

ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 552.3+549.01+549.08

**Пузыристые лавы алмазопродуктивного
Толбачинского трещинного извержения
2012–2013 гг. (ТТИ-50, Камчатка)****В.И. Силаев^а, Л.П. Аникин^б, Г.А. Карпов^б, Д.Н. Ремизов^с, А.С. Мяндин^а,
В.Н. Филиппов^а, А.Ф. Хазов^а, В.П. Лютоев^а, Д.В. Киселева^д**^аИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН

167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54. E-mail: silaev@geo.komisc.ru

^бИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006, Петропавловск-Камчатский, бул. Пийпа, 9. E-mail: karpovga@kscnet.ru

^сВсероссийский НИИ им. А.П. Карпинского

199196, Санкт-Петербург, Средний пр. ВО, 74

^дИнститут геологии и геохимии УрОРАН

620086, Екатеринбург, ул. ак. Вонсовского, 15

(Статья поступила в редакцию 16 мая 2022 г.)

Обобщены результаты комплексных петрологических, геохимических и минералогических исследований эффузивных вулканитов алмазопродуктивного Толбачинского Трещинного извержения 2012–2013 гг. (ТТИ-50). Сделан вывод о двухфазности извержения, начавшегося эрупцией трахиандезибазальтов, кратковременно сменившихся трахибазальтами. В сравнении с лавами других Толбачинских извержений (БТТИ) исследованные вулканиты характеризуются большей щелочностью, высокой калиевостью (до шошонитов), но меньшей магнизиальностью. По геохимическим свойствам они соответствуют рифтогенным магматитам, образовавшимся за счет глубинно-мантийного очага магмы пикритового состава. Исследованные вулканиты характеризуются широко варьирующей везикулярностью вплоть до пузыристых лав, на 80–90% состоят из вулканического стекла, степень раскристаллизации которого колеблется от максимальной в эффузивных трахиандезибазальтах до минимальной в бомбе трахиандезибазальта. По степени окисленности железа в стеклофазе вулканиты отвечают продуктам наземных извержений в островодужной или континентально-рифтовой геодинамической обстановке. Среди микролитов преобладают оливин состава Fe_{56-84} , плагиоклазы состава $An_{87\pm 9}Ab_{9\pm 10}Ort_{4\pm 2}$ и шпинелидные твердые растворы на основе магнетита, магноферрита, ульвита и купрошпинели. Индивиды распада в фазово-гетерогенных зернах магнетита представлены гемоильменитом и ильменитом. В качестве аксессуарных минералов-микролитов установлены джирит-спионкопит состава $Cu_{1.7}S-Cu_{1.32}S$, самородное железо состава $Fe_{75}Sn_4(Cu, Mn, Cr)$ и самородная медь состава $Cu_{7-10}(Sn_{0.9-1.8}Fe_{0.1-0.2})_{1-2}$.

Ключевые слова: Толбачинское трещинное извержение, эффузивы, петро-минералого-геохимические свойства.

DOI: 10.17072/psu.geol.21.3.193

Введение

Толбачинское трещинное извержение им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (ТТИ-50) произошло на юго-юго-западном склоне вулкана Плоский Толбачик в период 27.12.2012–09.10.2013 гг. (рис. 1). В начальный период эрупции происходили синхронно из двух трещин субмеридионального простирания, имеющих протяженность по 500 м каждая.

Затем извержение локализовалось в двух центрах: в верхнем – *Прорыве Меняйлова* и нижнем – *Прорыве Набоко*. Через пять дней Прорыв Меняйлова прекратил свою активность, и в дальнейшем извержение происходило только через Прорыв Набоко, который имел в разное время до трех действующих жерл. Поступление и излияние магмы осуществлялось непрерывно с тенденцией уменьшения кремнекислотности и щелочно-

сти от начального периода (прорыв Меняйлова и первые порции излияния прорыва Набоко) к более позднему. ТТИ-50, помимо обычных динамических, морфологических и геофизических свойств, отличалось аномальными особенностями (Волынец и др., 2013; Гордеев и др., 2014; Карпов и др., 2014; Силаев и др., 2015; Хубуная и др., 2016; Волынец и др., 2017; Волынец и др., 2017; Силаев и др., 2019; Гордеев и др., 2019): 1) за-

ложением трещин непосредственно в теле вулкана Плоский Толбачик на большой высоте (около 2100 м); 2) специфичным строением и составом лав, в частности их высокой калиевостью; 3) уникально большим притоком лавы на начальной стадии извержения, достигавшим 430 м³/с; 4) невиданной ранее алмазонасностью некоторых продуктов извержения.

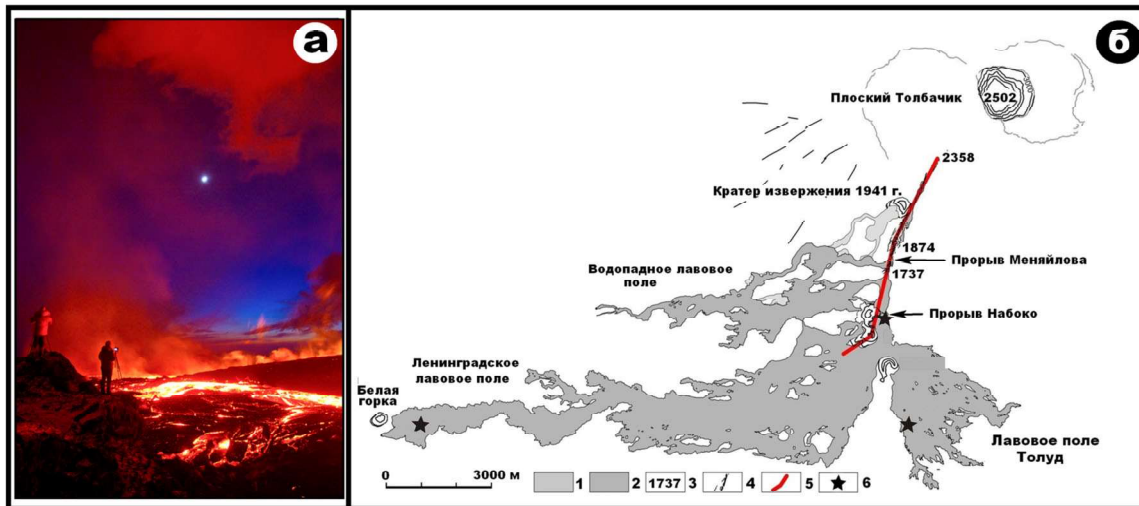


Рис. 1. Фото (а) и карта продуктов (б) Толбачинского трещинного извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50): 1 – лавовое поле начального периода извержения; 2 – лавовые поля более позднего периода извержения (нерасчлененные); 3 – абсолютные отметки высот; 4 – старые трещины; 5 – система трещин, к которым были приурочены прорывы извержения ТТИ-50; 6 – алмазоносные участки на лавовых полях

В настоящей статье обобщаются результаты петролого-минералого-геохимических исследований эффузивной фации ТТИ-50, представленной серией образцов из музейной коллекции Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (С.А. Хубуная) и образцами, системно отобранными А.С. Мяндиным непосредственно на основных лавовых полях ТТИ-50 в ходе полевых исследований в 2016 г.

