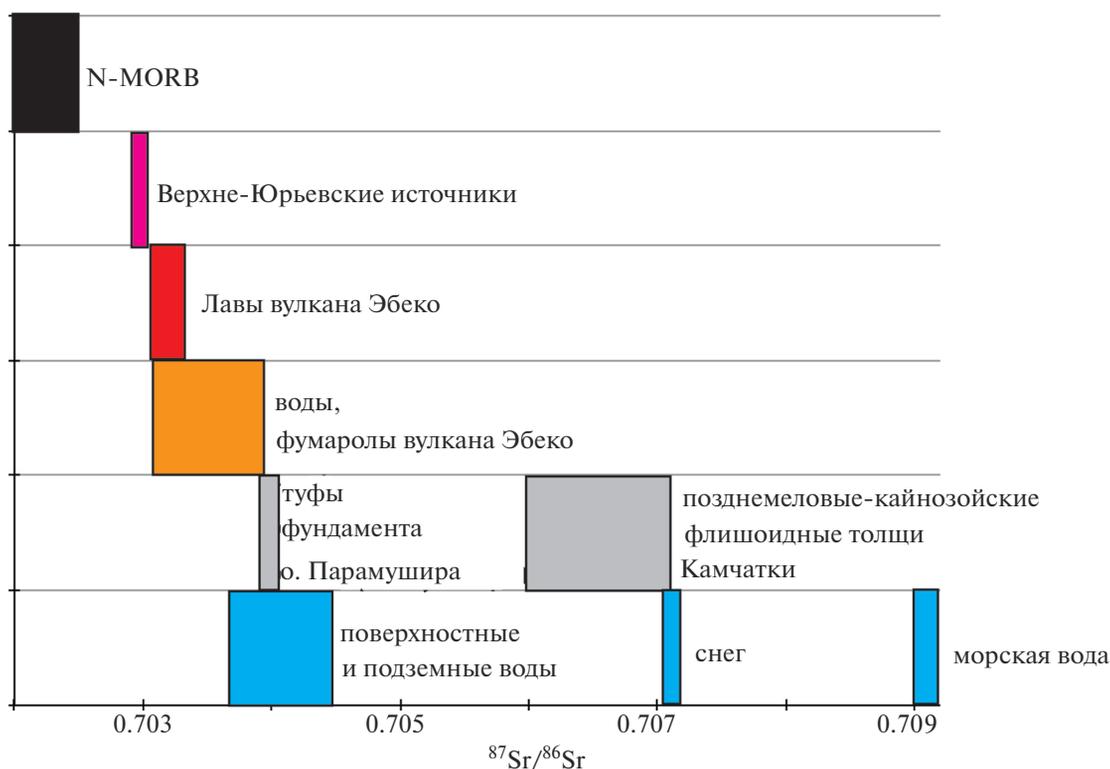


Рис. 6. Сравнение соотношений изотопов стронция в Верхне-Юрьевских источниках, фумаролах, водах и лавах вулкана Эбеко, породах фундамента о. Парамушир, метеорных и морских водах.

График построен на основе данных работы [Kalacheva et al., 2016]; по составам Верхне-Юрьевских источников, фумарол и лав вулкана Эбеко [Мартынов и др., 2010]; туфов фундамента, поверхностных и метеорных вод, снега [Дриль и др., 2005]; морской воды по данным [Кузнецов и др., 2012]; составов флишоидных толщ Камчатки [Коваленко и др., 2010]. N-MORB – нормализованный состав Срединно-Океанического хребта [Sun, McDonough, 1989]. Значения вертикальной шкалы являются условными, смысловой нагрузки не несут.

“Источника № 1”, опробованного рядом исследователей в различные годы [Калачева, Котенко, 2013]. Также авторам не удалось выявить зависимости в изменении концентраций отдельных компонентов от активности вулкана Эбеко [Калачева, Котенко, 2013; Жарков, 2020]. Вместе с тем данные по химическому составу с 1955 по 2014 гг. указывают на снижение концентраций хлоридов и сульфатов в Юрьевских источниках с течением времени [Kalacheva et al., 2016], чего не отмечается на вулкане Эбеко.

В работе [Kalacheva et al., 2016] Верхне-Юрьевские источники рассматриваются как второе термальное поле вулкана Эбеко, приводятся данные основных и трековых элементов воды, изотопных составов Юрьевских источников и озер вулкана Эбеко, а также набор данных по изотопным составам серы и кислорода растворенного сульфата и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Юрьевских источников, где делается вывод о том, что кислый водоносный горизонт, питающий Юрьевские источники и фумарольные поля Эбеко, представляют собой единую вулcano-гидротермальную систему. К такому выводу авторы приходят, основываясь на пони-

женных значениях δD , $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод, Верхне-Юрьевских источников, скв. П-2 и некоторых источников вулкана Эбеко, а также ссылаясь на работы [Giggenbach, 1974], который считает, что увеличение Mg в “кислой” воде предшествует извержению вулканов и является реакцией на внедрение новой магмы в кислые водоносные горизонты. На основе данных с 1955 по 2015 гг. были построены диаграммы для хлора, сульфата и SO_4/Cl в термальных водах Юрьевских источников и Эбеко [Kalacheva et al., 2016]. Результаты проведенных работ показали, что единственное статистически значимое увеличение относительной концентрации Mg в течение цикла извержений с 2005 по 2011 гг. произошло в 2010 г. Подтверждением предположения о едином водоносном горизонте вулкана Эбеко и Юрьевских источников служат также увеличения SO_2 , CO_2 , H_2 в период активизации вулкана Эбеко (октябрь 2015–сентябрь 2016 гг.) [Калачева, Таран, 2019]. В качестве доказательства такого предположения приводится тройная диаграмма катионов вод озер Эбеко и Юрьевских источников [Kalacheva et al., 2016], которая демонстрирует заметные различия

между этими двумя термальными проявлениями. Воды Юрьевских источников отличаются по концентрации Са от вод вулкана Эбеко, что объясняется осаждением и растворением ангидрита [Kalacheva et al., 2016].

Однако не принимаются во внимание данные буровых скважин (П-1, П-2), пробуренных на восточном склоне вулкана Эбеко, которые указывают на присутствие мощного латерального горизонта бикарбонатных терм². После окончания бурения скв. П-2 начал выпадать СаСО₃, и скважина быстро заросла. Возникает вопрос: почему на восточном склоне вулкана Эбеко не наблюдается столь же активный процесс осаждения и растворения ангидрита, как на западном склоне?

В работе [Kalacheva et al., 2016] была представлена модель Эбеко-Юрьевской вулcano-гидротермальной системы, где высокие концентрации HCl в низкотемпературных фумаролах и относительно низкие концентрации H₂ и СО в вулканических газах обусловлены наличием водоносного горизонта кипения под вершиной Эбеко. Водоносный горизонт находится в стационарном режиме, уравнивается потоком магматического флюида и метеорных вод с поверхности, выносом фумарольных паров и дренажом Юрьевских источников. Кислые воды находятся на большой глубине, а температура фумарол вулкана Эбеко контролируется двухфазной пароводяной смесью выше водоносного горизонта.

Температура в системе выше, чем температура кипения чистой воды на высоте фумарольных полей вследствие высокой концентрации растворенных веществ [Kalacheva et al., 2016]. Механизм, вызывающий фреатические извержения на Эбеко, заключается в том, что горячие газы поднимаются внезапно при разрушении изолятора. Когда давление горячих газов падает и трещины снова заполняются двухфазными кипящими гидротермами, температура фумарол повторно становится стационарной [Kalacheva et al., 2016].

Однако при условии работы механизма самоизоляции мощность фумарол должна понижаться перед тем, как произойдет фреатическое извержение, в то время как в работах [Котенко и др., 2010; Меняйлов и др., 1988] показано, что фумаролы, наоборот, увеличивают свою разгрузку и температура перед извержением повышается. В газах вулкана Эбеко присутствуют детонационные газы, такие как H₂, CH₄, СО и др. Поскольку в период стадии двухфазного потока происходит

понижение уровня термальных вод и обрушение стенок канала, то на глубину до 2 км подсасывается воздух с кислородом [Belousov, Belousova, 2016]. Если в смеси газов присутствует хотя бы 5% водорода, то возможен взрыв, в результате которого происходит сильное дробление, чего при разрушении во время двухфазного потока не наблюдается [Rychagov et al., 2009; Belousov, Belousova, 2016].

Важно отметить, что постройки вулканов Эбеко и Влодавца расположены на одном разломе СЗ простираения (см. рис. 1). Как уже отмечалось, геофизические наблюдения¹ [Бернштейн, 1966] указывают на существование на глубине ~2.5 км под вулканами крупных магматических тел, которые находят отражение и на 3D модели тектонической раздробленности (см. рис. 3). Обращает на себя внимание и наличие трех побочных конусов вулкана Влодавца в левом борту р. Юрьева. На вертикальных срезах с трехмерной модели тектонической раздробленности видно, что каналы, питающие побочные конусы, также сливаются на глубине от 1 до 1.5 км (см. рис. 3).

В 2007 г. были проведены исследования, которые показали, что значениям осей напряжений в очагах землетрясений для района о. Парамушир наилучшим образом соответствует общее поле напряжений с осью растяжения погружающейся по азимуту 205±30 и осью сжатия, ориентированной по азимуту 116±0, чему не противоречит диагональная система сдвигов [Хубаева и др., 2007]. Таким образом, по разлому СЗ простираения может поступать магматический материал, обеспечивающий питание вулкану Эбеко и вместе с тем поддерживающий гидротермальную активность в районе р. Юрьева, на что указывают также распределение зон высокой тектонической деструкции на 3D модели тектонической раздробленности блока пород (см. рис. 3, 4).

Для проверки гипотезы о влиянии разлома СЗ направления на проявления гидротермально-магматической активности вулкана Эбеко и Верхне-Юрьевских источников были использованы изотопные отношения стронция в фумаролах, водах, лавах вулкана Эбеко, породах фундамента, метеорных водах, снеге и морской воде (см. рис. 6). Полученные данные демонстрируют, что наиболее легкие разности характерны для Верхне-Юрьевских источников и, напротив, фумаролы и воды Эбеко имеют наиболее тяжелые отношения изотопов стронция. Соответственно, идея стока приповерхностных вод вулкана Эбеко к Верхне-Юрьевским источникам маловероятна, так как высокотемпературные, ультра-кислые воды Верхне-Юрьевских источников близки к ювенильным магматическим флюидам, в отличие от низкотемпературных газогидротерм вулкана Эбеко. Соотношения δD и δ¹⁸O в водах и фумаролах

² Отчет о научно-исследовательской работе по теме: "Мониторинг сейсмичности вулканов, цунами, экзогенных процессов (оползни, обвалы, сели), геотермальных систем и детальное сейсмическое районирование в зонах промышленного и сельскохозяйственного освоения Курильских островов, оценка опасных последствий". Петропавловск-Камчатский, 2001. 140 с.

вулкана Эбеко явно демонстрируют смешение магматических паров и метеорных вод [Калачева, Таран, 2019]. Сравнение, проведенное с привлечением составов пород фундамента о. Парамушир, флишеидных толщ Камчатки и морской воды, объясняет сравнительно тяжелые отношения изотопов стронция в фумаролах и водах вулкана Эбеко (см. рис. 6). Примесь морской воды в гидротермально-магматической системе вулкана Эбеко обсуждалась и ранее [Дриль и др., 2005; Kalacheva et al., 2016], равно как и разбавление атмосферными водами [Shevko et al., 2018]. На основе частотного зондирования, электротомографии и температурной съемки Северо-Восточного фумарольного поля вулкана Эбеко было показано, что простое выщелачивание элементов из пород вулканической постройки, как предполагалось некоторыми исследователями [Kalacheva et al., 2016], не может объяснить весь спектр геохимических вариаций [Панин и др., 2015]. Авторами было высказано предположение, что приповерхностное пространство характеризуется наличием фазовых барьеров (газ–раствор), которые определяют разделение флюида не только по физическим параметрам, но и по химическому составу.

МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЭБЕКО–ЮРЬЕВА

Изучив работы, посвященные теме нашего исследования, мы пришли к заключению, что две существующие версии происхождения Верхне-Юрьевских источников не являются взаимоисключающими.

К сожалению, комплексные работы, в которых в той или иной степени поднимался вопрос происхождения Верхне-Юрьевских источников [Воронова, Сидоров, 1966; Родионова и др., 1966; Бернштейн и др., 1966; Никитина, 1978; Мархинин, Стратула, 1977] закончились в начале 1980-х гг. В более поздних работах [Калачева, 2011; Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016; Taran, Kalacheva, 2019] для объяснения происхождения Верхне-Юрьевских источников использовались в основном данные геохимических анализов воды и фумарольных газов. Однако такой подход может привести к неправильному пониманию истинной картины происходящего. Стараясь найти максимально объективный подход к поставленной задаче, авторы использовали многие исследования предшественников и современников из разных областей знаний, работавших на данном объекте. Созданная авторами база данных на основе геоинформационной системы (ГИС) технологий, а также построенная трехмерная модель тектонической раздробленности блока пород, позволила получить новый материал о глубинной составляющей всего северного сектора о. Пара-

мушир, определить зоны высокой плотности трещин до глубины 3 км, которые нередко служат каналами миграции магматических расплавов в верхней части земной коры. Полученные данные могут служить основой, позволяющей объединять и визуализировать практически любые работы исследователей в области наук о Земле, ведущиеся в районе северной части острова.

Таким образом, дополнив данные предшественников результатами собственных исследований, мы предлагаем новую модель образования Верхне-Юрьевских источников. Для иллюстрации модели глубинного строения гидротермальной системы в районе вулкана Эбеко и р. Юрьева приведено ее схематическое изображение (рис. 7).

По линии А–Б–В–Г–Д–Е (г. Смирнова – неск в левом борту р. Юрьева – высота 632 (побочный конус вулкана Влодавца) – неск в верховьях р. Юрьева – вулкан Эбеко) построен геоморфологический профиль, на который вынесены разгружающиеся термальные источники, фумаролы, разрывные нарушения, зоны циркуляции метеорных и глубинных вод, водоносный комплекс, зона латерального стока, магматические источники тепла, брекчированные зоны. Основой для построения этой схемы послужили данные по строению вулканов Влодавца и Эбеко, гравимагнитный профиль через о. Парамушир в субширотном направлении [Бернштейн, 1966], гравимагнитные исследования в районе вулкана Эбеко¹, 3D модель тектонической раздробленности блока пород для северного сектора о. Парамушир [Хубаева и др., 2020], карты разрывных нарушений северного сектора о. Парамушир [Хубаева и др., 2007], а также данные предшественников [Воронова, Сидоров, 1966; Родионова и др., 1966; Мархинин, Стратула, 1977; Фазлуллин, 1999; Ruchagov et al., 2009; Калачева, 2011; Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016 г.; Калачева, Таран, 2019 и др.].

Гидротермально-магматическая система Эбеко–Юрьева расположена на поднятом блоке, ограниченном с юга разломом широтного простиранья³, и представляет собой типичную островодужную гидротермально-магматическую систему, где главными ландшафтными конструкциями являются андезитовые стратовулканы [Рычагов, 2002; Henley, Ellis, 1983].

Гидротермально-магматическая система Эбеко–Юрьева имеет непосредственную связь с разломом СЗ простиранья (см. рис. 1, разломы 1, 2). На поверхности в зонах пересечения этого разлома с разломами и разрывными нарушениями ССВ простиранья расположена жерловая часть

³ *Леонов В.Л.* Оценка перспективности г. Северо-Курильская на термальные воды. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 1990. 33 с.