Методы исследований

В процессе исследований толбачинских эффузивов использовались: оптическая микроскопия (Полам Р-312 в комплекте с компьютеризированным комплексом OLYMPUS BX51); аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400, оснащенный энергодисперсионным и волновым спектрометрами); методы кулонометрического титрования по величине рН (экспресс-

анализатор Ан-7529М) и рентгенофлюоресцентного анализа (MESA-500W); масс-спектрометрия индуктивно связанной плазмы (Perkin Elmer ELAN 9000); рентгеновская дифрактометрия (Shimadzu XRD-6000); ИК-спектроскопия поглощения (фурье-спектрометр Люмекс ИнфраЛЮМ ФТ-02); мёссбауэровская спектроскопия (MS-1104Em). Анализы осуществлялись в ЦКП «Геонаука» при Институте геологии Коми НЦ УрО РАН и в ЦКП «Геоаналитик» при Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Петрохимия, микроэлементы и геодинамическая природа

Исследованные образцы представляют собой лавовую фацию вулканитов, характеризующихся специфичным химическим составом и сильно варьирующей везикулярностью (рис. 2), обусловленной дегазацией первичного расплава в ходе извержения.

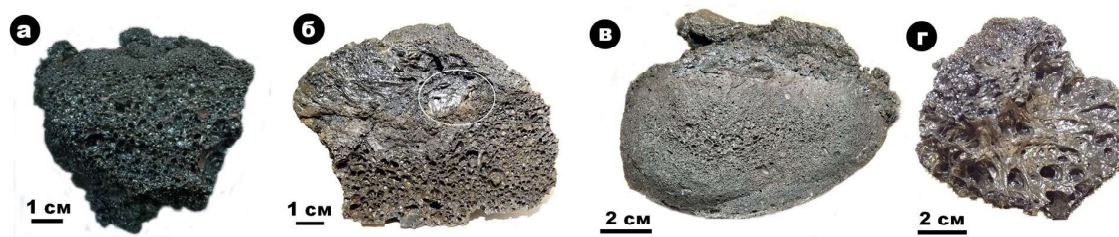


Рис. 2. Внешний вид исследованных продуктов ТТИ-50: а – трахиандезибазальт; б – трахибазальт с ксенолитами трахиандезибазальта (отмечено кружком), в – бомба трахиандезибазальта, г – сильнопузыристый шлаковидный трахиандезибазальт

По химическому составу (рис. 3) исследованные образцы отвечают высококалийевым трахиандезибазальтам и спорадически встречающимся трахибазальтам. Последние иногда содержат мелкие ксенолиты трахиандезибазальтового состава. Это свидетельствует о двух генерациях эффузивов ТТИ-50 – ранней трахиандезибазальтовой, формировавшейся в длительном интервале времени, и поздней непродолжительной трахибазальтовой. Последнее подтверждается обнаружением в образце трахибазальта микроксенолитов трахиандезимазальта. Кроме того, был исследован образец бомбы трахиандезибазальтов, несколько отличающейся по петроминералогическим свойствам от собственно эффузивов.

Все исследованные породы отвечают субщелочному, высокоглиноземистому ($MgO / Al_2O_3 = 0.21 \pm 0.05$) и умеренно высокотитанистому ($TiO_2 / SiO_2 = 0.03-0.04$) типу. Содержание щелочей в них прямо коррелируется с содержанием SiO_2 , а содержания TiO_2 и MgO , напротив, коррелируются обратно. Полученные нами данные хорошо коррелируются с данными С.А. Хубуная (Хубуная и др., 2016). Особенностью щелочности трахиандезибазальтов и трахибазальтов ТТИ-50 является их обогащенность калием. По содержанию K_2O эти породы вполне отвечают шошонитовой серии (Resserillo, Taylor, 1976), принципиально отличающейся от стандартных для Центральной и Восточно-Южной Камчатских вулканических зон низко и умеренно-калиевых островодужных базальтоидов четвертичного возраста, включая эффузивы БТТИ (Эрлих, 1979; БТТИ, 1980). Как известно (Добрецов, 2018), высококалийевые трахиандезибазальты характерны не столько для субдукционного,

сколько для плюмового вулканизма с глубинно-мантийным источником вещества.

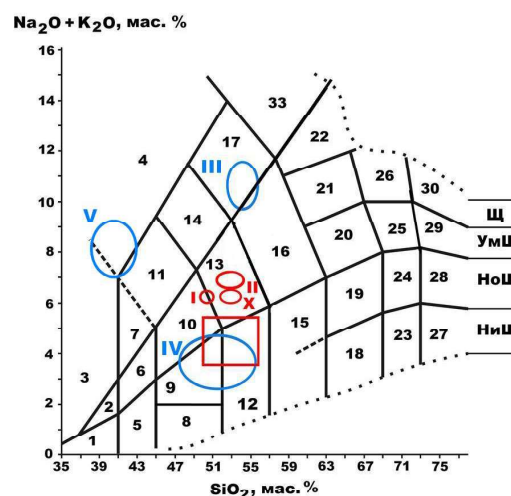


Рис. 3. Поля на диаграмме TAS: 1 – пикриты; 2, 3 – пикриты, соответственно умеренно-щелочные и щелочные; 4 – фойдиты; 5–8 – пикробазальты, соответственно, ультраосновные, умеренно-щелочные, щелочные, основные; 9 – базальты; 10 – трахибазальты; 11 – базальты щелочные; 12 – андезибазальты; 13 – трахиандезибазальты; 14 – фонотефриты; 15 – андезиты; 16 – трахиандезиты; 17 – тефрифонолиты; 18 – дациты низкощелочные; 19 – дациты; 20 – трахидациты; 21 – трахиты; 22 – фонолиты; 23 – низкощелочные риодациты; 24 – риодациты низкощелочные; 25 – трахириодациты; 26 – щелочные риодациты (пантеллериты); 27 – низкощелочные риолиты; 28 – риолиты; 29 – трахириолиты; 30 – щелочные риолиты (комендиты). Серии: НиЩ – низко-щелочная, НоЩ – нормально-щелочная, УмЩ – умеренно-щелочная, Щ – щелочная. Составы исследуемых пород: I, II – валовые составы соответственно трахибазальтов и трахиандезибазальтов; III–V – гомогенной низкожелезистой стеклофазы в трахиандезибазальтах (III) и трахибазальтах (IV), высокожелезистой гомогенной стеклофазы в трахиандезибазальтах; X – данные С. А. Хубуная о валовом составе трахиандезибазальтов ТТИ-50 (Хубуная и др., 2016). Красной рамкой показана статистика валового химического состава лавовых продуктов извержения вулканов Восточно-Южной Камчатской зоны (Эрлих, 1979)