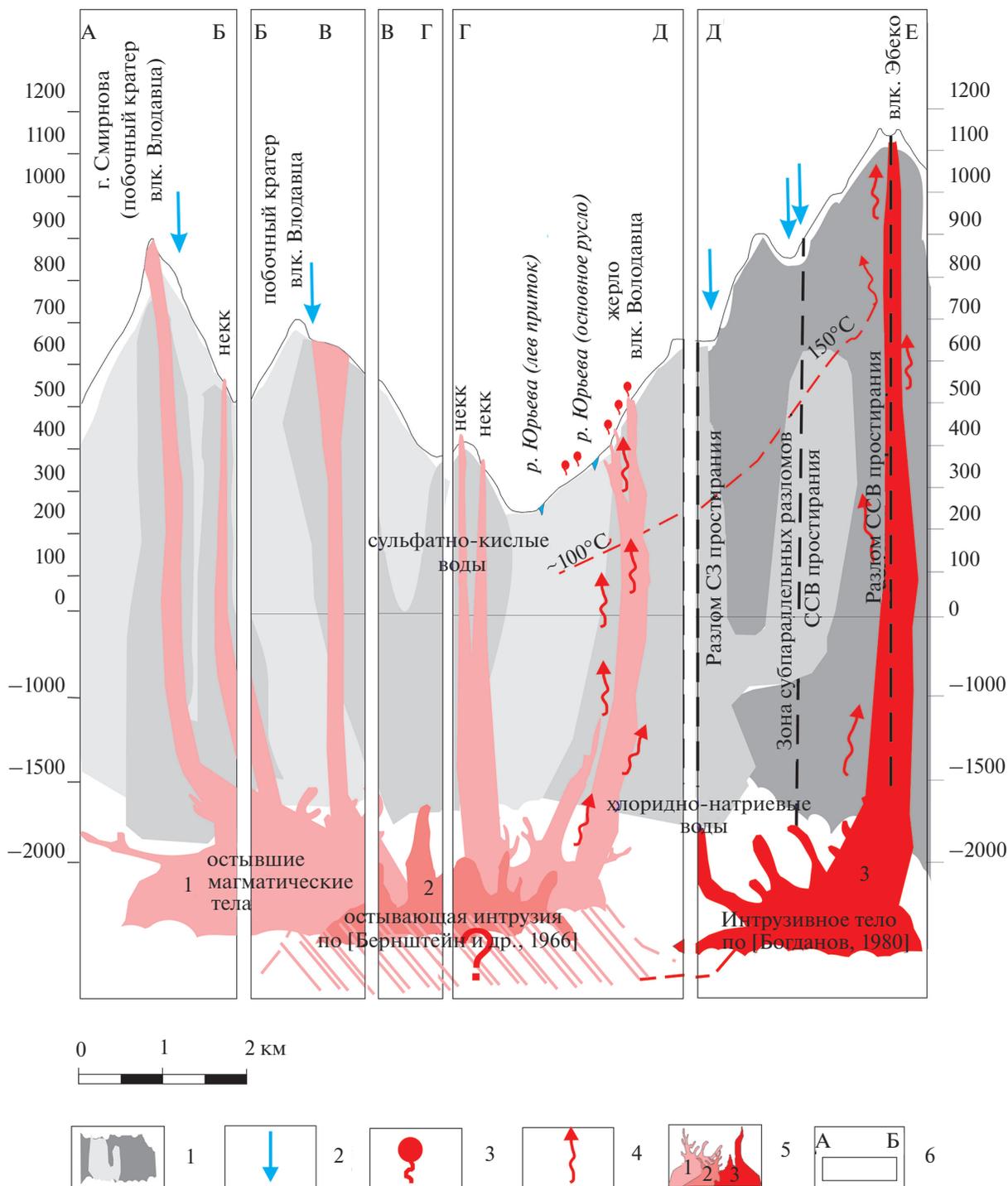


Рис. 7. Схематическое изображение модели гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева. 1 – зоны с аномально высокой деструкцией горных пород (от темного к светлому степень трещиноватости уменьшается); 2 – области питания гидротермальных систем метеорными водами; 3 – термальные источники; 4 – восходящие потоки паро-гидротерм; 5 – разновременные внедрения магматических тел (1 – остывшие магматические тела, 2 – остывающие магматические тела, 3 – магматический объем под активным вулканом Эбеко); 6 – участки геоморфологического профиля.

древнего вулкана Влодавца, Верхне-Юрьевские источники, а также активный вулкан Эбеко (см. рис. 1, разломы 2, 3). На глубине от 1.5 до 2.5 км в этих же областях наблюдаются крупные субвулканические интрузивные тела [Бернштейн, 1966]. Магматические расплавы поднимаются к поверхности от единой глубинной системы питания по ослабленной зоне разлома СЗ простирания (см. рис. 1, разлом 2), периодически выходят на поверхность в районе пересечения этого разлома с разломом осевой части хр. Вернадского ССВ направления (вулкан Эбеко). В зонах пересечения разлома СЗ простирания с зонами субпараллельных разломов ССВ простирания (см. рис. 1, разломы 3, 4) на западном и восточном склонах хр. Вернадского [Хубаева и др., 2020], магма не всегда достигает поверхности, образуя субвулканические интрузивные тела (силлы, дайки). Таким образом, в недрах гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева существуют различные по времени внедрения субвулканические интрузивные тела, служащие источниками ее теплового питания. По активному разлому СЗ простирания [Хубаева и др., 2007] происходит периодическое поступление магматического материала, чем объясняется гидротермальная деятельность в вершинной части вулкана Эбеко и в верховьях р. Юрьева. Верхне-Юрьевские источники формируются в прижерловой части вулкана Влодавца под воздействием высокотемпературных газовых выделений, поступающих от периодически внедряющихся по разломам интрузивных тел. Этим объясняются похожие химические составы термальных вод в кратерных озерах и котлах вулкана Эбеко, а также Верхне-Юрьевских источниках, постоянный дебит Верхне-Юрьевских источников, который остается неизменным в периоды фреатических извержений вулкана Эбеко, а также снижение концентрации хлоридов и сульфатов в Верхне-Юрьевских источниках с течением времени. При этом не исключено, что существует также латеральный сток с вершины вулкана Эбеко в сторону Верхне-Юрьевских источников, который не является определяющим в их формировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе комплексного анализа геологического строения, изотопно-геохимических и геофизических данных, воксельного (3D) моделирования предложена модель питания гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева.

Низкие отношения изотопов стронция Верхне-Юрьевских источников относительно лав и гидротермальных вод вулкана Эбеко, ультракислый состав вод, фумарольная деятельность в прижерловой части вулкана Влодавца и на г. Зеленой в 1960–1970 гг., наличие крупных интрузив-

ных тел на глубинах 1.5–2 км в исследуемом районе, указывают на доминирующее питание Верхне-Юрьевских источников высокотемпературными газовыми выделениями, поступающими от периодически внедряющихся субвулканических интрузивных тел в зоне пересечения разломов СЗ и ССВ простирания.

В недрах гидротермально-магматической системы Эбеко–Юрьева различные по времени внедрения субвулканические интрузивные тела служат источниками ее теплового питания, где доминирующая роль разлома СЗ простирания связывает активность вулкана Эбеко и Верхне-Юрьевские источники.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-17-000490.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Курильских островов / Под ред. В.М. Котлякова, П.Я. Бакланова, Н.Н. Комедчикова и др. М.; Владивосток: Изд-во “ДИК”, 2009. 515 с.
- Басилян А.Э.* Астарты плиоцена о-ва Парамушир // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1989. № 58. С. 145–151.
- Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М.* Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
- Бергаль-Кувикас О.В.* Особенности пространственного проявления вулканизма Парамуширской группы, Курильская островная дуга // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 194–207.
- Бернштейн В.А., Сивожелезов С.С., Федорченко В.И., Шилов В.Н.* Геофизические наблюдения на некоторых вулканах хребта Вернадского // Труды СахКНИИ. Вып. 16 / Под ред. С.И. Набоко. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1966. С. 44–65.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.
- Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П. и др.* Газо-гидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / Под ред. О.Л. Гласькова, А.К. Манштейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.
- Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Трофимова Л.Б. и др.* Гидрогеохимия газогидротермальных источников вулкана Эбеко (о-в Парамушир) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 39–51.
- Воронова Л.Г., Сидоров С.С.* Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов // Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания 3–17 сентября 1964 г.:

- “Современный вулканизм”. Т. 1. М.: Наука, 1966. С. 146–153.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Дриль С.И., Мартынов Ю.А., Рычагов С.Н. и др.* Происхождение четвертичных вулканитов и геохимия гидротермально измененных пород хребта Вернадского (о-в Парамушир) // *Материалы Международного полевого Курило-Камчатского семинара 16 июля–6 августа 2005 г.: “Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного и древнего вулканизма”*. Петропавловск-Камчатский: Изд-во “ОТТИСК”, 2005. С. 247–256.
- Дрознин В.Л.* Физическая модель вулканического процесса. М.: Наука, 1980. 92 с.
- Жарков Р.В.* Термопроявления вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские о-ва) и их рекреационно-туристский потенциал // *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4. № 4. С. 514–525.
- Зеленов К.К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
- Иванов В.В.* Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир // *Геохимия*. 1957. № 1. С. 63–77.
- Калачева Е.Г.* Условия формирования Верхне-Юрьевских термальных вод (о. Парамушир) // *Тезисы материалов конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 30 марта–1 апреля 2011 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 126–128.
- Калачева Е.Г.* Геохимический мониторинг Верхне-Юрьевских термальных источников (1955–2019 гг.) и их связь с вулканом Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова) // *Материалы конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 171–174.
- Калачева Е.Г., Котенко Т.А.* Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2013. № 2. Вып. 22. С. 55–68.
- Калачева Е.Г., Таран Ю.А.* Процессы, контролируемые изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$) термальных вод Курильской островной дуги // *Вулканология и сейсмология*. 2019. № 4. С. 3–17.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др.* Состояние вулкана Эбеко в 2009 г. (о. Парамушир, Курильские о-ва) // *Материалы конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2010 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 143–149.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др.* Извержение вулкана Эбеко в январе–июне 2009 г. (о. Парамушир, Курильские острова) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2010. № 1. Вып. 15. С. 56–68.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др.* Эруптивная активность вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2010–2011 гг. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2012. № 1. Вып. 19. С. 160–167.
- Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Цуканов Н.В.* Изотопные и геохимические характеристики позднемиоценовых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Корякии // *Тихоокеанская геология*. 2010. Т. 29. № 1. С. 3–14.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
- Мархинин Е.К., Сидоров С.С.* Систематическое описание гидротермальных проявлений вулканов Эбеко и Влодавца по состоянию на 1959–1960 гг. // *Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир)* / Под ред. С.И. Набоко. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1966. Вып. 16. С. 135–147.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // *Вулканология и сейсмология*. 1988. № 4. С. 21–36.
- Нечаев Ю.В.* Линеаменты и тектоническая раздробленность. Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
- Никитина Л.П.* Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Панин Г.Л., Гора М.П., Бортникова С.П., Шевко Е.П.* Подповерхностная структура Северо-Восточного фумарольного поля вулкана Эбеко (о. Парамушир) по данным геоэлектрических и геохимических исследований // *Тихоокеанская геология*. 2015. Т. 34. № 4. С. 67–78.
- Родионова Р.И., Сидоров С.С., Федорченко В.И., Шилов В.Н.* Геологическое строение и современная гидротермальная деятельность вулкана Влодавца. М.: Наука, 1966. С. 98–103.
- Рычагов С.Н.* Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // *Вулканология и сейсмология*. 2002. № 4. С. 3–21.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

- Сидоров М.Д., Таскин В.В., Вешняков Н.А.* Плотностные неоднородности в верхней коре Шанучского рудного района проблема выявления нескрытых никеленосных интрузий (срединный массив, Камчатка) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 104–115.
- Скрипко К.А., Филькова Е.М., Храмова Г.Г.* Режим кратерного озера вулкана Эбеко в 1966 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1968. № 44. С. 52–59.
- Таскин В.В.* Сопоставление модели тектонической раздробленности земной коры с результатами гравиметрических исследований // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. Спец. вып. № 31. С. 138–144.
- Таскин В.В., Сидоров М.Д.* Трехмерная модель тектонической раздробленности земной коры, созданная с использованием космической видеоинформации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 243–252.
- Фазлуллин С.М.* Геохимическая система р. Юрьева (Курильские о-ва): условия поступления и выноса химических элементов в бассейне реки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 36–45.
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
- Федорченко В.И., Шилов В.Н.* Рельеф хребта Вернадского и основные этапы его формирования // Труды СахКНИИ. 1966. Вып. 16. С. 3–28.
- Хубаева О.Р.* Тепловое питание гидротермально-магматических систем хр. Вернадского (о. Парамушир, Курильские о-ва) / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2020. 131 с.
- Хубаева О.Р., Бергаль-Кувикас О.В., Сидоров М.Д.* Идентификация разрывных нарушений северной части о. Парамушир (Курильские острова, Россия) и их взаимосвязь с гидротермально-магматическими системами: 3d моделирование тектонической раздробленности // Геотектоника. 2020. № 6. С. 77–90.
- Хубаева О.Р., Брянцева Г.В., Сим Л.А.* Новейшие деформации и гидротермальные поля северной части острова Парамушир // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 4. С. 20–23.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. М.: Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С.И.* Области динамического влияния разломов: результаты моделирования. Новосибирск: Наука, 1983. 111 с.
- Шерман С.И.* Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 302–317.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Baranov B., Wong H.K., Dozorova K. et al.* Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // Island Arc. 2002. V. 11. № 3. P. 206–219.
- Belousov V., Belousova I.* Heat transfer in hydrothermal-magmatic systems // 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 22–24, 2016. SGP-TR-209.
- Buttinelli M., Rita D.De, Cremisini C., Cimorelli C.* Deep explosive focal depths during maar forming magmatic-hydrothermal eruption: Baccano Crater, Central Italy // Bull. of Volcanol. 2011. № 73(7). P. 899–915.
- Giggenbach W.F.* The chemistry of crater lake, Mt. Ruapehu (New Zealand) during and after the 1971 active period // New Zealand J. Sci. 1974. V. 17. P. 33–45.
- Henley R.W., Ellis A.J.* Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth Sci. Rev. 1983. V. 19. P. 1–50.
- 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. and Geotherm. Res. 2016. № 310. P. 118–131.
- Koulakov I., Boychenko E., Smirnov S.Z.* Magma Chambers and Meteoric Fluid Flows Beneath the Atka Volcanic Complex (Aleutian Islands) Inferred from Local Earthquake Tomography // Geosciences. 2020. V. 10. № 6. P. 1–18.
- Lorenz V.* Maar–diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard rock or soft rock environments // Geolines. 2003. V. 15. P. 72–83.
- Menyailov I.A., Nikitina L.P., Shapar V.N.* Results of geochemical monitoring of the activity of Ebeko volcano (Kurile Islands) used for eruption prediction // J. Geodynam. 1985. V. 3. № 3/4. P. 259–274.
- Rychagov S.N., Khubaeva O.R., Padilla E.K. et al.* Products of maar-diatremes eruptions and mechanism of their formation in areas of acid volcanism in Kamchatka // 3rd International Maar Conference, Malargue, Argentina, April 14–17, 2009. Buenos Aires, Asociacion geologica Argentina, 2009. P. 103–107.
- Shevko E.P., Bortnikova S.B., Abrosimova N.A. et al.* Trace elements and minerals in fumarolic sulfur: the case of Ebeko Volcano, Kuriles // Geofluids. 2017. V. 2018. P. 1–16.
- Sidorov M.D., Taskin V.V.* The Study of the Permeability of the Upper Crust Part on the Photo Image of the Surface in the Area of the Nalychevo Field of Thermomineral Waters (Kamchatka) // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2018. P. 1–10.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. Special Publications. 1989. V. 42. № 1. C. 313–345.
- Taran Y., Kalacheva E.* Role of hydrothermal flux in the volatile budget of a subduction zone: Kuril arc, northwest Pacific // Geology. 2019. V. 47. № 1. P. 87–90.