В вулканитах ТТИ-50 установлено 45 микроэлементов, содержания которых лежат в следующих пределах (г/т): Li 18–22; Be 1.5–2; Rb 56–70; Sr 274–330; Sc 23–30; V 214–330; Cr 8–79; Co 24–40; Ni 11–71; Ga 20–22; Cu 270–275; Zn 125–130; Y 39–52; Zr 226–280; Nb 7–9; Ag 0.1–0.2; Mo 1–2, Cd 0–0.2, Sn 3–4, Cs 1–3; Ba 504–604; Ln 160–165, Hf 6–7.5; Ta 0.5–1, W 0.5–1; Re 0–0.1, Tl 0–0.3, Pb 6–10; As 0–2; Sb 0.5–1; Bi 0–0.1, Th 2–4; U 1–3. Кроме того, в исследуемых породах нами определено валовое содержание углерода (мас. %): трахиандезибазальты – 0.04; трахибазальты – 0.02; шлаковидные трахиандезибазальты – 0.018; бомба трахиандезибазальта – 0.015. Изотопный состав этого углерода в эффузивах определился в очень узком диапазоне: $\delta^{13}\text{C} = -24.4 \dots -24.3\%$, что соответствует моде генерального распределения, полученного для камчатских вулканитов (Силаев и др., 2019).

Проведенный анализ показал, что исследуемые вулканиты характеризуются рядом устойчивых и при том специфических геохимических свойств. В них когерентные (Cr, Ni, Co, Cu, V) микроэлементы примерно в два раза преобладают над некогерентными (Rb, Zr, Y, Pb, W, Th, U) при далеко не минимальном содержании последних. Отсутствие на кривой спайдер-диаграммы (рис. 4, а) Ta-Nb аномалии сближает их с базальтоидами трапповой формации, а незначительность Eu-аномалии говорит о слабом

проявлении фракционирования плагиоклазов. С другой стороны, умеренная ($\text{La}^*/\text{Yb}^* = 3\text{--}5$) дифференциация лантаноидов (рис. 4, б) свидетельствует о реализации фракционирования оливина и клинопироксена. Исходный расплав по составу был, похоже, близок к пикритовому.

Геодинамическая природа исследуемых пород, определяемая по другим геохимическим критериям, может быть интерпретирована следующим образом. На диаграмме Zr-Zr/Y (Pearce, Norry, 1979) точки состава исследованных образцов попали в поле внутриплитных базальтоидов, а на диаграмме La/Yb – Th/Nb (Hollocher et al., 2012) они легли в поле континентальных вулканических дуг. По изотопному составу стронция и неодима эффузивы ТТИ-50 весьма однородны (Хубуная и др., 2016): $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70336 \text{--} 0.70341$; $\delta^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51309 \text{--} 0.51310$, что свидетельствует об отсутствии в ходе ТТИ-50 ассимиляции коровым материалом. Эти данные согласуются с полученными ранее аналогичными данными для БТТИ, ТТИ-50, Ключевского вулкана (БТТИ, 1984; Portnyagin et al., 2015; Churikova et al., 2015; Силаев и др., 2022) и вообще для вулканов тихоокеанского «огненного» кольца (Хедж, Горшков, 1977). В глобальных координатах исследованные нами лавы по Sr-Nd изотопии вполне соответствуют современному состоянию верхней мантии (Костицын, 2007).

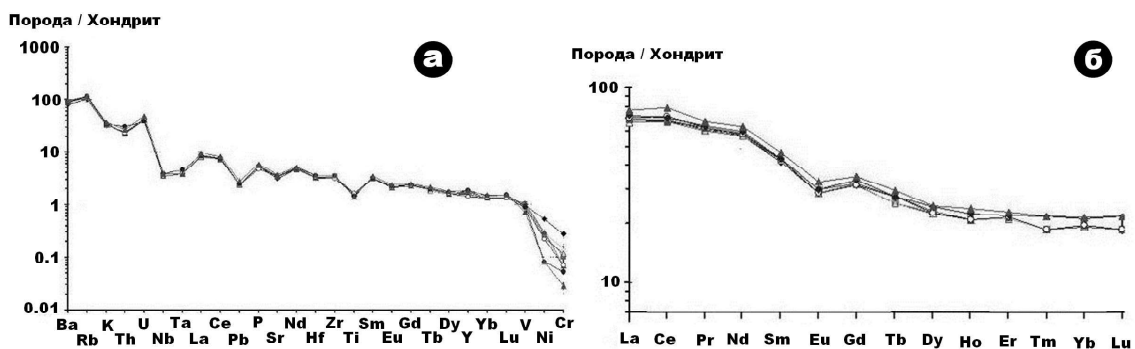


Рис. 4. Спайдер-диаграмма (а) и хондрит-нормированные тренды лантаноидов (б), характеризующие эффузивы ТТИ-50

Таким образом, судя по геохимическим данным, эффузивы ТТИ-50 не являются производными узко островодужного магматизма. На это указывают и повышенная калие-ность вулканитов, и соотношение когерент-

ных и некогерентных микроэлементов, и отсутствие признаков ассимиляции веществом земной коры. Сделанный вывод можно считать вполне ожидаемым, поскольку уже известно, что в молодых камчатских вулкани-

тах надежные признаки островодужного происхождения проявляются, начиная лишь с андезидацитов, усиливаясь в дацитах (Перепелов и др., 2006; Ionov, 2010). В нашем случае можно предположить, что генерация исходного, вероятно, пикритоидного по составу, расплава была обусловлена не субдцированием океанической коры, а рифтогенезом в зоне Центрально-Камчатского грабена, сопровождавшимся на бортовых частях последнего вулканизмом за счет более глубокого и менее истощенного, чем обычно, мантийного очага. Не исключено, что именно это и послужило причиной сенсационной продуктивности продуктов ТТИ-50 на алмазы.