The Problem of Formation and Feeding Yurieva Thermal Springs (Paramushir Isl., Kurile Islands)

O. R. Khubaeva^{1, *}, O. V. Bergal-Kuvikas¹, and M. D. Sidorov²

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Scientific Research Geotechnological Center, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Northeast Highway, 30, post office box 56, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002 Russia*

**e-mail: grifon03@yandex.ru*

Unique Yurieva springs are one of the most productive hydrothermal systems of chlorine flux in the World. Presented work has studied the influence of rupture zones and injections of magmatic materials. Results of voxel modelling (3D) of tectonic destructions on the northern sector of Paramushirisl. on Kuriles are presented. Based on the complex analysis of geological structure, isotopic, chemical and geophysical data created a model of feeding hydrothermal magmatic system of volcano Ebeko and Yurieva springs. From a single deep feeding system, the magmatic melts rise to the surface along the NW strike's weakened zone, come to the surface in the area of its intersection with the NNE fault, maintaining the activity of the Ebeko volcano. At the intersections of the NW strike with the subparallel zones of the NN strike, the magmatic material does not reach the surfaces and form subvolcanic intrusive bodies (sills, dikes) that provide heat supply to the hydrothermal system of Yurieva springs.

Keywords: tectonic fragmentation, hydrothermal-magmatic system, zones of subparallel faults, magmatic feeding system

УДК 551.21

МЕГАКРИСТЫ “ПУЗЫРЧАТОГО” КЕРСУТИТА В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИРИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В КИПЯЩЕМ РАСПЛАВЕ/ФЛЮИДЕ

© 2022 г. Е. В. Шарков^а, *, В. Ю. Прокофьев^а, А. В. Чистяков^а,
М. М. Богина^а, Т. А. Горностаева^б

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН),
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН),
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: esharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 30.08.2021 г.

После доработки 08.11.2021 г.

Принята к публикации 02.02.2022 г.

Изучены мегакристы “пузырчатого” керсутита в одном из местонахождений мантийных ксенолитов в базальтах плато Эль-Габ на северо-западе Сирии. Как и в большинстве подобных случаев, ксенолиты представлены двумя главными сериями: зелеными шпинелевыми перидотитами (преимущественно лерцолитами) и секущими их жилами пород “черной серии” (преимущественно керсутитовых горнблендитов и керсутитовых клинопироксенитов). Считается, что исходные расплавы/флюиды “черной серии” формировались в условиях декомпрессионного флюидозависимого плавления шпинелевых перидотитов матрицы мантийного плюма. Они возникли на последних стадиях существования, связанных с этими плюмами магматических систем. “Пузырчатые” мегакристы керсутита являются фрагментами пегматоидных разновидностей пород “черной серии”. Они представляют собой монокристаллы длиной до 10 см, которые содержат многочисленные крупные пустоты, частично заполненные вулканической пылью. Показано, что “пузырчатая” структура этих мегакристов объясняется их кристаллизацией в условия ретроградного кипения материнского расплава/флюида в головной части мантийного плюма при давлении 9–10 кбар. Сами овальные пустоты первоначально, по-видимому, представляли собой пузырьки высокоплотного углекислого газа, захваченные растущими кристаллами. Дегазация этих пузырьков, скорее всего, происходила в процессе извержения, и CO₂ частично сохранился только в некоторых микроскопических пузырьках. Также показано, что сам материнский расплав содержал мелкие взвешенные капли флюидонасыщенной высокожелезистой жидкости, возникшие, по-видимому, в результате ликвации до начала кипения расплава/флюида.

Ключевые слова: базальтовое плато Эль-Габ, мантийные ксенолиты, “черная серия”, мегакристы керсутита, овальные пустоты (“пузыри”) в керсутите, флюидозависимое плавление, ретроградное кипение, CO₂, рудно-силикатная ликвация

DOI: 10.31857/S020303062203004X

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наименее изученных областей магматической петрологии являются процессы в зонах генерации мантийных магм, которые происходят на глубинах, недоступных прямому наблюдению. Главными источниками информации об этих процессах являются сами магматические расплавы, содержащие мантийные ксенолиты из предполагаемых зон генерации магм. В этом плане наибольший интерес представляют мантийные ксенолиты в базальтах крупных изверженных

провинций (КИП, LIP), формирование которых связывается с подъемом мантийных плюмов [Ernst, 2014]. Эти ксенолиты, по-видимому, являются фрагментами верхних охлажденных краев головных частей мантийных плюмов над зонами их адиабатического плавления [Sharkov et al., 2017 и библиография]. По существу, эти ксенолиты, являясь единственными доступными прямою непосредственному изучению образцами вещества головных частей современных мантийных плюмов. Они несут важную информацию как об их вещественном составе и строении, так и о про-

текавших там физических и физико-химических процессах, сопровождавших формирование и развитие корневых зон магматических систем КИП, в частности, на территории Сирии. Целью нашей работы являлось установление механизма и *РТ*-условий формирования “пузырчатых” мегакристов в зонах генерации магматических систем, связанных с мантийными плюмами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Территория Сирии является частью позднекайнозойской Афро-Аравийской крупной изверженной провинции [Ernst, 2014], происхождение которой, согласно геофизическим данным, связано с подъемом мантийного плюма [Hansen et al., 2012]. Это классический район развития внутриплитных (т.е. связанных с мантийными плюмами) неоген-четвертичных базальтовых плато, широко распространенных во всем мире [Шарков, Богатиков, 1987]. Такие плато имеют однотипное строение и образованы многочисленными потоками щелочно-базальтовых, реже — толеитовых лав, а также цепочками шлаковых и пирокластических конусов на их поверхности [Поникаров и др., 1969; Шарков, 2000; Lustrino, Sharkov, 2006; Trifonov et al., 2011 и др.]. Вместе с тем, ряд исследователей полагает, что появление подобного магматизма на этой территории скорее связано с подъемом астеносферы [Ismail et al., 2008; Ma et al., 2011].

Изученные нами “пузырчатые” мегакристы керсутита были собраны одним из авторов в процессе совместных советско-сирийских исследований вулканического плато Эль-Габ (Al Ghab), в северо-западной Сирии в 1990-х гг. (рис. 1). Это позднеплиоцен-четвертичное плато площадью около 600 км² расположено в одноименной грабе-нообразной впадине в северной части системы трансформного разлома Мертвого моря [Девяткин и др., 1997; Ma et al., 2015; Al-Mishwat, Dawod, 2021]. Согласно сейсмическим данным, граница Мохо под плато Эль-Габ расположено на заметно меньшей глубине, чем под соседним уже закончившим свое развитие миоценовым Алеппским плато, где она установлена на глубине 28–31 км [Brew et al., 2001].

Вулканические породы здесь представлены лавовыми потоками преимущественно умеренно-щелочных Fe–Ti базальтов и базанитов при подчиненном количестве толеитов. Характерной особенностью плато является множество пирокластических и шлаковых конусов, нередко содержащих мантийные ксенолиты. Одним из таких конусов является пирокластический конус Tel Ghazal, расположенный в 10 км к ЮВВ от г. Джиср-эш-Шугур (Jisr ash-Shughur), где и были найдены изученные нами “пузырчатые” мегакристы.

Как и в большинстве подобных случаев [Ионов, 1988; McDonough, 2014 и др.], мантийные ксенолиты здесь представлены двумя сериями: “зеленой” и “черной”. Среди ксенолитов “зеленой серии”, образующих матрицу головы мантийного плюма, преобладают шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты. Породы “черной серии” представлены преимущественно жилами паргасит-керсутитовых горнблендитов и роговообманковых клинопироксенитов. Эти породы имеют неравномерно зернистое строение, и мегакристы керсутита, в том числе и “пузырчатые”, скорее всего, представляют собой фрагменты их грубозернистых (пегматоидных) разновидностей. Детальное описание петрографии мантийных ксенолитов из конуса Tel Ghazal приведено в работах [Ismail et al., 2008; Ma et al., 2015], и здесь мы на этом останавливаться не будем.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

“Пузырчатые” мегакристы керсутита не являются редкостью и встречаются наравне с практически гомогенными монокристаллами. И те, и другие, судя по рефлексам спайности, представляют собой оплавленные обломки крупных монокристаллов размером от 0.5 до 8–10 см и более (рис. 2). При этом оплавляются и края “пузырей”, свидетельствуя о том, что они образовались еще в мантии, до финального взрыва, вынесшего ксенолиты на поверхность.

Во время взрыва, который привел к образованию рассматриваемого пирокластического конуса, когда взламывались породы верхнего края кровли магматического очага, в том числе и изученные мегакристы, они подвергались деформациям с образованием мелких трещинок, заполненных вулканической пылью (рис. 3).

ПЕТРОГРАФИЯ

Как уже говорилось, “пузырчатые” мегакристы представляют собой монокристаллы плеохроирующего в коричневых тонах однородного керсутита (табл. 1). В шлифах не видно какой-либо отчетливой зональности, однако сканирование вдоль профиля показало наличие небольших несистематических неоднородностей в этих кристаллах (см. ниже).

Методика

Состав минералов определялся в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1 мкм. Время экспозиции на все измеряемые эле-

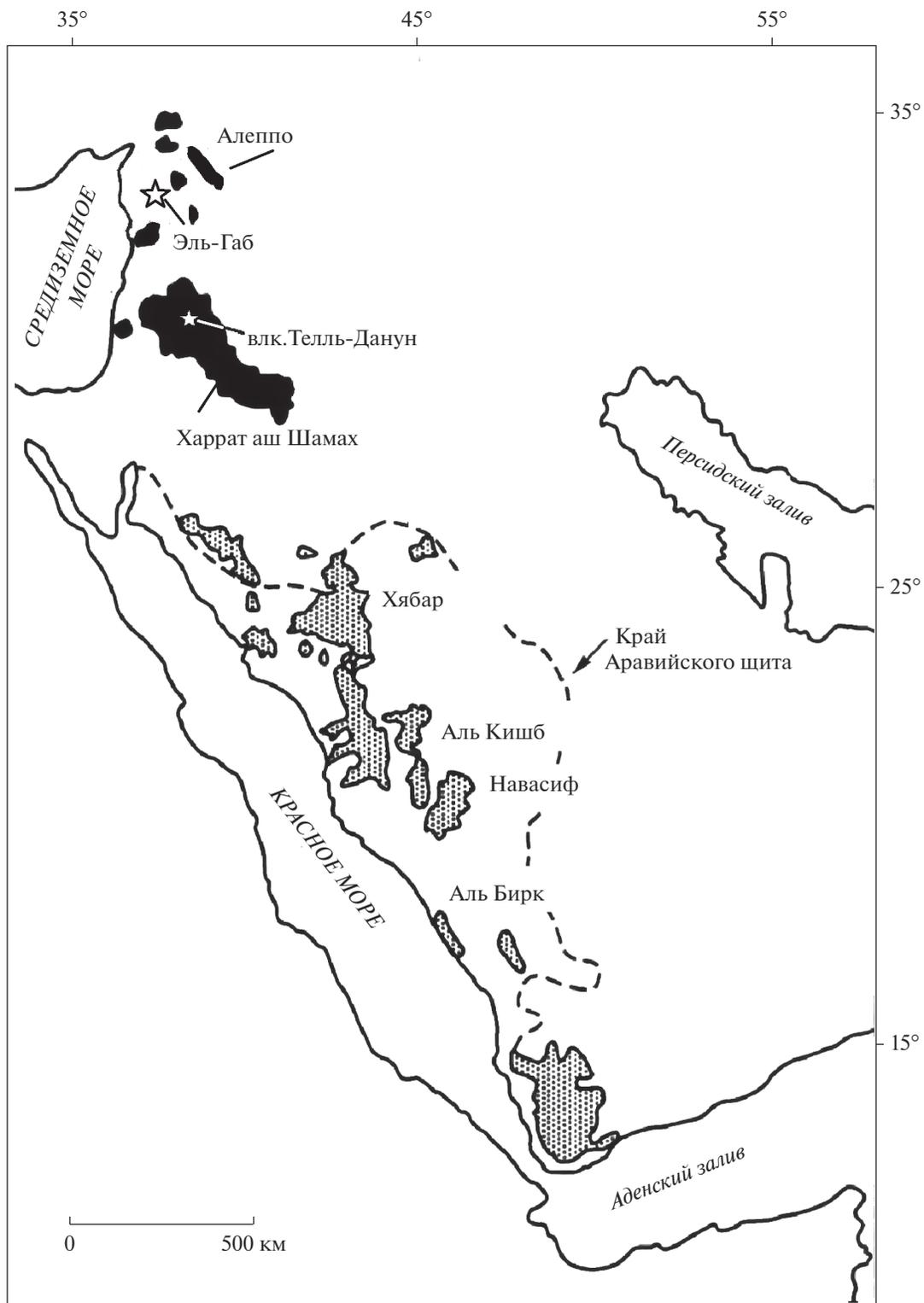


Рис. 1. Местоположение вулканического плато Эль-Габ.

менты составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон.

Определение малых и рассеянных элементов в керсутитах производилось с помощью масс-

спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в ИГЕМ РАН на XII ICP-MS масс-спектрометре. Разложение проб проводили путем кислотного вскрытия в



Рис. 2. Общий вид оплавленных “пузырчатых” мегакристов керсутита. а – обр. 819-8/2б, пустоты в мегакристах частично заполнены розовой вулканической пылью; б – обр. 819-8/3, “пузырчатый” мегакрист, где пустоты имеют как овальную форму, так и образуют вытянутые “каналы”.

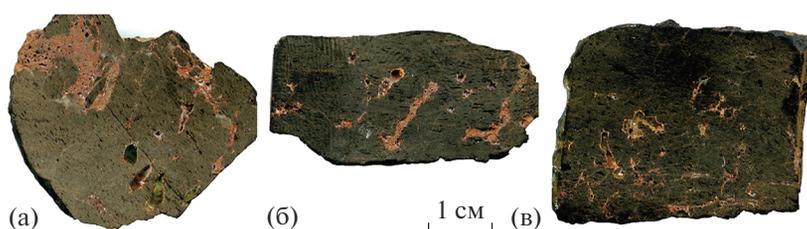


Рис. 3. Срезы “пузырчатых” мегакристов керсутита. а – обр. 819-8/2б, б – обр. 819-8/2а, в – обр. 819-8/3а. Хорошо видна сложная структура “взрывных” каналов, заполненных розовой вулканической пылью, а также белые (цеолитовые) оторочки некоторых пустоток.

микроволновой печи. Детали методики изложены в работе [Бычкова и др., 2016].

Оценка количественного состава материала шарообразных включений проводилась в ИГЕМ РАН также по ЭДС-анализам на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610 (JEOL, Япония), оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA-450. Локальность анализа с учетом среднего атомного номера составляла порядка 1.5 мкм.

Морфология пустот (“пузырей”)

“Пузырчатые” разновидности мегакристов характеризуются пустотами разного размера (от 10 мм до 0.1 мм и мельче), разной морфологии и ориентации в пространстве, которые нередко частично заполнены розовой вулканической пылью (см. рис. 2). В шлифах видно, что эти пустоты нередко образуют агрегаты из более мелких округлых пустоток, своего рода пакеты (“грозди”) пустоток (рис. 4). При этом, наряду с крупными округло-овальными пустотами, часто встречаются мелкие индивидуальные пустотки сложной морфологии, часто имеющие форму отрицательных кристаллов, что характерно для сингенетиче-

ских включений. Некоторые из них также частично заполнены тонкодисперсной вулканической пылью (см. рис. 4б, в).

В шлифах хорошо видно, что границы пустот (“пузырей”) разного размера с минералом-хозяином четкие, резкие, без следов реакционных отношений или механических деформаций (см. рис. 4а, б). Иногда даже видны трещины, по которым, по-видимому, происходила дегазация полости (см. рис. 4д, помечено стрелкой).

Вместе с тем, некоторые мелкие полости выстланы изнутри каймой низкотемпературного светлого цеолита (см. рис. 4б, г), что может свидетельствовать о первоначальном существовании в них флюида. На этом снимке видно, что между цеолитом и керсутитом-хозяином иногда наблюдаются очень тонкие (20–30 микрон) линзочки богатого железом пористого материала с мелкими выделениями титаномагнетита (см. рис. 4б, в). Такие же линзочки отмечались и в других случаях (см. рис. 4г), и, возможно, представляют собой растекающиеся капельки высокожелезистой флюидонасыщенной жидкости, содержащиеся в кристаллизующемся расплаве/флюиде на месте формирования газового пузыря (см. ниже). По-види-

тому, в процессе формирования этого пузыря они оттеснялись растущим объемом высокоплотного газа к контакту с керсутитом-хозяином, где и подвергались раздавливанию.