Везикулярность

Важным, но практически неизученным свойством эффузивных вулканических пород является их везикулярность – насыщенность пустотами разных форм и размеров, образовавшимися в результате дегазации застывающих лав. При этом вариации формы и размеров таких пустот определяются динамикой лав и скоростью их остывания. Понятно также, что везикулярность свойственна не только современным эффузивам, но и их палеоаналогам – миндалекаменным базальтоидам.

В исследуемых образцах везикулярность анализировалось в шлифах большого размера (рис. 5). При этом суммарная пустотность определялась методом случайных секущих, а в качестве размера отдельной пустоты принималась полусумма ее максимального и минимального измерений. Форма везикул оценивалась по коэффициенту удлинения – отношению максимального измерения к минимальному. Распределения пустот по размерам и коэффициентам удлинения строились на основе расчета числа разрядов по формуле Стёрджеса, оценка степени нормальности распределений осуществлялась по t-критерию Стьюдента.

Проведенные исследования показали, что в исследованных образцах содержание пустот варьирует от 2.5 до 83%, а их размеры изменяются в пределах 15–7850 мкм. По форме пустоты изменяются от изометричных до очень сильно вытянутых, на что указывает разброс коэффициента удлинения от 1 до 28. На основании полученных данных, эффузивы ТТИ-50 были подразделены на пять разновидностей (Мяндин, Тарасов, 2017): 1) плотные (пустотность < 5%), 2) везикулярные (5–10%), 3) пузыристо-везикулярные (10–30%), 4) везикулярно-пузыристые (30–55%) и 5) пузыристо-шлаковидные (> 55%).

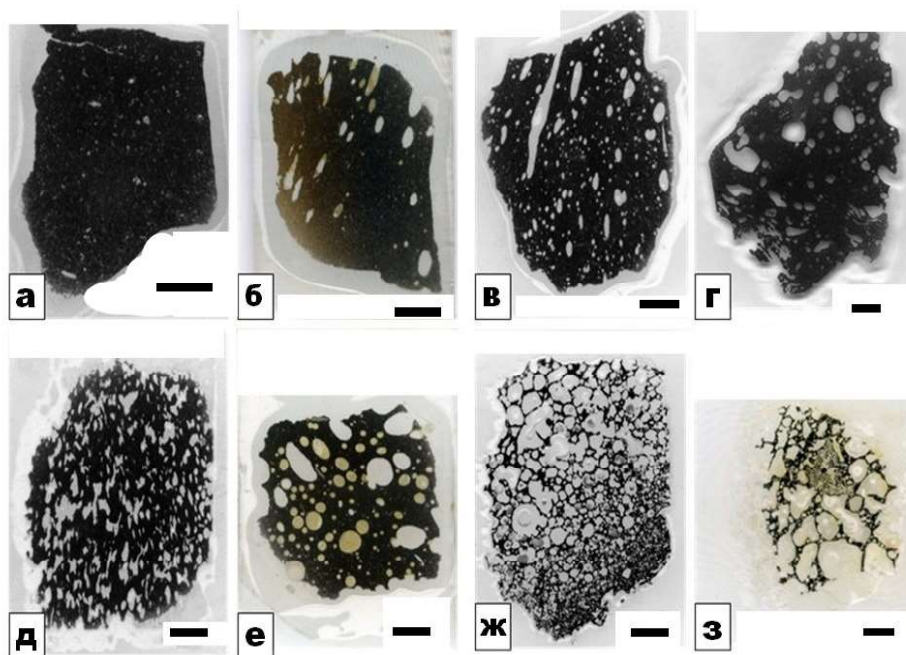


Рис. 5. Фотографии шлифов везикулярных разновидностей лав ТТИ-50: а – плотные; б – везикулярные; в, г – пузыристо-везикулярные; д, е – везикулярно-пузыристые; ж, з – пузыристо-шлаковидные

Установлено (табл. 1), что в ряду от плотных эффузивов к везикулярно-пузыристым последовательно увеличиваются размеры пустот и коэффициенты их удлинения. То есть в указанном направлении происходит более или менее скоррелированный рост количества пустот, их средних размеров и формы. С ростом доли вытянутых пустот в исследованных образцах появляется и усиливается директивность – субсогласная ориентация пустот своими удлинениями. При переходе от везикулярно-пузыристых лав к пузыристо-шлаковидным наблюдается относительно небольшой прирост среднего размера пустот, но разброс везикул по размерам сильно увеличивается. Помимо этого, в шлаковидных эффузивах скачкообразно уменьшается коэффи-

циент удлинения пустот, т.е. везикулы в них становятся более изометричными. Отличия шлаков от других типов лав по свойствам везикулярности обусловлены, скорее всего, влиянием аэродинамического фактора.

Распределение образцов по разновидностям везикулярности в изученной выборке очень похоже на гауссово. Это свидетельствует о том, что на уровне разновидностей пузыристость обусловлена либо одной статистически действующей причиной, либо множеством причин, статистически суммируемых как одна. Иначе говоря, влияния таких факторов лавообразования, как вязкость, плотность, температура, газонасыщенность, скорость движения на рассматриваемом уровне были сопряженными.

Таблица 1. Статистические данные о везикулярных разновидностях эффузивов

Разновидности эффузивов	Частота встречаемости, %	Везикулярность, %			Размер пор, мкм			Коэффициент удлинения		
		\bar{X}	S_x	$V_x, \%$	\bar{X}	S_x	$V_x, \%$	\bar{X}	S_x	$V_x, \%$
Плотная	4.4	3.6	1.3	37.7	184	211	114.7	2.2	0.9	40.9
Везикулярная	13.3	8.5	1.3	15.3	481	614	127.7	2.5	1.2	48.0
Пузыристо-везикулярная	53.4	18.3	5.6	30.3	661	830	125.6	2.4	2.5	104.2
Везикулярно-пузыристая	15.6	39.4	7.8	19.8	1034	603	58.3	3.4	2.9	85.3
Пузыристо-шлаковидная	13.3	62.3	5.9	9.5	1104	946	85.7	1.9	0.8	42.1

Примечание. \bar{X} – среднее, S_x – среднее квадратичное отклонение (СКО)

Анализ распределения везикул по размерам и степени удлинения в наиболее пузыристых образцах вулканитов также осуществлялся с использованием числа разрядов, вычисленного по формуле Стёрджеса. Оценки степени отклонения от логнормальности производились по кумулятивным кривым частот встречаемости. Полученные данные отображены в табл. 2 и на рис. 6. Валовая везикулярность в наиболее пузыристых эффузивах варьируется от 77 до 83%, т.е. все они фактически представляют собой вулканические пемзы и шлаки. Распределение пустот в таких породах логнормальное, при этом визуально на более крупно-пустотном фоне наблюдаются шпироподобные участки с гораздо более мелкими везикулами. Иногда крупно- и мелкопустотные участки как бы

чередуются. Коэффициент удлинения пустот во всех породах, кроме шлаковидных, колеблется от 1 до 6, причем почти 90% значений приходится на интервал 1–3. Наиболее сильная корреляция между размерами и удлинением везикул в этом ряду эффузивов выявляется в бомбах трахиандезибазальтов.

Самым широким разбросом везикул по размеру и степени удлинения отличаются пузыристо-шлаковидные трахиандезибазальты, которым свойственны в среднем наибольшие размеры пустот, но при более низком среднем значении коэффициента их удлинения. В этих породах установлена относительно слабая прямая корреляция между параметрами везикулярности при значительном отклонении распределения пустот по размерам от логнормальности.

Таблица 2. Статистическая оценка везикулярности пузыристо-шлаковидных разновидностей эффузивов

Суммарная везикулярность, %	Размеры везикул, мкм		Коэффициент удлинения	
<i>Трахиандезибазалты</i>				
81.9	Число определений	509	Число определений	509
	Размах колебаний	25–1655	Размах колебаний	1–6
	Среднее	352	Среднее	1.71
	СКО	266	СКО	0.87
	Коэффициент вариации, %	75.6	Коэффициент вариации, %	50.9
<i>Трахибазалты</i>				
77.2	Число определений	605	Число определений	605
	Размах колебаний	27–1729	Размах колебаний	1–12.5
	Среднее	421	Среднее	1.76
	СКО	357	СКО	1.02
	Коэффициент вариации, %	94.2	Коэффициент вариации, %	57.9
<i>Шлаковидные трахиандезибазалты</i>				
83.0	Число определений	97	Число определений	97
	Размах колебаний	22–6490	Размах колебаний	1–4
	Среднее	997	Среднее	1.54
	СКО	939	СКО	0.58
	Коэффициент вариации, %	84.8	Коэффициент вариации, %	37.7
<i>Бомба трахиандезибазалта</i>				
77.8	Число определений	832	Число определений	832
	Размах колебаний	18–1272	Размах колебаний	1–5
	Среднее	327	Среднее	1.19
	СКО	227	СКО	0.41
	Коэффициент вариации, %	69.4	Коэффициент вариации, %	34.5

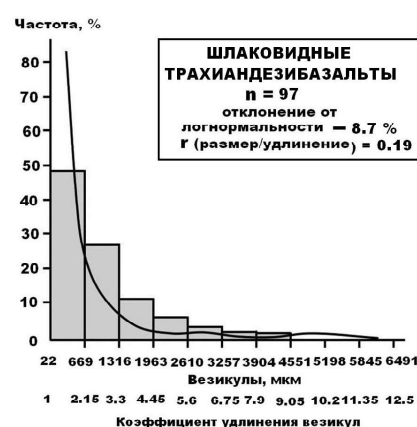
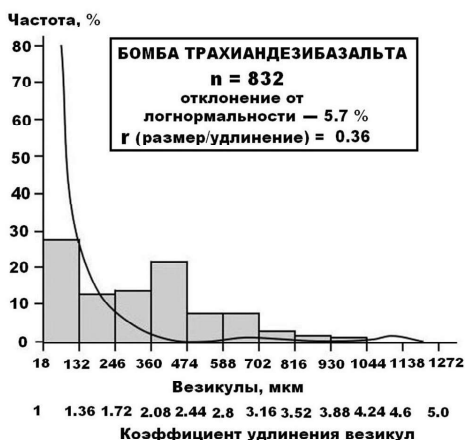
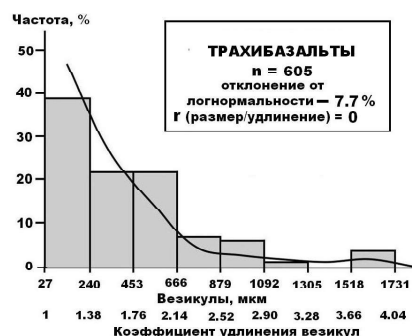
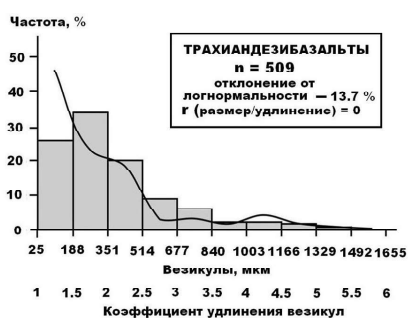


Рис. 6. Распределения везикул по размерам (гистограммы) и по значениям коэффициента удлинения (кривые) в наиболее пузыристо-шлаковидных эффузивах ТТИ-50

Внутреннее строение эффузивов и свойства стеклофазы

Исследуемые эффузивы характеризуются витрофировой структурой и относительно низкой степенью раскристаллизации стеклофазы, но при этом с признаками кристаллизационной дифференциации, выраженной ассоциацией минералов-микролитов, широко варьирующих по размеру индивидов. Все это может свидетельствовать об относительно невысокой скорости подъема лав к земной поверхности.

Изученные образцы сложены преимущественно вулканическим стеклом, в массе которого хаотически распределены большей частью мелкие включения порообразую-

щих минералов (рис. 7). Последние, по данным рентгеновской дифрактометрии, представлены оливином, энстатитом, эгирином, амфиболами (актинолит, роговая обманка), плагиоклазами, флогопитом, шпинелидами. Кроме того, в некоторых образцах диагностированы сульфиды группы халькозина, самородно-металлические фазы, гипс, гематит и гётит. Общее содержание микролитов мы оценивали по шлифам методом случайных секущих. Максимальное их содержание (17.5%) установлено в трахиандезибазах, в трахибазах содержание микролитов сокращается до 13.8%, в бомбе трахиандезибазальта составляет 12.5%, а в шлаковидном трахиандезибазальте не превышает и 10%.