Как уже говорилось, сейчас пустоты являются именно пустотами, частично заполненными вулканической пылью. Округлая морфология “пузырьков” наблюдалась только в “гроздьях” (см. рис. 4а); морфология мелких “пузырьков” чаще близка к отрицательным кристаллам (см. рис. 4в–д). Все это позволяет думать, что рассмотренные выше пустоты являлись своеобразными “слепокми” газовых пузырьков, захваченных растущими кристаллами керсутита и впоследствии дегазированных.

Цепочки мелких шарообразных высокожелезистых включений

В одном из мегакристов были установлены цепочки мелких шарообразных включений высокожелезистого пористого материала (рис. 5). Эти включения образуют невыдержанные субпараллельные цепочки, не связанные ни со спайностью, ни с трещинами в керсутите-хозяине, т.е. формировались в процессе кристаллизации керсутита-хозяина.

По данным микросонда (рис. 6а) и СЭМ (см. рис. 6б), значительная часть из этих шарообразных включений образована магнетитом с примесью Ni. Сами включения содержат пустоты, напоминающие “пузыри” в керсутите-хозяине но только в микроскопическом варианте. Часть шарообразных включений образована пирротинном, причем наблюдаются как гомогенные включения, так и содержащие продукты его низкотемпературного окисления.

Скорее всего, эти включения первоначально представляли собой микроскопические капельки высокожелезистого расплава, взвешенные в кристаллизующемся расплаве/флюиде, которые захватывались растущими гранями керсутита в форме цепочек. Судя по наличию в таких изолированных включениях многочисленных пустоток, этот расплав был обогащен флюидными компонентами, выделявшимися при его затвердевании.

Взрывные явления

При финальном взрыве, доставившем мантийные ксенолиты на поверхность Земли, кристаллы ломались с появлением трещин и проникновением по ним внутрь мегакристов тонкодисперсной вулканической пыли (см. рис. 2). В результате образуются своеобразные микробрекчи со сложной морфологией, где наряду с фрагментами керсутита-хозяина, содержатся очень мелкие зерна Al–Ti авгита (рис. 7, табл. 2, замер 20), ти-

Таблица 1. Составы керсутитов

№ образца	819-8/1		819-8/2b		819-8/3b
	4	5	24	25	49
SiO ₂	39.91	39.95	39.81	40.00	39.83
TiO ₂	5.58	5.67	6.17	5.80	5.82
Al ₂ O ₃	14.24	14.05	14.15	14.02	14.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
FeO	8.97	9.12	9.16	10.53	10.47
MnO	0.12	0.10	0.09	0.10	0.11
MgO	13.35	13.31	13.24	12.66	12.55
CaO	10.36	10.45	10.70	10.37	10.48
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.54	2.49	2.51	2.67	2.58
K ₂ O	1.56	1.56	1.52	1.47	1.59
NiO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
F	0.17	0.16	0.21	0.15	0.13
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SO ₃	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04
Сумма	96.88	96.95	97.61	97.86	97.67

таномангнетита и обломков в разной степени измененного вулканического стекла. Этот материал частично или полностью замещен постмагматическими низкотемпературными минералами, преимущественно хлоритом и цеолитом, часто обрастающим угловатые обломки измененного вулканического стекла. Очевидно, что это низкотемпературное постмагматическое минералообразование происходило уже во время пребывания мегакристов в пирокластическом конусе.

Составы керсутита-хозяина по профилю АБ и минералов микробрекчи приведены в табл. 2 и табл. 3. Как видно из рис. 8, близ контакта с микробрекчией в керсутите-хозяине наблюдается небольшое изменение в его составе — несколько возрастает количество титана и кальция, зато снижается содержание кремнезема, железа и щелочей.

Геохимия

Согласно классификации [Leake et al., 1997], изученные “пузырчатые” мегакристы являются керсутитами. Их состав довольно гомогенен и демонстрирует незначительные вариации в содержании компонентов (см. табл. 1, 3, рис. 8, 9). Помимо мегакристов, керсутит развит в качестве одного из главных минералов жил “черной серии”, а также встречен в интрегстициях перидотитов в качестве метасоматического продукта и в так называемых “расплавных карманах” (зародышей флюидозависимого плавления перидотитов, см.

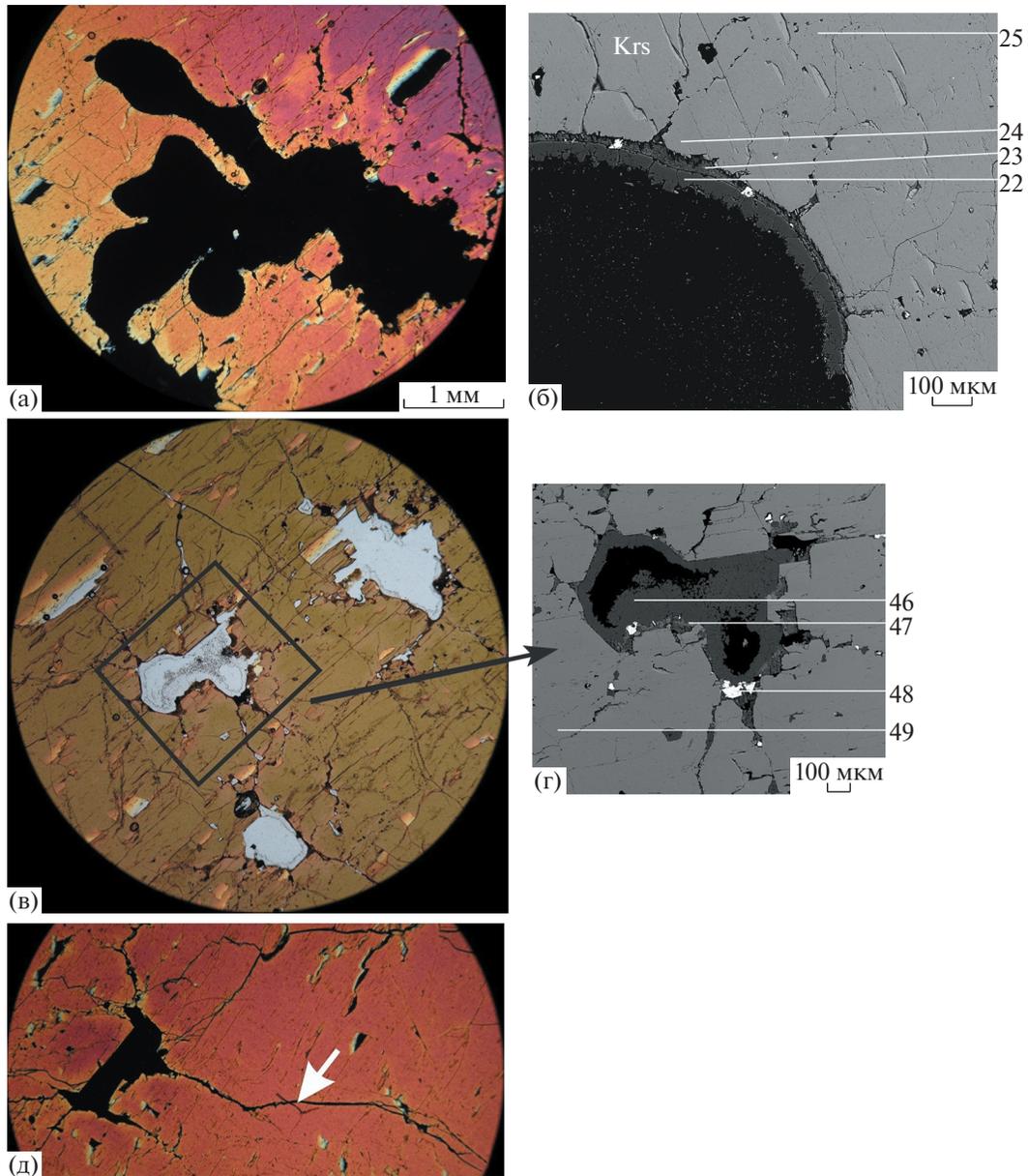


Рис. 4. Морфология пустот в обр. 819-8/36. Номера на рис. 4 соответствуют номерам анализов в табл. 2. а, д – сняты в скрещенных николях, б – без анализатора, г – в отраженных электронах.

ниже). По сравнению с этими амфиболами [Ma et al., 2015], керсутит мегакристов характеризуется меньшим содержанием SiO_2 , MgO и суммы щелочей при близких содержаниях Al_2O_3 и существенно более высоким TiO_2 (см. табл. 1). На спайдерграммах, нормализованных к примитивной мантии, амфиболы мегакристов демонстрируют отчетливые минимумы по Th, U, La, Ce и Zr при положительных аномалиях Nb, Ta, и Ba (см. рис. 9). Поведение LILE и HFSE в мегакристах керсутита аналогично таковым в ксенолитах и мегакристах в щелочных базальтах мира [Demeny et al., 2005; Ulrych et al., 2018].

Отличительной особенностью изученных мегакристов является их существенная обедненность легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ). По сравнению с амфиболами из жил “черной серии”, интерстиций и “расплавных карманов” в перидотитовых ксенолитах того же поля [Ma et al., 2015], они характеризуются меньшими Nb–Ta аномалиями и более глубокими аномалиями La и Ce, при близких концентрациях остальных элементов (см. рис. 9).

Спектры РЗЭ мегакристов, нормализованные к хондриту, характеризуются обеднением ЛРЗЭ ($\text{La}/\text{Sm} = 0.58$) более существенным, чем амфи-

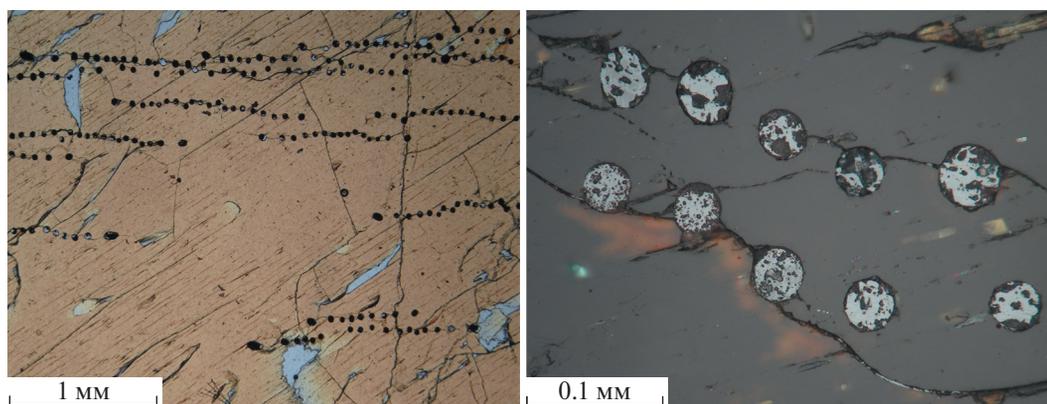


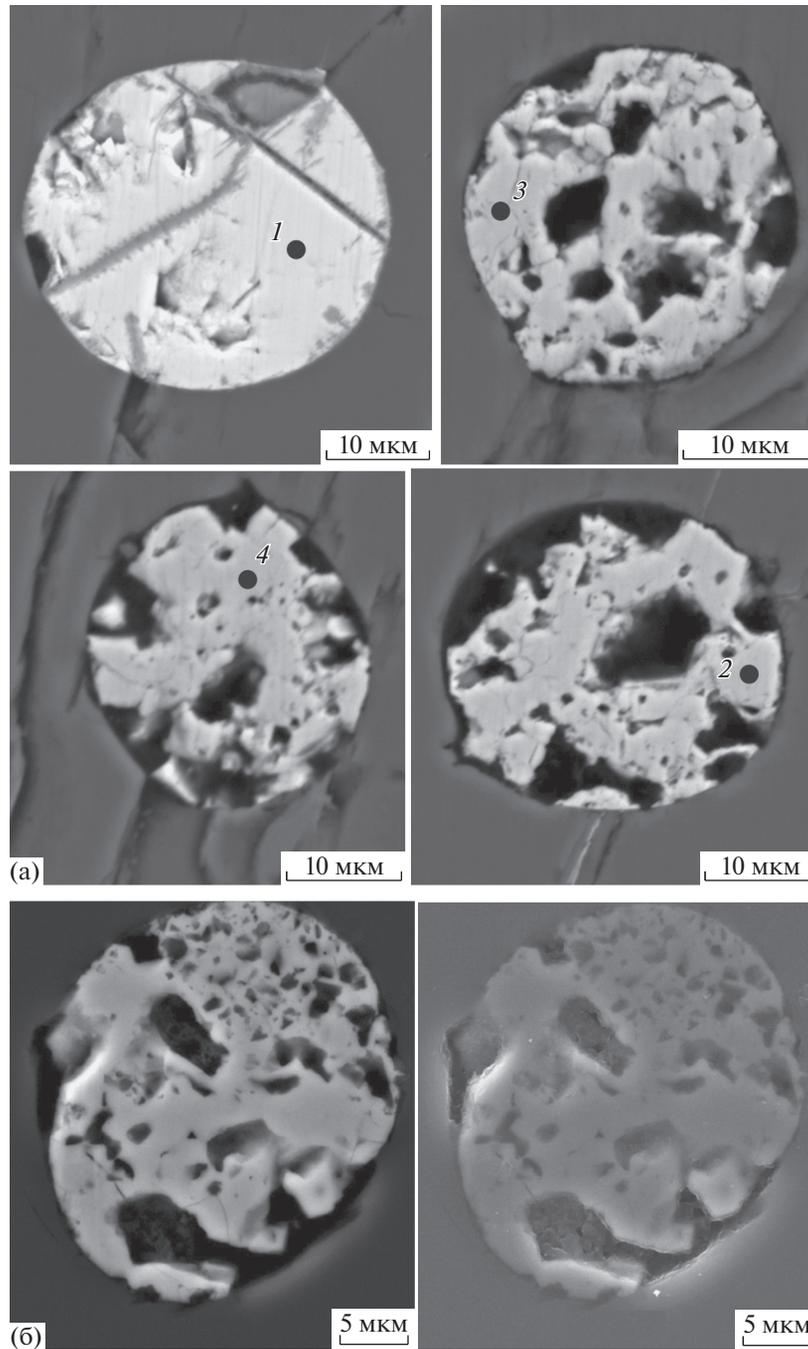
Рис. 5. Цепочки микроскопических шарообразных пористых включений, образованных в основном магнетитом и пирроотином. Обр. 819-8/1 (слева – без анализатора; справа – в отраженном свете).

болы из “черной серии” ксенолитов того же поля ($La/Sm = 0.8–1.1$ в интерстициальном керсутите и 1.36 в жилах) при более слабом фракционировании РЗЭ ($La/Yb = 2.5–2.8$) по сравнению с интерстициальным ($La/Yb = 4.8–7.5$) и жильным ($La/Yb = 8.4–9.0$) амфиболами, при близком фракционировании ТРЗЭ ($(Ge/Yb)_N$ около 4) (табл. 4, см. рис. 9).