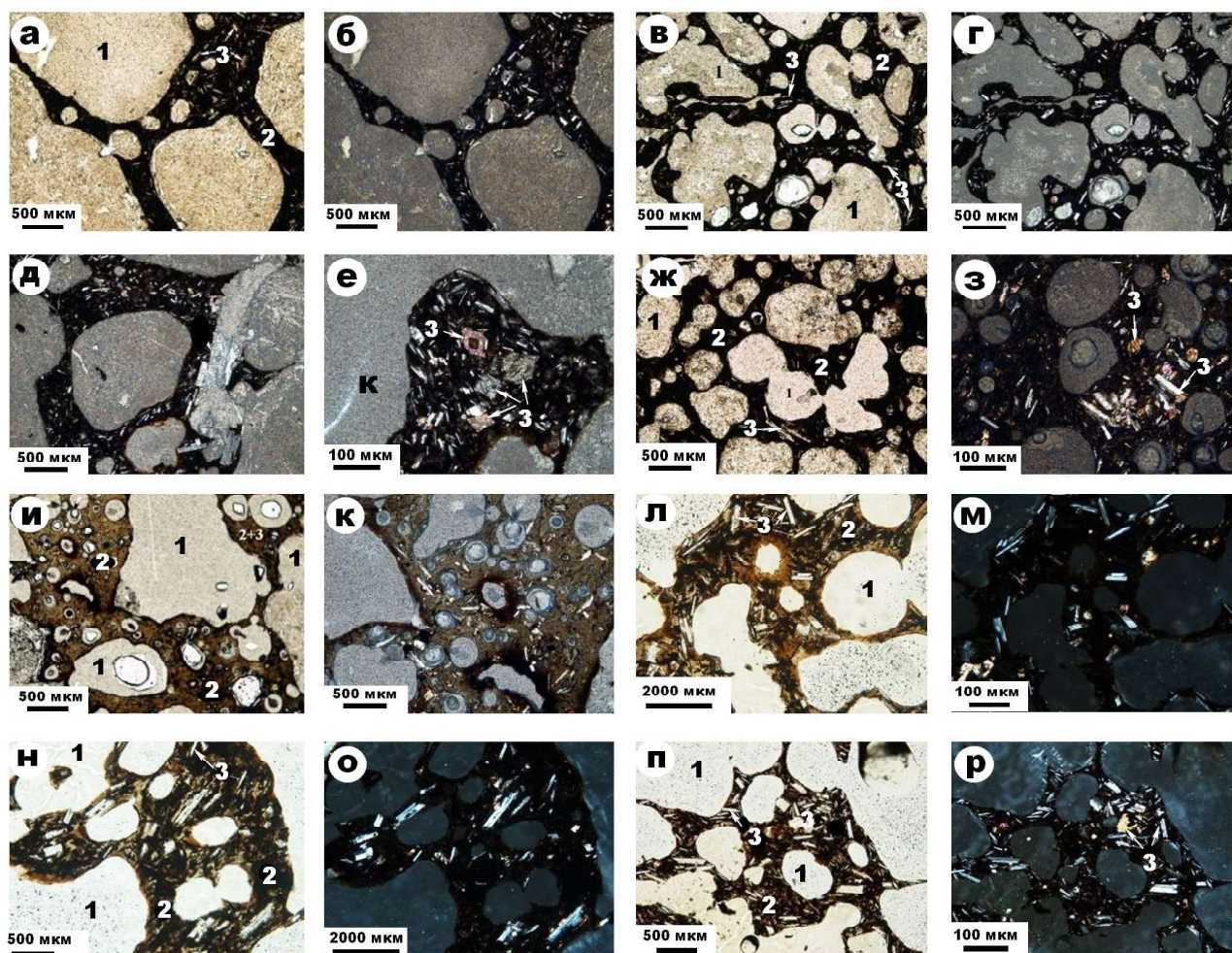


Рис. 7. Микростроение эффузивов ТТИ-50: а-е – трахибазальты; ж, з – бомба трахиандезибазальта; и, к – шлаковидный андезибазальт; л-р – трахиандезибазальты. На изображениях: 1 – пустоты, 2 – вулканическое стекло; 3 – микролиты оливина, пироксенов, плагиоклазов. Оптико-микроскопические изображения при николях = (а, в, ж, и, л, н, п) и X (б, г, д, е, з, к, м, о, р)

Вулканическое стекло в исследованных образцах трахиандезибазальтов и трахибазальтов характеризуется субгиалопилитовой структурой, обусловленной включениями микроразмерных индивидов плагиоклазов, оливина и пироксенов. Для плагиоклазов выявлены две генерации:

1) ранняя, возможно интрателлурическая, представленная относительно крупными лейстами размером $(250-1500) \times (70-500)$ мкм;

2) поздняя, в виде игольчато-призматических микровыделений с размером индивидов $(50-125) \times (15-45)$ мкм, образовавшаяся в результате раскристаллизации первичного стекла. Оливин в стеклофазе встречается в виде отдельных субизометричных, частью футляро-скелетных зерен размером $85-350$ мкм. Изредка отмечаются призматические индивиды пироксенов.

В бомбе трахиандезибазальта плагиоклаз тоже представлен двумя генерациями – ранними единичными порфиловыми вкраплениями размером $(80-450) \times (5-35)$ мкм и множеством поздних игольчатых индивидов размером $(20-70) \times (3-10)$ мкм. Оливин здесь образует несколько удлиненные зерна размером $(25-50) \times (10-25)$ мкм.

В шлаковидном трахиандезибазальте микролитов сравнительно немного, по составу среди них оптически диагностируется только плагиоклазы с размером индивидов $(20-50) \times (2-5)$ мкм.

Таким образом, в ряду снижения степени раскристаллизованности исследуемых эффузивов в последовательности трахиандезибазальты → трахибазальты → бомба трахиандезибазальта → шлаковидные трахиандезибазальты происходит последовательное сокращение почти в два раза содержания и почти на порядок размера микролитов породообразующих минералов, что, очевидно, и отражает тренд динамики извержения.

Стеклофаза в эффузивах исследовалась методами оптической микроскопии, аналитической СЭМ и мёсбауэровской спектроскопии. Согласно полученным данным (табл. 3), наиболее гомогенное низкожелезистое вулканическое стекло по химическому составу сильно отклоняется от валового состава эффузивов. В случае трахиандезиба-

зальтов оно демонстрирует повышение щелочности при сохранении высокой калиевоности, а в случае трахибазальтов общая щелочность вулканического стекла в сравнении с валовым составом сокращается (рис. 2), но калиевоность при этом сохраняется на достаточно высоком уровне (табл. 3).