Таким образом, из имеющихся данных следует, что керсутит “пузырчатых” мегакристов аналогичен керсутиту из пород “черной серии” в области малоподвижных элементов, например, ТРЗЭ, и заметно различается в области легкоподвижных, например, ЛРЗЭ. Мы полагаем, что этот эффект связан с формированием мегакристов в условиях кипения расплава, когда легкопо-

Таблица 2. Составы минералов

№ образца	819-8/26						819-8/36		
	18	19	20	21	22	23	46	47	48
SiO ₂	33.33	41.30	44.45	23.19	29.22	26.74	37.72	31.48	0.10
TiO ₂	0.11	0.04	4.47	1.24	0.04	5.80	0.01	3.01	18.99
Al ₂ O ₃	12.38	16.79	8.22	7.45	9.48	7.60	17.16	9.74	8.20
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.00	0.04	0.08	0.00	0.01	0.02
V ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.40
FeO	0.29	0.12	8.33	2.75	0.28	18.83	0.09	15.66	57.99
MnO	0.02	0.01	0.12	0.05	0.00	0.29	0.01	0.24	0.36
NiO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00
MgO	0.15	0.11	11.41	0.33	0.08	6.20	0.26	3.14	7.82
CaO	8.37	9.33	22.03	8.48	7.73	3.38	9.02	6.88	0.19
BaO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.12	0.12	Н.о.
Na ₂ O	0.15	0.18	0.66	0.16	0.13	3.29	0.16	1.71	Н.о.
K ₂ O	3.76	4.93	0.16	4.31	4.78	0.18	3.29	1.69	Н.о.
F	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.07	0.00	0.14	Н.о.
Cl	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.04	Н.о.
SO ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.01	0.04	Н.о.
Сумма	58.61	72.92	99.95	47.98	51.84	72.65	67.86	73.92	94.07
			Срх						Ti-Mgt



№ анализа	Fe	S	Ni	Co	Сумма
1	59.51	36.75	1.60	0.24	98.09

Содержания As, Sb, Cu – менее 0.01 вес. %

№ анализа	SiO ₂	MgO	FeO	TiO ₂	NiO	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	V ₂ O ₃	ZnO	Nb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
2	0.90	0.36	83.24	0.25	2.52	0.38	0.04	0.20	0.08	0.00	0.02	0.03	88.03
3	0.09	0.17	84.58	0.27	1.78	0.26	0.02	0.24	0.07	0.03	0.00	0.03	87.54
4	0.08	0.77	83.24	0.25	3.58	0.20	0.02	0.18	0.07	0.03	0.00	0.00	88.42

Рис. 6. Строение шарообразных пористых микровключений.

а – микровключения с пирротинином (анализ 1) и магнетитом (анализы 2, 3 и 4). Фото – в отраженных электронах; б – микровключения в отраженных (слева) и вторичных электронах с пустотами (СЭМ, см. текст).

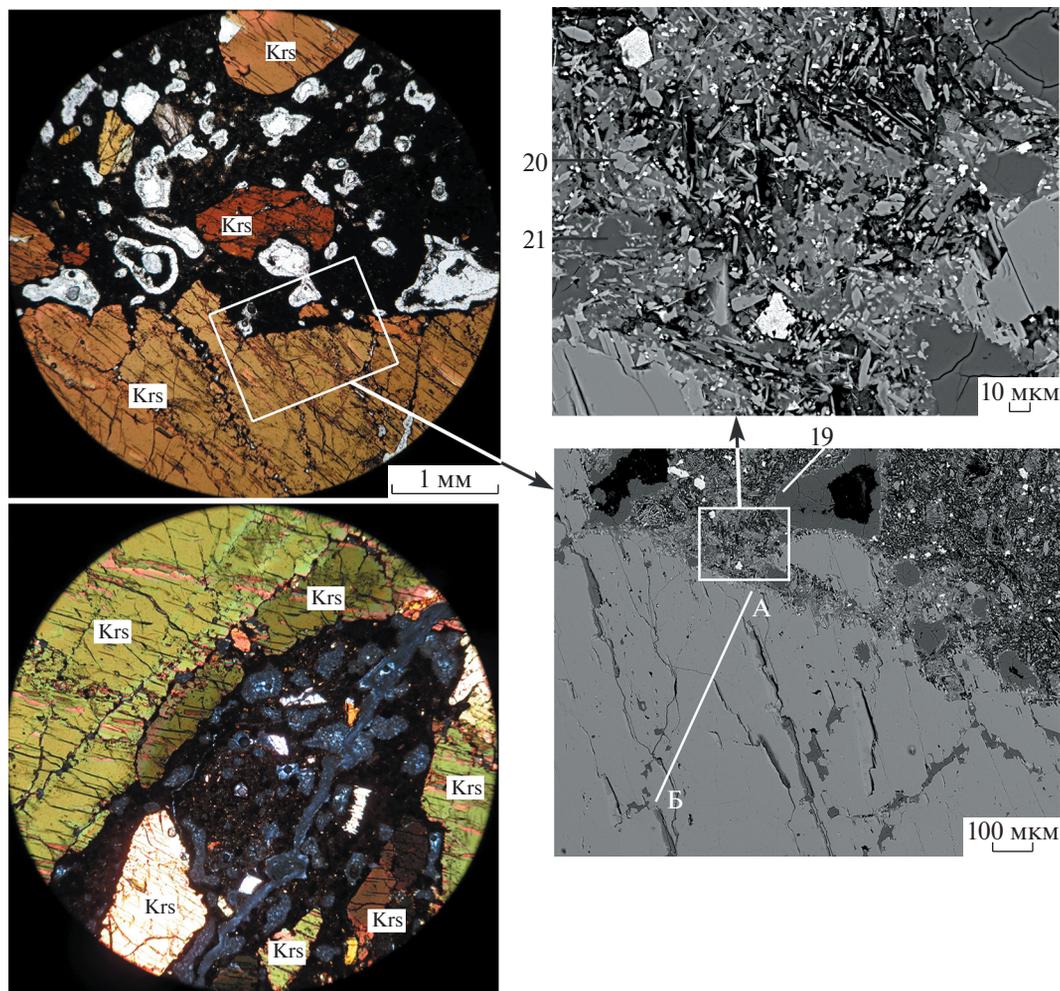


Рис. 7. Общий вид “взрывной” микробрекчии, светлые окантовки обломков и пятна — цеолиты, снято без анализатора (слева); тонкозернистые участки микробрекчии (вулканическая пыль), снятые в отраженных электронах (обр. 819-8/26) (справа).

движные элементы могли частично уходить в газовую фазу, тем самым обедняя ими кристаллизующийся расплав.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Методика исследования

Микротермометрическое изучение индивидуальных флюидных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы “Linkam” (Англия), установленном на микроскопе “Olimpus VX51” (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Измерялись температуры фазовых переходов в газовых включениях, происходившие при нагревании и охлаждении. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается при более высоких и низких

температурах. Оценки плотностей и давлений углекислотного флюида проводились с использованием программы “FLINCOR” [Brown, 1989].

Полученные результаты

Были изучены флюидные включения из двух мегакристов пирокластического конуса Tel Ghazal вулканического поля Эль-Габ. Оказалось, что мелкие ФВ довольно редки, но все же диагностируются. Такое включение в обр. 819-8/1 представлено на рис. 9.

Как видно на рис. 10, твердая углекислота появляется при -97°C . Фаза твердой углекислоты переходит в газ при температуре -58°C , что соответствует плотности 0.014 г/см^3 . Температура кристаллизации керсутита составляет $1079-1096^\circ\text{C}$ (см. ниже), т.е. была не меньше 820°C , когда давление углекислоты достигает примерно 30 бар.

Таблица 3. Составы керсутита по профилю АБ (обр. 819-8/26)

№ замера	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39.44	39.98	39.91	40.05	39.82	40.07	39.89	39.91	40.08	40.14	40.13
TiO ₂	6.19	5.82	5.77	5.78	5.82	5.78	5.77	5.76	5.78	5.83	5.82
Al ₂ O ₃	14.19	14.01	14.18	13.99	14.03	13.89	13.90	14.00	13.99	13.87	13.91
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO	9.43	10.22	10.33	10.59	10.64	10.67	10.65	10.59	10.43	10.53	10.61
MnO	0.07	0.09	0.09	0.10	0.11	0.09	0.08	0.09	0.12	0.11	0.09
MgO	12.94	12.81	12.51	12.50	12.70	12.70	12.47	12.83	12.68	13.02	12.83
CaO	11.14	10.48	10.39	10.42	10.21	10.34	10.29	10.23	10.31	10.21	10.29
BaO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.42	2.65	2.71	2.61	2.64	2.65	2.51	2.63	2.66	2.70	2.71
K ₂ O	1.45	1.54	1.58	1.58	1.58	1.56	1.57	1.57	1.54	1.53	1.52
NiO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
F	0.19	0.12	0.10	0.11	0.18	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.21
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
SO ₃	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03
Сумма	97.61	97.79	97.64	97.80	97.80	97.90	97.30	97.76	97.75	98.13	98.17

Гомогенизация углекислоты в жидкую фазу происходит при температурах от +15.7 до +30.2°C, что соответствует плотностям 0.59–0.82 г/см³ (рис. 11).

Возможно, что первоначальная плотность углекислоты в ФВ была выше и что включение было частично дегазировано. Об этом можно судить по исходящей из него полосе измененного материала керсутита-хозяина, вероятно, трассирующей путь истечения части исходной флюидной фазы этого включения (см. рис. 11).

Таким образом, единственной флюидной фазой в “пузырчатом” керсутите оказался СО₂, и, скорее всего, именно он и содержался в газовых пустотах на момент их формирования.

Близкие результаты были получены в упоминавшейся выше работе В.И. Коваленко и др. [1986] по изучению флюидных включений в ксенолитах “пузырчатых” клинопироксенов вулкана Шаварын-Царам (Монголия). Детальное изучение состава выявленных в них первичных и первично-вторичных флюидных включений показало, что ответственный за их формирование флюид представлял собой эмульсию высокоплотного СО₂ (~70%) без заметной примеси другого газа с взвешенными каплями сульфидно-силикатных расплавов (30%). Гомогенизация включений в жидкую фазу происходит при температурах от +3 до –31°C, что соответствует плотности СО₂ 0.91–1.07 г/см³. Расчет давления при 1100°C дал значения 5.9–8.1 кбар, но, учитывая заметную разгерметизацию включений, этими авторами было вы-

сказано предположение, что давления здесь могли достигать 15–20 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ

Общие сведения о ксенолитах пород “черной серии”

До последнего времени при изучении мантийных ксенолитов в базальтах основное внимание уделялось ультрамафитам “зеленой серии”, образующим матрикс голов мантийных плюмов, тогда как породы “черной серии” практически не изучались. Они часто содержат минералы, в состав которых входят флюидные компоненты: амфибол (керсутит), флогопит, ренит, карбонат и другие. Эти породы, в отличие от образований “зеленой серии”, часто имеют неравномерно зернистую структуру от мелкозернистой вплоть до пегматоидной, о чем можно судить по находкам мегакристов: обломков крупных кристаллов керсутита, клинопироксена (Al–Ti авгита), флогопита, санидина, ильменита и др. Считается, что происхождение своеобразных исходных расплавов/флюидов этой серии связано с процессами мантийного метасоматизма под влиянием флюидов. Они снижали температуру солидуса пород матрицы плюма и способствовали процессам их низкотемпературного плавления [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015 и др.].

Таким образом, формирование пород “черной серии” в настоящее время связывается с появлением низкотемпературных расплавов/флюидов в результате декомпрессионного флюидозависимого плавления перидотитов “зеленой серии”.

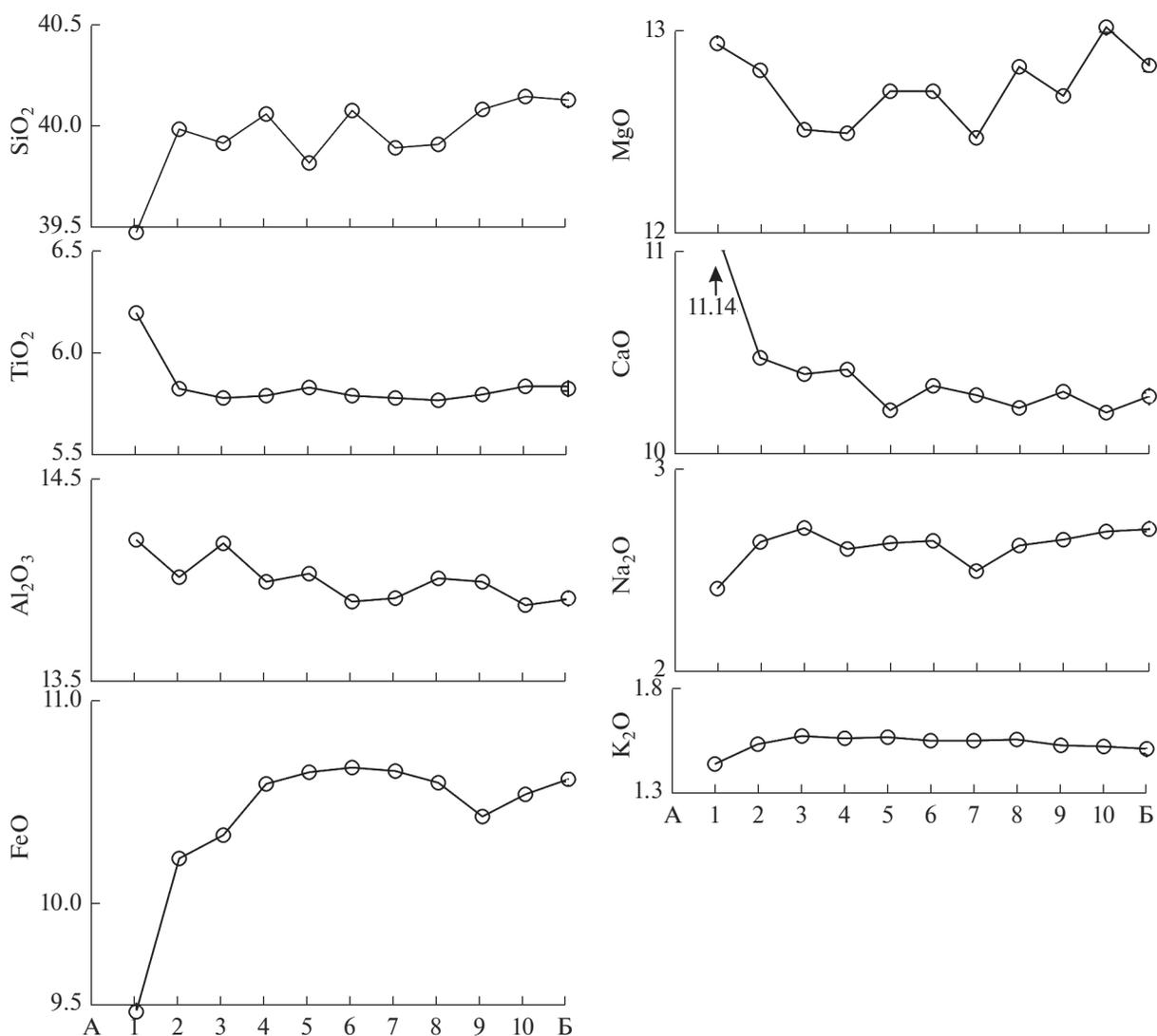


Рис. 8. Изменение состава керсутита-хозяина по профилю АБ (см. рис. 7). Расстояние между точками – 50 мкм. Содержания оксидов в мас. %.

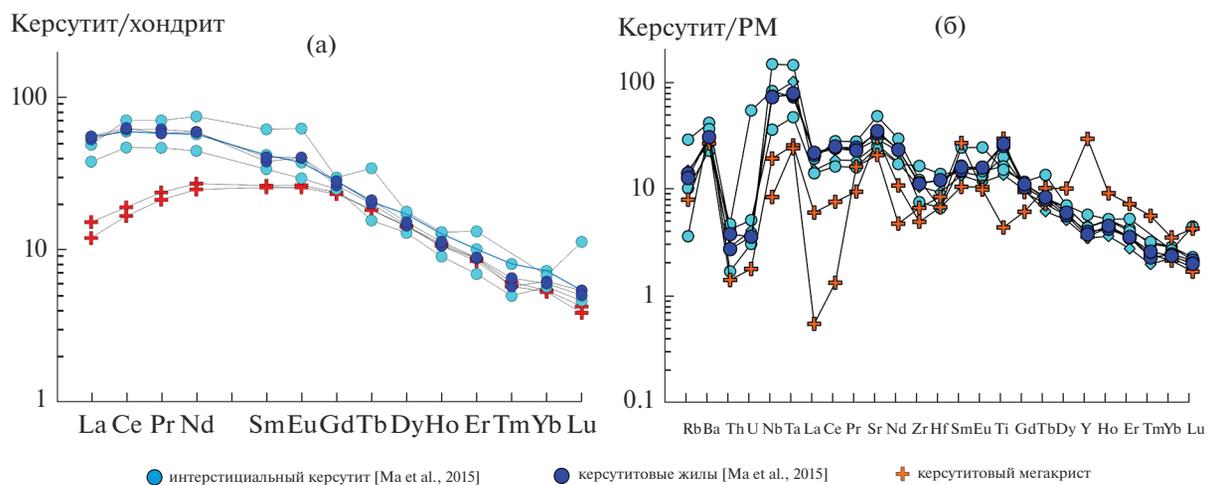


Рис. 9. Геохимические особенности керсутита-хозяина.

Таблица 4. Содержания редких и редкоземельных элементов в керсутитах (г/т)

№ образца	819-8/2	819-8/3	№ образца	819-8/2	819-8/3
Li	2.39	0.86	La	2.96	3.76
Be	0.43	0.48	Ce	10.74	12.24
Sc	38.96	35.82	Pr	2.07	2.31
V	561.67	465.31	Nd	11.88	12.98
Cr	5.33	13.34	Sm	3.98	4.09
Co	80.51	62.46	Eu	1.50	1.55
Ni	203.75	61.46	Tb	0.69	0.69
Cu	62.66	10.68	Gd	4.78	4.91
Zn	58.76	55.71	Dy	3.64	3.68
Ga	14.19	14.21	Ho	0.61	0.63
Rb	4.86	4.59	Er	1.42	1.48
Sr	514.88	579.93	Tm	0.15	0.16
Y	14.61	14.89	Yb	0.89	0.91
Zr	44.19	49.96	Lu	0.10	0.11
Nb	10.25	12.22			
Mo	0.352	0.137			
Cd	0.10	0.10			
Sn	0.19	0.95			
Cs	0.020	0.004			
Ba	152.70	169.13			
Hf	1.67	1.84			
Ta	0.74	0.91			
Pb	<0.38	<0.38			
Th	0.042	0.108			
U	0.026	0.035			

По-видимому, при растекании головной части мантийного плюма относительно жесткие породы его верхнего охлажденного края лопались с образованием трещин отрыва, куда и засасывался этот богатый флюидами расплав с образованием жил пород “черной серии” [Sharkov et al., 2017]. Как уже говорилось, фрагментами последних и являются мегакристы, среди которых встречаются и “пузырчатые” разновидности. Подобные модели, только без плюма, есть и для образования мегакристов в кимберлитах (например, [Moore, Belousova, 2005]).

Роль процессов ретроградного кипения

Из приведенных выше данных по “пузырчатым” мегакристам Сирии следует, что газовые пустоты появились в них еще в процессе кристаллизации керсутита-хозяина. По-видимому, тогда они представляли собой пузыри высокоплотной газовой фазы, а именно CO₂, существовавшие в кристаллизующейся среде и захваченные растущими кристаллами. По-видимому, поскольку плотность газовой фазы при высоких давлениях близка к плотности жидкости [Гирнис, Рябчиков, 2005], эти глобулы “сжиженного” газа сумели сохранить свой объем и морфологию газовых полостей (см. рис. 2, 4а) в весьма мобильной среде растущего кристалла. Появление таких пузырей, очевидно, было связано с общефизическим законом ретроградного кипения расплава при его охлаждении из-за снижения растворимости в нем флюидов [Фриш, Тиморева, 2009].

Поскольку этот фазовый переход кристаллизующегося расплава к ретроградному кипению происходил в мантии, давление внутри пузырей газа, захваченных растущими кристаллами, должно было быть не менее литостатического (см. ниже). Поэтому при понижении давления и появлении механических нарушений сплошности в кристалле-хозяине, можно ожидать неизбежную дегазацию этих пузырей, заполненных близким по плотности к жидкости высокоплотным газом, с появлением мегакристов с многочисленными пустотками, т.е. с “пузырчатой” текстурой (см. рис. 2, б).

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о том, что общефизический закон о снижении растворимости флюидных компонентов в охлаждающихся расплавах, действует и в области высоких давлений, хотя и с поправками на особенности высокоплотных газовых фаз. Этот закон и обуславливает фазовые переходы, в данном случае появление феномена ретроградного кипения. Возникающие газовые фазы обычно представлены CO₂. Их высвобождение, скорее всего, и является главной причиной локальных глубинных вулканических взрывов, доставляющих на поверхность Земли фрагменты пород с разных уровней верхней мантии, таких как кимберлитовые, лампроитовые и лампрофировые трубки взрыва, а также пирокластические конуса типа рассмотренного выше.

Распределение флюидных компонентов в расплаве/флюиде

Был ли гомогенным этот расплав/флюид? По нашему мнению, нет. Неравномерно зернистая текстура пород “черной серии” скорее свидетельствует о неравномерном распределении флюидных компонентов в исходном расплаве/флюиде.

Это следует из общефизического закона о том, что образование новой поверхности при фазовых переходах (кристаллизации, плавлении и ретроградном кипении), в данном случае – образовании газовых пузырьков, требует значительных энергетических затрат [Фролов, 1989]. Вследствие этого массовое образование зародышей новой фазы (кристаллов, газовых пузырьков, зародышей очагов плавления) в ранее гомогенной среде возможно только после преодоления некоего энергетического барьера.

Флюидные компоненты разуплотняют среду и способствуют массообмену между растущими кристаллами и расплавом. Поэтому обогащенные ими участки расплава находятся в преимущественном положении относительно скорости роста и размеров выделившихся кристаллов. Иными словами, в флюидонасыщенной среде энергетически выгодней наращивать уже имеющиеся кристаллы, чем создавать новые. Поэтому такие участки должны характеризоваться более грубозернистым строением. Таким образом, неравномерность зернистости магматической породы может свидетельствовать о том, что кристаллизующийся расплав не был гомогенным в отношении флюидных компонентов, которые обладали повышенной подвижностью. Судя по неравномерно зернистой структуре обломков (ксенолитов) пород “черной серии”, эти компоненты в расплаве/флюиде были распределены неравномерно и скапливались в форме пятен разной морфологии и величины, распознаваемых по появлению грубозернистых, вплоть до пегматоидных, разновидностей пород. Соответственно, ретроградное кипение могло происходить локально и только на участках, максимально обогащенных флюидами. Этим, по-видимому, и объясняется относительная редкость находок “пузырчатых” мегакристов.

Вероятно, с ретроградным кипением связан и упоминавшийся выше эффект снижения роли легкоподвижных ЛРЗЭ в “пузырчатых” мегакристах по сравнению с керсутитами обычной “черной серии” (см. рис. 9). Скорей всего, как уже говорилось, эти компоненты частично уходили в газовую фазу, обедняя тем самым кристаллизующийся расплав.

PT-условия флюидозависимого плавления матрикса в изученном случае

Проведенное ранее изучение ксенолитов мантийных перидотитов из этого же пирокластического конуса Tel Ghazal показало, что в них довольно часто наблюдаются следы инконгруэнтного (“вторичного”) плавления этих перидотитов под влиянием флюидов. Это уже упоминавшиеся

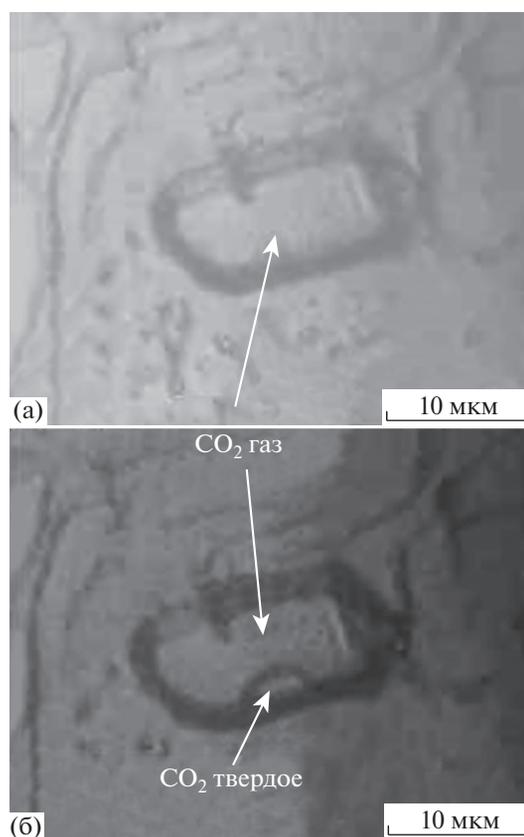


Рис. 10. Флюидное включение в керсутите при комнатной температуре (а) и при -97°C (б). Снято в проходящем свете. Обр. 819-8/1.

выше так называемые “расплавные карманы” (melt-pockets): изолированные линзочки, образованные тонкозернистым агрегатом Al–Ti-авгита, оливина, санидина, андезина, рёнита, керсутита, флогопита и других минералов пород “черной серии”, а также вулканическим стеклом трахитового состава [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015].

Этому плавлению предшествовало появление локальных зон мантийного метасоматоза. Согласно [Ma et al., 2015], здесь выявлено существование двух главных агентов этого метасоматоза. Более ранний из них (карбонатного типа) связан с проникновением легкоподвижного низкосиликатного богатого CO_2 флюида в перидотитовый матрикс и привел к обогащению пород ЛРЗЭ, Na, Th, U и Ba. Второй (водно-силикатный) тип расплава/флюида, проявившийся перед извержением, характеризовался привнесением Ti, Fe, P, K, Nb, Ta, Cs и других несовместимых элементов, обогащенный H_2O . Иными словами, формирование расплавов “черной серии” происходило при участии флюидов, богатых CO_2 и H_2O , а также несовместимыми элементами.

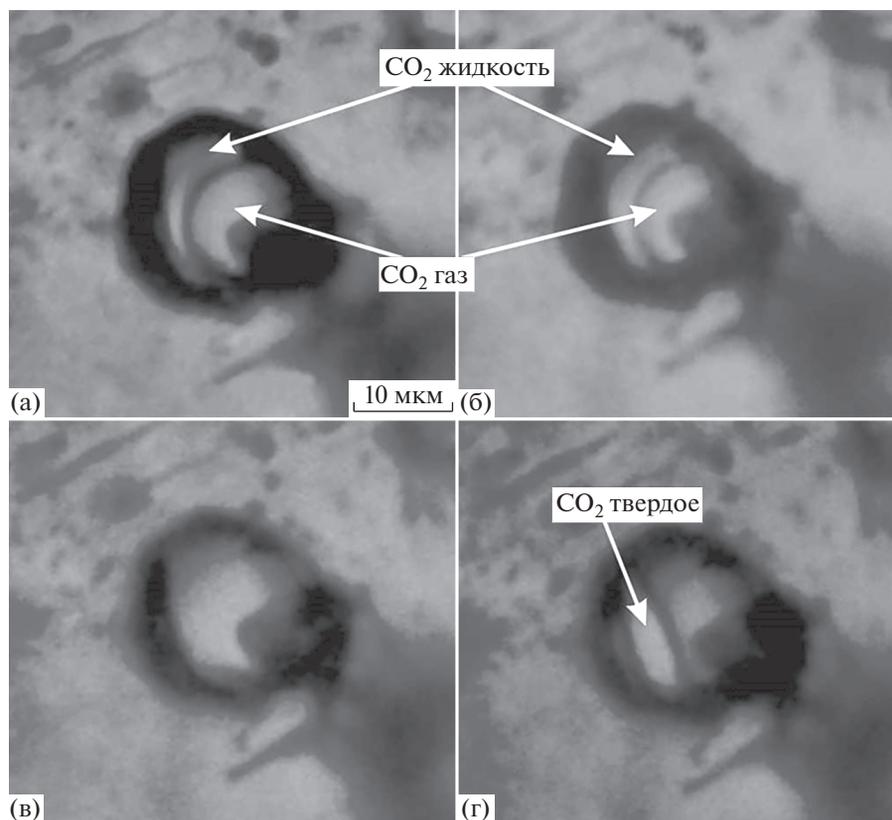


Рис. 11. Флюидное включение в керсутите при разных температурах: при комнатной температуре +25°C (а), +29°C (б), +31°C (в), –85°C (г). Снято в проходящем свете. Обр. 819-8/2.

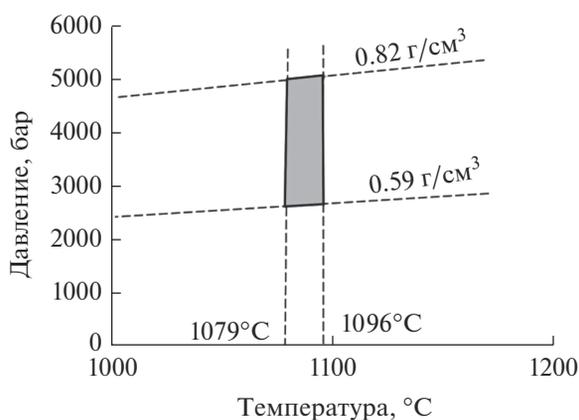


Рис. 12. Пересечение изохор углекислоты плотностью 0.59 и 0.82 г/см³ с изотермами 1079–1096°C.

Использование различных геотермометров [Brey, Köhler, 1990; Putirka, 2008; Taylor, 1998; Witt-Eickschen, Seck, 1991] показало, что первичные перидотиты “зеленой серии” рассматриваемого местонахождения поступали с глубин 24–42 км (8–14 кбар), где их температура составляла 896–980°C, иногда до 1030°C [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015]. По мнению этих исследователей,

минералы “расплавных карманов” (“черной серии”) формировались на глубинах 21–27 км (7–9 кбар) при температурах 826–981°C, что хорошо согласуется с сейсмическими данными по глубине границы Мохо под плато Эль-Габ (см. выше).

С этими данными хорошо согласуются и результаты наших определений *PT*-условий формирования изученных мегакристов. Они были оце-

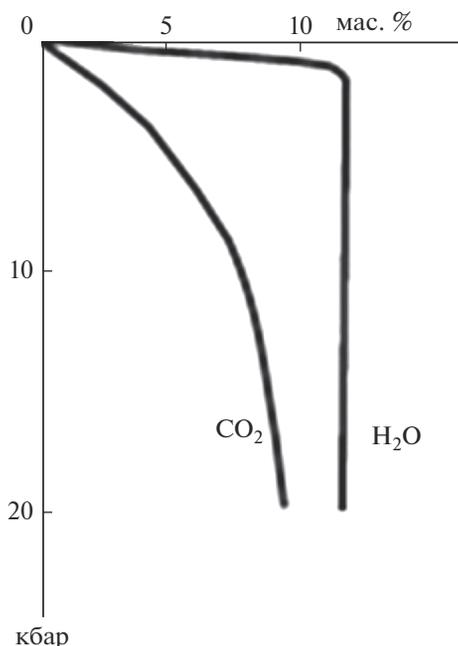


Рис. 13. Зависимость растворимости H_2O и CO_2 в силикатном расплаве от давления (по [Шилобреева и др., 1991] с упрощениями).

нены с использованием новой версии амфиболового термобарометра [Ridolfi et al., 2021]. Согласно полученным данным, кристаллизация керсутита произошла при температуре 1079–1096°C и давлении 9.17–10.51 кбар (глубина 27.5–31.5 км). Эти параметры согласуются с экспериментальными данными по стабильности керсутита. Он кристаллизовался при содержании воды 3.6–3.3 мас. % и довольно высокой фугитивности кислорода ($\Delta NNO = 0.4–1.1$, $\log fO_2$ от -8.7 до -7.8) [Mayer et al., 2013].

При таких температурах давление углекислоты, обнаруженной нами во флюидных включениях (см. выше), будет около 2630–5050 бар, что соответствует глубинам 9.7–18.7 км при геобарическом градиенте 270 бар на 1 км (рис. 12). Выше обсуждалась возможность частичной потери включениями углекислоты, что объясняет сравнительно низкие оценки давления.

Как уже говорилось, судя по жильной форме распространения пород “черной серии” в растекающейся головной части мантийного плюма, этот низкотемпературный расплав/флюид, содержащий CO_2 и H_2O , циркулировал там по трещинам отрыва. Его кристаллизация сопровождалась ретроградным кипением с выделением газобразного CO_2 . H_2O из-за существенно более высокой растворимости в силикатных магмах при давлениях в интервале 9–10.5 кбар (рис. 13), должна была оставаться в расплаве и расходоваться на фор-

мирование гидроксил-содержащих минералов: керсутита, флогопита, рёнита и др. Образующиеся газовые пузыри захватывались быстро растущими крупными кристаллами керсутита, приводя к появлению их “пузырчатых” разновидностей. Очевидно, что ретроградное кипение имело место в тех случаях, когда содержание флюидов в конкретной порции расплава превосходило некий порог насыщения, ниже которого кристаллизация шла обычным порядком. Сосуществование нормальных и “пузырчатых” разновидностей мегакристов может свидетельствовать о том, что содержание флюидов было близким к уровню этого порога.