На некоторых участках трахиандезибазальтов выявляется высокожелезистое вулканическое стекло, особенно характерное для наименее раскристаллизованных пород – бомбы и шлаковидного трахиандезибазальтов. Расчеты показали, что в такой стеклофазе Fe_2O_3 и SiO_2 являются компонентами-антагонистами, коэффициент корреляции между которыми достигает -0.97 . По содержанию SiO_2 такое стекло существенно отклоняется как от эффузивов в целом, так и от низкожелезистых стеклофаз в них, но высокое содержание щелочей, включая калий, сохраняется (рис. 3).

На участках ожелезнения в трахиандезибазальтах и трахибазальтах стеклофаза обнаруживает признаки последовательного образования структур распада. Сначала в кажущемся фазово-гомогенном матриксе вулканического стекла появляется наноразмерная неоднородность распределения железа в виде сотоподобной структуры (рис. 8, а). Затем образуются облакоподобные железистые сгущения и чуть позже – дендритообразные выделения магнетита (рис. 8, б, в) – полноценные субиндивиды распада твердых растворов железистого вещества в вулканическом стекле. Эти субиндивиды фактически являются наиболее поздней вулканогенной генерацией магнетита, ранее установленной в пеплах Ключевского вулкана (Силаев и др., 2022) и в эксплозивных сферулах на алмазных территориях Среднего Урала (Силаев и др., 2009). В некоторых образцах исследуемых эффузивов фазовая негомогенность распавшейся первично высокожелезистой стеклофазы достигает наибольшего масштаба, затрагивая всю массу стекла. В результате образуется полосчатое или мозаичное чередование примерно равновеликих участков, сложенных низкожелезистой стеклофазой и микроагрегациями кристаллозернистых шпинелидов (рис. 8, г).

Обобщение полученных данных приводит к выводу о том, что в исследуемых эффузивах реализуется два варианта кристаллизационной дифференциации. Первый вариант отражает первичную конкуренцию интрателлурических минералов и расплава (рис. 9, а), возникшую в процессе извержения. А второй явно обусловлен более поздней раскристаллизацией стеклофазы (рис. 9, б).

Кристаллохимические особенности вхождения примеси железа в вулканическую стеклофазу исследовались методом мёссбауэровской спектроскопии (Лютоев и др., 2017). Соответствующие спектры были зарегистрированы в диапазоне скоростей -11 – $+11$ мм/сек при комнатной температуре препарата. Изомерный сдвиг определялся относительно α -Fe.

Таблица 3. Химический состав стеклофазы в эффузивах ТТИ-50, мас. %

Объекты	№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅
1	Размах колебаний	53.10–56.24	2.03–2.24	14.38–14.54	7.98–9.17	He обн.	4.03–5.95	2.93–8.29	5.12–7.14	3.16–5.10	He обн.	He обн.
	Среднее	54.40	2.16	14.44	8.49		4.83	5.00	6.30	4.37		
	СКО	1.64	0.11	0.09	0.61		1.00	2.88	1.05	1.06		
2	Размах колебаний	37.60–44.09	1.70–3.27	8.93–12.09	24.23–33.98	«	3.59–4.97	4.27–5.15	3.20–6.18	2.41–3.86	«	«
	Среднее	40.63	2.25	10.77	28.61		4.25	4.77	4.95	3.24		
	СКОоп	3.27	0.89	1.64	4.95		0.69	0.45	1.56	0.75		
3	Размах колебаний	40.61–62.14	0–3.50	5.77–19.12	0.34–28.26	He обн.	2.77–22.98	1.06–9.29	0–1.15	0–4.58	«	«
	Среднее	53.80	2.41	14.88	11.83		7.05	6.45	0.47	2.46		
	СКО	7.14	1.24	4.81	9.14		7.84	3.12	0.44	1.68		
4	Размах колебаний	52.35–52.69	2.64–3.93	11.97–13.87	18.67–18.76	«	3.12–4.10	4.15–5.04	0–1.23	2.65–3.87	«	0–0.82
	Среднее	52.52	3.29	12.92	18.72		3.61	4.60	0.62	3.26		0.41
	СКО	0.24	0.91	1.34	0.06		0.69	0.63	0.87	0.86		0.58
5	Размах колебаний	17.68	1.94–4.78	8.02–13.50	29.98–59.64	0–0.64	3.37–6.58	0.84–3.13	Not det.	0.80–3.75	0–0.55	He обн.
	Среднее	32.67	3.24	10.89	43.71	0.32	4.65	1.96		2.54	0.08	
	СКО	10.81	1.05	2.08	12.49	0.30	1.06	0.88		1.06	0.21	
6	Размах колебаний	43.03–55.57	1.12–4.82	10.64–17.46	10.66–31.36	He обн.	3.01–15.50	3.33–8.97	0–0.74	1.97–4.67	He обн.	«
	Среднее	51.46	2.72	15.21	15.44		4.73	6.83	0.12	3.49		
	СКО	3.88	0.95	2.66	6.54		4.06	1.79	0.26	0.99		

Примечание. 1, 2 – соответственно низко- и высокожелезистая разновидности гомогенной стеклофазы в трахиандезибазах; 3 – гомогенная стеклофаза в трахибазах; 4, 5 – стеклофаза с соответственно облакоподобными выделениями железистого вещества и дендритовидными субиндивидами магнетита в трахиандезибазах; 6 – стеклофаза с микровключениями шпинелидов в трахибазах

Время накопления спектра составило 120 часов. При обработке спектров использовалось стандартное программное обеспечение спектрометра «Univem». Полученный спектр представляет собой ассиметричный дублет с квадрупольным расщеплением $QS = 3$ мм/сек, характерным для ионов Fe^{2+} . Увеличение интенсивности этого дублета в области нулевых скоростей обусловлено наложением дублетного сигнала от ионов Fe^{3+} с малым значением QS . Удовлетворительная

аппроксимация такого спектра достигается для трехкомпонентной модели при гауссовой форме линий. Типичный ЯГР-спектр приведен на рис. 10, параметры дублетов представлены в табл. 4.

Согласно полученным данным, основной вклад в мёссбауэровский спектр нераспавшейся стеклофазы вносят два дублета с большими значениями квадрупольного расщепления, отвечающие ионам Fe^{2+} . На основной из этих дублетов – $Fe^{2+}(1)$ –

приходится 60% общего железа. Судя по большой ширине линии, квадрупольному расщеплению – QS и изомерному сдвигу – IS (Dyar, 1985), это железо локализуется в стеклофазе. На основании величины

изомерного сдвига, определенного с хорошей точностью, соответствующие ионы железа можно приписать тетраэдрическим структурным позициям.