Другой пример “пузырчатых” мегакристов, но уже клинопироксена, из вулкана Шаварын-Царам (Монголия), был описан В.И. Коваленко с коллегами [1986]. Ими было показано, что метасоматические изменения шпинелевых лерцолитов мантии, обеспечившие в конечном счете появление этих мегакристов, а также небольшой клинопироксен-гранатовой друзы, происходили при температуре 1100°C и давлении, предположительно, 15–20 кбар, т.е., возможно, при более высоких *PT*-параметрах, чем охарактеризованные выше мегакристы керсутита, которые в Шаварын-Цараме отсутствуют.

Таким образом, мы полагаем, что появление рассмотренных “пузырчатых” мегакристов керсутита и, вероятно, клинопироксена в Шаварын-Ца-

раме, связано с их кристаллизацией в условиях ретроградного кипения расплава, сопровождавшимся выделением пузырьков газообразного CO_2 .

Проблема происхождения высокожелезистых шарообразных включений

Как уже указывалось выше, в мегакристаллах керсутита иногда наблюдаются микроскопические первичные шарообразные пористые включения с газовыми пустотками, сложенные преимущественно магнетитом и пирротинном. Скорее всего, они являются затвердевшими каплями высокожелезистой флюидонасыщенной жидкости, существовавшими в кристаллизующемся расплаве/флюиде и захваченными в процессе роста граней керсутита-хозяина. При этом, как следует из (см. рис. 4б, г) следы их существования устанавливаются также в краях многих газовых пустот, куда они, вероятно, были выдавлены в процессе роста этих пузырей путем их заполнения новообразующимся высокоплотным газом.

Все это свидетельствует о том, что на момент ретроградного кипения в кристаллизующемся расплаве/флюиде, не смешиваясь с ним, уже существовали взвешенные капли высокожелезистой жидкости. Иными словами, здесь мы имеем дело с процессом ликвации флюидонасыщенного расплава на несмешиваемые флюидонасыщенные высокожелезистую (рудную) и силикатную жидкости, пример того, как выглядит подобная ликвация в природе.

Находка микроскопических железистых шариков в качестве включений в мегакристаллах керсутита не является уникальным явлением и устанавливается и в других местонахождениях мантийных ксенолитов во внутриплитных базальтах Сирии [Nasir, 2009].

Как видно из рис. 5 и 6, рассмотренные шарообразные включения в керсутите на 80–90% состоят из магнетита и, значительно реже, из пирротина. Так что в общих чертах можно сказать, что состав исходной высокожелезистой жидкости был близок к магнетиту с примесью Ni, а также Mg, SiO_2 , Ca, Al, Na, K, и летучих компонентов, скорее всего, серы, H_2O и CO_2 . Наличие в пустотках следов окисления материала (см. рис. 6б), по-видимому, подтверждает присутствие во флюидах H_2O . Судя по присутствию в краевых частях некоторых пустоток “раздавленных” зерен титаномагнетита (см. рис. 4б, в), в составе шариков мог принимать участие также Ti.

Состав этого несмешиваемого рудного расплава был не очень однородный, что хорошо согласуется с

не очень однородным составом самого расплава/флюида по крайней мере в отношении содержаний в нем флюидных компонентов (см. выше).

Следы существования подобной высокожелезистой жидкости в интрузивном процессе были описаны в ряде работ, в частности, нами, на примере феррогабброидов Елетьозерского сиенитгаббрового комплекса в Северной Карелии, происшедшего за счет умеренно-щелочных Fe–Ti пикробазальтов [Шарков, Чистяков, 2018 и ссылки в этой работе]. Капли этой низкотемпературной жидкости располагаются в интерстициях между зернами кумулуса феррогабброидов. Они окружены специфическими концентрически-зональными коронитовыми структурами, сложенными в основном керсутитом и флогопитом, иногда с оливином, которые сформировались за счет флюидов, выделившихся при затвердевании капель этой жидкости. Развитие таких корон свидетельствует о том, что данный титанистый высокожелезистый расплав содержал и другие компоненты (SiO_2 , Mg, Ca, Al, Ba, Na, K и др.), а также летучие, в том числе H_2O и CO_2 [Шарков, Чистяков, 2018]. Так что, по-видимому, появлению железорудно-силикатной ликвации способствовало наличие в исходном расплаве флюидных компонентов.

Как уже указывалось выше, другой разновидностью “пузырчатых” мегакристаллов являются клинопироксены, найденные в вулкане Шаварын-Царам, Монголия [Коваленко и др., 1984]. Они, в отличие от рассмотренных мегакристаллов керсутита с включениями затвердевших капель высокожелезистой жидкости, содержат мелкие округлые включения сульфидно-силикатного материала (в том числе пирротин с содержанием Ni 2.5–3.5 мас. %), который, по мнению этих исследователей, также имеет ликвационное происхождение.

Таким образом, судя по имеющимся данным, в обогащенных флюидами разновидностях базальтовых расплавов, связанных с мантийными плюмами, имеет место ликвация на несмешивающиеся флюидонасыщенные силикатную и рудную (высокожелезистую и/или сульфидную) жидкости.

Формирование ксенолитов и их последующие преобразования

Какова была дальнейшая последовательность событий? По-видимому, вскипание расплава/флюида “черной серии” в обогащенных флюидами участках головной части мантийного плюма должно было привести к массовому выделению пузырьков газа в очагах плавления и,

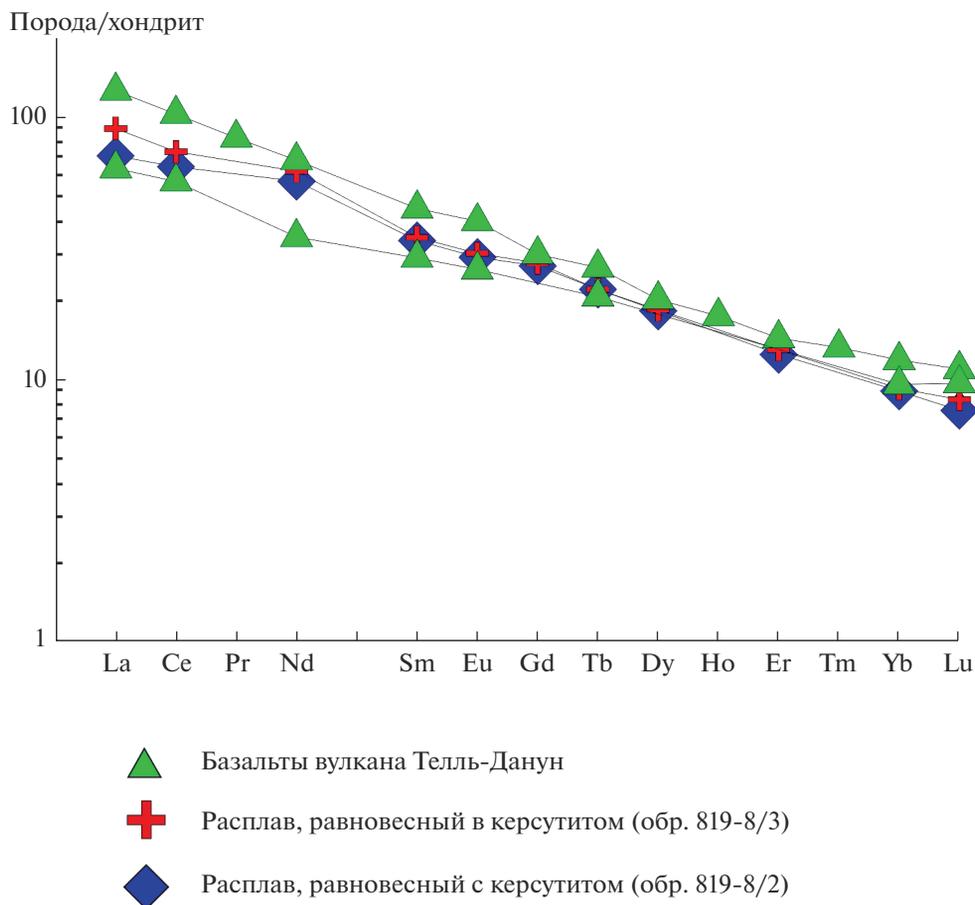


Рис. 14. Спектры распределения РЗЭ в модельном расплаве, равновесном керсутиту, в сравнении с составом пироклаستيку из конуса Тель-Данун.

соответственно, к появлению под его верхним охлажденным краем участков с избыточным давлением. Когда это давление превышало предел прочности кровли, происходил выброс глубинного материала на поверхность. Судя по строению базальтовых плато, это могло происходить как в форме выдавливания вспененной массы, так и вулканического взрыва с образованием соответственно шлаковых или пирокластических конусов, содержащих фрагменты верхнего охлажденного края мантийного плюма — мантийные ксенолиты. Упомянувшееся выше цепочечное расположение конусов, по-видимому, свидетельствует о том, что во многих случаях триггерами подобных извержений являлись синтетектонические разломы. При этом резко снижались прочность кровли магматических очагов, и также резко повышалось давление в них из-за вскрытия и дегазации газовых пузырей в “пузырчатых” породах. По-видимому, оба эти обстоятельства, взятые совместно, и провоцировали вулканические взрывы с образованием пирокластических кону-

сов, а при пониженном давлении в очаге — шлаковых.

Чтобы определить связь мегакристов с вмещающими их породами, нами был рассчитан редкоземельный состав равновесного расплава с использованием средних коэффициентов распределения, по [Irving, Frey, 1984]. На рис. 14 видно, что спектры распределения модельных расплавов близки к таковым для пирокластички конуса Тель-Данун, расположенного на плато Харрат-Аш-Шамах (Harrat Ash Shamah) к югу от плато Эль-Габ и близкого к нему по составу [Sharkov et al., 1996]. Это предполагает, что мегакристы были в равновесии с расплавами, участвовавшими во взрывных явлениях.

Поскольку взрыв представляет собой быстропротекающий физический процесс высокоскоростного расширения, то там происходит значительное выделение энергии, сопровождающееся тепловым воздействием на окружающую среду [Андреев и др., 2004]. Очевидно, это и приводило к оплавлению поверхности мантийных ксеноли-

тов “черной серии”, на что уже обращалось внимание выше. Ксенолиты “зеленой серии” образованы более тугоплавким материалом и поэтому не оплавились. Они могли только “окапываться” в процессе многокилометрового подъема за счет столкновений обломков друг с другом, часто приобретая овальную форму нодулей.

В нашем случае газовые пузыри формировались в кипящем расплаве при давлении 9.1–10.5 кбар, т.е. на глубине порядка 30 км (см. выше) и вряд ли могли сохраниться в условиях низких давлений. Скорей всего, они были дегазированы в процессе извержения, после чего они уже были представлены в основном оплавленными пустотами. Дегазация таких газовых включений могла происходить на разных стадиях вулканического процесса. Во-первых, и, по-видимому, главным образом, на стадии зарождения извержения, еще в мантии, при вулканическом взрыве, сопровождавшемся механическим взламыванием пород верхнего охлажденного края мантийного плюма. Именно там находились участки интенсивного флюидозависимого плавления и последующей кристаллизации расплава/флюида “черной серии”. Во-вторых, это могло происходить в процессе транспортировки этих фрагментов к дневной поверхности, в вулканическом канале, и, в-третьих, — при падении ксенолитов вместе с другими продуктами взрыва на поверхность земли, о чем свидетельствуют свежие сколы по спайности мегакристов. В любом случае, в настоящее время это пустоты (“слепки” пузырей некогда содержавшегося в них высокоплотного газа), и газовой фазы в них уже практически не сохранилось за исключением единичных мелких включений.

Природа мантийных флюидов

Согласно современной парадигме, возникновение КИП связано с подъемом мантийных плюмов. Они зарождаются на границе жидкого внешнего железного ядра и мантии за счет проникновения в низы мантии “ядерных” флюидов, обеспечивающих повышенную плавучесть материала мантийных плюмов [Maquyama, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015 и др.]. Иными словами, согласно этой модели, мантийные плюмы, в том числе и обеспечивающий формирование Афро-Аравийской КИП, должны состоять из вещества нижней мантии и “ядерных” флюидов.

По-видимому, к числу таких флюидов нужно в первую очередь отнести два главных типа флюидов — карбонатный и водно-силикатный, которые играют важную роль в эволюции магматиче-

ских систем, связанных с декомпрессионным плавлением головных частей мантийных плюмов (см. выше). Это подтверждается удивительно устойчивым составом мантийных ксенолитов, равно как и содержащих их умеренно-щелочных базальтов-хозяев типа ОИВ (базальты океанических островов), которые практически не различаются во всем мире, независимо от того, найдены они на континенте или в океане, в Арктике или Антарктике [Ионов, 1988; McDonough, 2014 и ссылки в этих работах]. Как уже говорилось, эти ксенолиты представлены двумя качественно разными типами вещества: шпинелевыми перидотитами “зеленой серии” и секущими их жилами амфибол- и флогопит-содержащих пород флюидозависимой “черной серии”. Судя по устойчивости таких ассоциаций во всем мире, эти два типа вещества изначально входили в состав мантийных плюмов, характеризуя собой их мантийный матрикс и “ядерную” флюидную составляющую соответственно [Шарков, Богатиков, 2019].

Таким образом, можно сказать, что рассмотренные выше ксенолиты в базальтах являются фрагментами “плюмовой” мантии. В отличие от них, мантийные ксенолиты в кимберлитах, описанные во множестве публикаций (в частности [Доусон, 1983]), не связаны с мантийными плюмами. Они обычно образованы породами разной глубинности и природы, в том числе — алмаз-содержащими гранатовыми ультрамафитами и эклогитами. Все они являются фрагментами древней холодной мантийной литосферы, матрицы, через которую осуществлялся и осуществляется сейчас подъем мантийных плюмов. Иными словами, мантийные ксенолиты в базальтах и кимберлитах качественно различны и представляют собой два главных типа мантийного вещества: молодых мантийных плюмов и древней литосферной мантии соответственно.

ВЫВОДЫ

1. Мегакристы “пузырчатого” керсутита, найденные совместно с ксенолитами зеленых шпинелевых перидотитов в пирокластическом конусе Tel Ghazal, скорее всего, являются фрагментами пегматоидных разновидностей мантийных пород “черной серии”. Исходные расплавы/флюиды этой серии образовались на заключительных стадиях развития магматической системы, по-видимому, в результате декомпрессионного флюидозависимого плавления головы мантийного плюма.

2. Показано, что “пузырчатая” структура некоторых мегакристов керсутита объясняется их кристаллизацией в условиях ретроградного кипе-

ния флюидонасыщенного расплава “черной серии”, сопровождавшегося выделением пузырей высокоплотного CO_2 . Овальные пустоты в керсутите (“пузыри”) являются дегазированными “слепками” этих пузырей высокоплотного CO_2 , захваченных растущими кристаллами. Сам CO_2 сохранился только в части мелких включений в керсутите-хозяине.

3. Показано, что формирование мегакристов “пузырчатого” керсутита произошло при температуре 1079–1096°C и давлении 9.17–10.51 кбар. Эти параметры хорошо согласуются с экспериментальными данными по стабильности керсутита.

4. Показано, что микроскопические шарообразные включения в мегакристах керсутита, образованные в основном, магнетитом, реже пирротинном, по-видимому, изначально представляли собой взвешенные капельки несмешиваемой флюидонасыщенной высокожелезистой жидкости. Они появились в кристаллизующемся расплаве/флюиде первыми и являются свидетелем рудно-силикатной ликвации. Эти капли были захвачены растущими гранями кристаллов керсутита в форме невыдержанных цепочек.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою глубокую признательность доктору Самиру Ханна (Dr. Samir H. Hanna, General Establishment on Geology and Mineral Resources, Ministry of Petroleum and Mineral Resources, Damascus, Syria) за помощь в проведении полевых работ на территории Сирии в 1996 г.