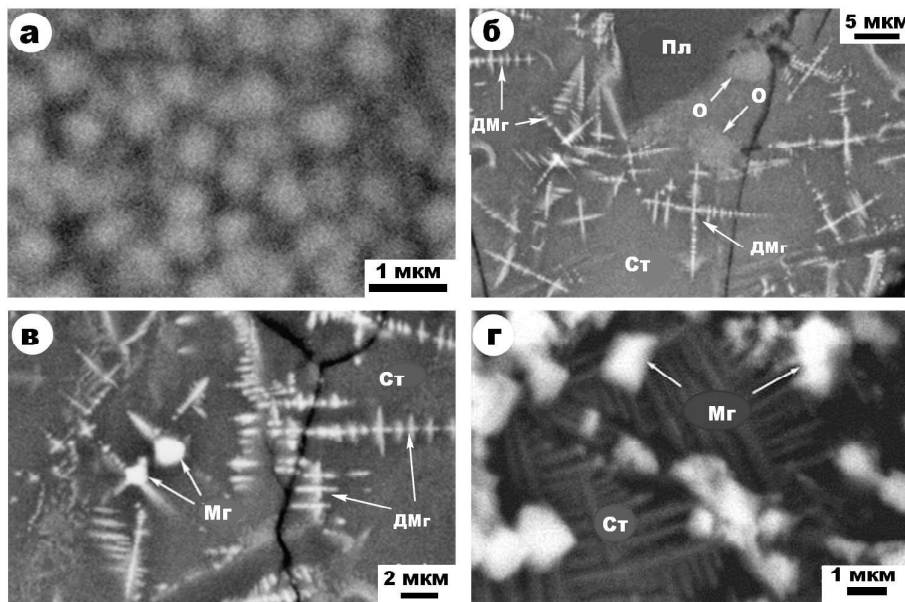


Рис. 8. Варианты нано-микрометровой неоднородности железистого вулканического стекла в эффузивах ТТИ-50: а – структура сотовой неоднородности, возникающей на самой ранней стадии распада высокожелезистой стеклофазы; б, в – появление в железистой стеклофазе (Ст) фазовой неоднородности в форме облакоподобных железистых сгущений (О), дендритов (ДМг) и первых кристалло-зернистых выделений магнетита (Мг); г – гетерофазная микроструктура полностью распавшейся первично высокожелезистой стеклофазы с микроагрегациями кристалло-зернистого магнетита; СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

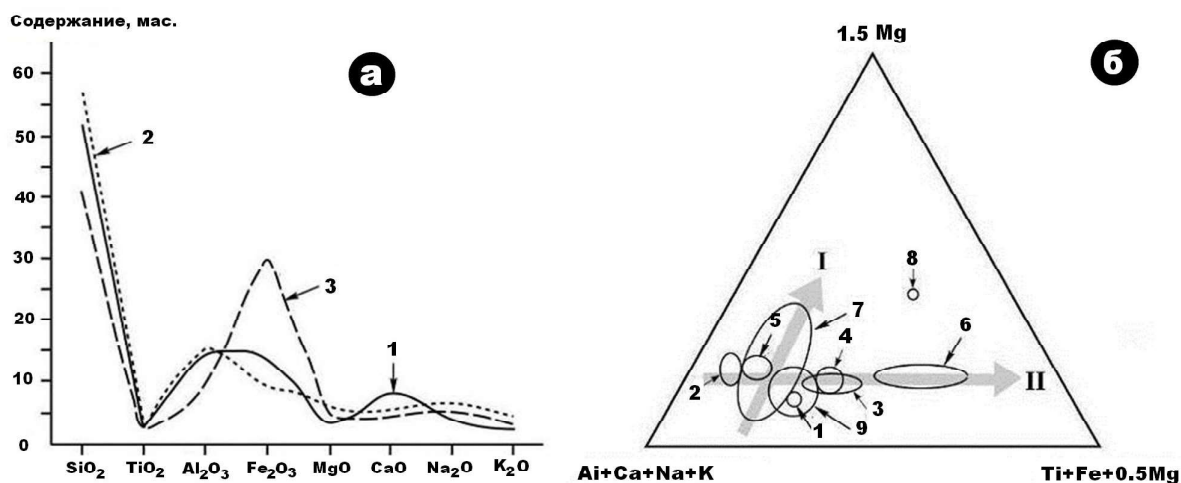


Рис. 9. Варианты фазовой неоднородности эффузивов ТТИ-50. а – первый вариант: 1 – валовый состав (стекло + микролиты), 2, 3 – соответственно низко- и высокожелезистые разновидности стекла. б – второй вариант – результат раскристаллизации и распада стеклофазы: 1 – валовый состав эффузивов; 2, 3 – соответственно низко- и высокожелезистые разновидности стеклофазы, 4, 5 – соответственно стеклофаза с сотовой структурой и с облакоподобными сгущениями железистого вещества и дендритами магнетита; 6 – аномально железистый состав стеклофазы в трахиандезибазальте; 7, 8 – соответственно низко- и высокожелезистые составы стеклофазы в бомбе трахиандезибазальта); 9 – стеклофаза в шлаковидном андезибазальте. Тренды состава вулканических стёкол: I – магнезиальный, II – железистый

Второй дублет Fe^{2+} (2) отвечает за 15% общего железа. Он характеризуется существенно большими значениями изомерного сдвига и квадрупольного расщепления, характерными для ионов железа в октаэдрических позициях. Малая ширина компонент этого дублета (0.39 мм/сек) указывает на локализацию соответствующих ионов Fe^{2+} не в стекле, а в кристаллической фазе. Судя по значениям параметров, дублет Fe^{2+} (2) отвечает оливину. Аналогичные значения параметров получены для природных оливинов различного происхождения (Dyar et al., 2006), включая оливин из метеоритов (Лютюев и др., 2013; Grandjean et al., 1998) и синтетические аналоги (Dyar et al., 2009).

Таблица 4. Параметры ЯГР-спектра ионов железа в стеклофазе трахиандезибазальтов

Параметры	Fe^{2+} (1)	Fe^{2+} (2)	Fe^{3+}
Изомерный сдвиг IS, мм/сек	0.98 ₅	1.13 ₂	0.5 ₁
Квадрупольное расщепление QS, мм/сек	2.02 ₈	2.90 ₅	0.8 ₂
Магнитное поле, Н _{эф}	0.84 ₉	0.39 ₅	0.71 ₈
Площадь S, %	60 ₂	15 ₃	25 ₄

Дополнительно к выше упомянутым дублетам в полученном мессбауэровском спектре проявился дублет с малыми значениями изомерного сдвига и квадрупольного расщепления, что характерно для октаэдрических ионов Fe^{3