Авторы также очень признательны А.А. Носовой и Е.В. Кислову за ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН. Исследования частично выполнены за счет бюджетных средств по госзаданию в рамках темы ГЕОХИ РАН № 0116-2019-0010 по теме “Новые комплексные подходы к фундаментальной проблеме изучения химического состава, трансформации и миграции наночастиц и легкоподвижных форм элементов в окружающей среде”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев С.Г., Бабкин А.В., Баум Ф.А. и др. Физика взрыва / Под редакцией Л.П. Орленко / Изд. 3-е, перераб. и доп. М.: Физматлит, 2004. 656 с.

Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа

горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 524–536.

Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В. и др. Рифтовая впадина Эль-Габ (Сирия): структура, стратиграфия, история развития // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5(4). С. 55–67.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2001. 408 с.

Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Недра, 1983. 304 с.

Ионов Д.А. Глубинные включения ультрамафитов в базальтах // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. С. 310–338.

Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б. и др. Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. 1986. № 3. С. 289–303.

Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.

Фриш С.Э., Тиморева А.В. Курс общей физики. М.: Лань, 2009. 653 с.

Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. М.: Химия, 1989. 465 с.

Шарков Е.В. Мезозойский и кайнозойский базальтовый магматизм // Ред. Ю.Г. Леонов. Очерки геологии Сирии // Тр. ГИН. Вып. 526. М.: Наука, 2000. С. 177–200.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Позднекайнозойская глобальная активизация геологических процессов Земли – тектоно-магматические аспекты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 3–21. (Sharkov E.V., Bogatikov O.A. Late Cenozoic global activation of geological processes in the Earth – tectono-magmatic aspects // Intern. Geol. Rev. 1987. V. 29. № 10. P. 1135–1149).

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающейся 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.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Ельтьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 2. Происхождение высокожелезистой жидкости // Геохимия. 2017. № 7. С. 609–617.

Шилобреева С.Н., Кадик А.А., Луканин О.А. Растворимость летучих компонентов в силикатных расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах / Под ред. А.А. Кадика. М.: Наука, 1991. С. 6–56.

- Al-Mishwat A., Dawod S.* Geochemistry and Petrogenesis of Basaltic Rocks and Enclosed Xenoliths from the Ghab Pliocene Volcanic Field in Northwestern Syria // International Journal of Geosciences. 2021. V. 12. P. 667–688.
- Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A.K., Sawaf T.* Tectonic and geologic evolution of Syria // GeoArabia. 2001. V. 6. P. 573–616.
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in 4-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Demeny A., Vennemann T.W., Homonnay Z. et al.* Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene-Pleistocene basalts of the Carpathian-Pannonian region // Geologica Carpathica. 2005. V. 56(2). P. 179–189.
- Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
- French S.W., Romanowicz B.* Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.
- Hansen S.E., Nyblade A.A., Benoit M.H.* Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography: implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 319–320. P. 23–34.
- Irving A.J., Frey F.A.* Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1201–1221.
- Ismail M., Delpéch G., Cottin J.-Y. et al.* Petrological and geochemical constraints on the composition of the lithospheric mantle beneath the Syrian rift, northern part of the Arabian plate // Eds M. Coltorti, M. Grégoire // Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle // Geological Society Special Publication. 2008. V. 293. P. 223–251.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral names // Am. Mineral. 1997. V. 82. P. 1019–1037.
- Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // J. Geodynamics. 2006. V. 42. P. 115–139.
- Ma G.S.-K., Malpas J., Xenophontos C., Chan G.H.-N.* Petrogenesis of latest Miocene-Quaternary continental intraplate volcanism along the northern Dead Sea Fault System (Al Ghab–Homs Volcanic Field), western Syria: evidence for lithosphere–asthenosphere interaction // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 401–430.
- Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J. et al.* Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths from the Plio-Quaternary 915 Al Ghab volcanic field, NW Syria: implications for the metasomatic evolution of the lithosphere // Eds A. Khan, F. Deschamps. The Earth's heterogeneous mantle. Cham: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.
- Mayer B., Jung S., Romer R.L. et al.* Petrogenesis of Tertiary hornblende-bearing lavas in the Rhon, Germany // J. of Petrology. 2013. V. 54. P. 2095–2123.
- Maruyama S.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24–49.
- McDonough W.F.* Compositional Model for the Earth's Core // Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core. 2. Amsterdam et al.: Elsevier, 2014. P. 559–576.
- Moore A., Belousova E.* Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 462–481.
- Nasir S.* Multiphase Mineral Inclusions in Ferrikaersutite Megacrysts: Implications for Postmagmatic Alteration of the Kaersutite Host // Sultan Qaboos University SQU J. for Science. 2009. V. 14. P. 25–43.
- Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // Eds K. Putirka, F. Tepley // Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. Amer. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Ridolfi F.* Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // Minerals. 2021. V. 11. P. 324.
- Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N.* Rhönite from mantle peridotites in Syria // Bull. Tethys Geol. Soc. Cairo. 2010. P. 9–13.
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A.* Magmatic systems of large continental igneous provinces // Geosci. Front. 2017. V. 8. № 4. P. 621–640.
- Taylor W.R.* An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen. 1998. V. 172. P. 381–408.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V. et al.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. V. 199. P. 177–192.
- Ulrych J., Krmíček L., Teschner C. et al.* Chemistry and Sr–Nd isotope signature of amphiboles of the magnesio-hastingsite–pargasite–kaersutite series in Cenozoic volcanic rocks: Insight into lithospheric mantle beneath the Bohemian Massif // Lithos. 2018. V. 312–313. P. 308–321.
- Witt-Eickchen G., Seck H.A.* Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer // Contr. Miner. Petrol. 1991. V. 106. P. 431–439.

Megacrysts of “Bubbly” Kaersutite in Neogene-Quaternary Volcanic Rocks of Northwestern Syria: Evidence for Crystallization in a Boiling Melt/Fluid

E. V. Sharkov^{1, *}, V. Yu. Prokofiev¹, A. V. Chistyakov¹, M. M. Bogina¹, and T. A. Gornostaeva²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonethy lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Science, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: esharkov@mail.ru*

The paper addresses megacrysts of “bubbly” kaersutite found among mantle xenoliths in the Al Ghab plateau basalts, northwestern Syria. Xenoliths as all xenoliths worldwide are represented by two varieties: green spinel peridotites (mainly lherzolites) and cross-cutting veins rocks of “black series” (mainly kaersutite hornblende and kaersutite clinopyroxenites). It is believed that the parental melts/fluids of the “black series” were formed under decompressional fluid-assisted melting of the spinel peridotites of the mantle plume’s head at the late stages of development of the plume-related magmatic systems. “Bubbly” kaersutite megacrysts are fragments of pegmatoid varieties of the “black series” rocks. They represent monocrystals up to 10 cm long, which contain numerous relatively large hollows partially filled with volcanic dust. It is shown that the “bubbly” structure of these megacrysts is explained by their crystallization during retrograde boiling of parental melt/fluid in the mantle plume head at a pressure of 9–10 kbar. The oval hollows initially represented bubbles of high-density carbon dioxide entrapped by growing crystals. These bubbles were likely degassed during eruption and CO₂ has been partially preserved only in some microscopic bubbles. It was also shown that the parental melt contained small suspended drops of fluid-saturated high-Fe liquid, which were likely derived through liquid immiscibility before to retrograde boiling of the melt/fluid.

Keywords: Al Ghab plateau, mantle plume, kaersutite megacrysts, hollows, retrograde boiling, liquid immiscibility

ПАМЯТИ ВИКТОРА МИХАЙЛОВИЧА ОКРУГИНА

DOI: 10.31857/S020303062233001X



17 марта 2022 г. ушел из жизни Виктор Михайлович Округин — кандидат геолого-минералогических наук, заведующий Лабораторией вулканогенного образования Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, член Редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология”.

В.М. Округин родился 16 октября 1945 г. в Иркутской области. В 1970 г. окончил кафедру полезных ископаемых и геохимии Геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

В 1973 г. В.М. Округин защитил кандидатскую диссертацию в МГУ по теме “Геология и оруденение Стрежанского рудного поля (Рудный Алтай)”. В том же году получил распределение в Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, где создавалась Лаборатория полезных ископаемых под руководством М.М. Василевского.

В.М. Округин в разное время занимал должности от младшего до ведущего научного сотрудника, заведующего научным музеем, заведующего отделом физико-химических методов исследований и минералогии ИВ ДВО РАН. С 2004 г. он возглавлял Лабораторию вулканогенного рудообразования Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

За годы своей деятельности Виктор Михайлович проходил стажировки по новейшим методам исследований состава и структуры вещества в лабораториях университетов и геологических служб Италии, Германии, Франции, Японии и Англии. Он руководил седьмым рейсом научно-исследовательского судна “Вулканолог”. Активно участвовал в изучении трещинных извержений Толбачинского дола в 1975–1976 и 2012–2013 гг., занимался исследованиями вулканов Авачинский, Мутновский, Горелый и др.

Виктор Михайлович изучал проблемы взаимосвязи вулканизма и рудообразования. Уделял большое внимание вулканогенному минерало- и рудообразованию в разновозрастных вулканических поясах зоны перехода континент–океан (Северо-Западная часть Пацифики: Корякия–Камчатка–Курилы–Япония), изучению минералого-геохимических характеристик современных и палеогидротермальных систем, физико-химических условий эволюции полихронного и полигенного гидротермального рудообразования горнорудных районов Камчатки. Он является автором и соавтором более 140 статей и многочисленных отчетов. Был участником исследований по открытию новых минералов.

С 1995 г. В.М. Округин плодотворно занимался преподавательской деятельностью. Большое

внимание Виктор Михайлович уделял работе со студентами, проведению летних полевых школ (Агинская горнорудная, Мутновская рудно-магматическая), содействию молодым сотрудникам в профессиональном росте, их участию в российских и международных конференциях. Под его руководством защищены кандидатские и магистерские диссертации. Имеет звание Почетного профессора Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга.

В.М. Округин – признанный ученый в области вулканогенного рудообразования как у нас в

стране, так и за рубежом. Его ответственное отношение к сотрудникам и ученикам помогло большому количеству людей найти свое призвание в геологии и смежных областях. Он навсегда останется в нашей памяти благородным, эрудированным, интеллигентным, внимательным и отзывчивым человеком, преданным выбранной профессии.

*Сотрудники Института вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН,
Редколлегия журнала “Вулканология и сейсмология”*

ТЕМАТИКА ЖУРНАЛА И ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

DOI: 10.31857/S0203030622340016

Журнал “Вулканология и сейсмология” рассчитан на вулканологов, сейсмологов, геологов, геофизиков, геохимиков и читателей других специальностей, интересующихся проблемами вулканизма, сейсмичности и глубинных процессов вулканических областей.

В журнале освещаются следующие вопросы:

– современная наземная и подводная вулканическая деятельность, продукты вулканических извержений, строение вулканов и их “корней”, сейсмические и другие наблюдения на активных вулканах, предсказание вулканических извержений;

– неоген-четвертичный вулканизм; развитие вулканических центров, эволюция вулканизма в истории Земли;

– петрология изверженных пород, происхождение магм;

– геохимия вулканических, поствулканических процессов и связанное с ними минерало- и рудообразование;

– геотермия и гидротермальные системы вулканических областей;

– сейсмологические наблюдения, сейсмичность, современные движения, глубинное строение и геодинамика зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану и других вулканических областей;

– физика землетрясения и сейсмического процесса; сейсмический прогноз;

– механизм глубинной магматической деятельности и вулканических извержений.

В журнале “Вулканология и сейсмология” помещаются статьи, содержащие законченные, еще не опубликованные результаты теоретических и экспериментальных работ, обзорные статьи, краткие сообщения по тематике журнала.

Авторы, направляющие статьи и краткие сообщения в журнал “Вулканология и сейсмология”, должны соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

В редакцию присылается **электронный вариант** (таблицы doc – в папке, рисунки jpg – в папке, макет статьи doc (вставить в конце статьи таблицы и рисунки с подписями)) на *e-mail* редакции: volcanology@inbox.ru, а также через портал редакционно-издательской системы [https://publish.sci-](https://publish.sci-ensejournals.ru)

[ensejournals.ru](https://publish.sci-ensejournals.ru). Объем статей не должен превышать одного авторского листа (до 24–28 печатных страницы, включая текст, список литературы, подписи к рисункам и таблицы), краткие сообщения – половины авторского листа. Количество рисунков не должно превышать 8 (восемь) рисунков на авторский лист.

2. К статье (в электронном варианте) прилагаются следующие сопроводительные документы: 1) сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование проводилось, 2) Договор о передаче авторского права для английской версии и Лицензионный договор для русской версии, 3) сведения об авторах статьи.

3. Рукописи должны быть напечатаны на компьютере шрифтом Times New Roman 12 через полтора интервала с оставлением полей с левой и правой стороны. Все страницы должны быть пронумерованы, включая текст, список литературы, таблицы и подписи к рисункам. Все упоминаемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям. В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных), сокращенные названия поясняются при первом упоминании. Десятичные знаки пишутся через точку (например, 0.001); млн, млрд, мин, сек, м, см – без точки; тыс., вес. %, масс. % – с точкой.

4. Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русские фамилии, затем иностранные. *Фамилии и Инициалы* автора(ов). Полное название книги (Название сборника). Город: Издательство, Год. Общее количество страниц (например, 123 с.) **или** *Фамилии и Инициалы* автора(ов). Полное название статьи // Название журнала. Год. Т. 1. № 1. С. 11–22. Если авторов в ссылке больше четырех, указываются *три автора и др.* В тексте статьи ссылка дается в квадратных скобках [Фамилия, год], если авторов больше двух [Фамилия первого автора и др., год], если работа приводится без авторов [Первое слово Названия работы ..., год], иностранные фамилии даются на языке оригинала. Например, [Иванов, 2011; Семенов, Белов, 2018; Петров и др., 2012; Сейсмические ..., 2015; Benioff, 1951; Scholz, Campos, 2012; Holschneider et al., 2012].

5. Иллюстрированный материал должен быть выполнен качественно, сканированные рисунки не принимаются. На картах обязательно указы-

вать масштаб. На рисунках должно быть указано минимальное, соответствующее изложению в тексте, количество буквенных и цифровых обозначений, а также рисунки должны содержать минимальное количество надписей. Большая их часть дается под соответствующей подписью к рисунку. Включение в статью карт, разрезов и фотографий допускается лишь в полном соответствии с текстом. В подрисуночной подписи не допускается воспроизведение не буквенных знаков (штриховка, кружки, треугольники и т.д.). В но-

мерах условных обозначений цифры даются прямым шрифтом, а буквы курсивом.

6. В связи с тем, что публикация английской версии Журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык.

Статья оформляется следующим образом:

УДК 551...

НАЗВАНИЕ РАБОТЫ

© 2022 г. И. И. Иванов^{1, *}, П. П. Петров^{2, **}, С. С. Сидоров^{3, ***}

¹Название Института, почтовый адрес, Москва, индекс Россия

²Название Института, почтовый адрес, Санкт-Петербург, индекс Россия

³Название Института, почтовый адрес, Екатеринбург, индекс Россия

*e-mail:

**e-mail:

***e-mail:

Поступила в редакцию

Аннотация до половины печатной страницы

Ключевые слова: 5–6 слов.

Текст статьи с разделами, отражающими ее содержание (например, Введение, Формулировка научной задачи, Исходные данные, Фактический материал, Методы исследования, Результаты исследования, Результаты и их обсуждение, Заключение), Список литературы, перевод (от Названия работы до *Ключевых слов* включительно), в конце статьи вставляются Таблицы и Рисунки с подрисуночными подписями.

Заголовки первого уровня набираются прямым заглавным шрифтом в центре строки, заго-

ловки второго уровня — курсивом в центре строки, заголовки третьего уровня — подчеркивание в начале абзаца (если заголовков планируется больше, то допускается заголовок полужирным шрифтом строчными буквами в центре строки).

7. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке!

8. Статьи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения!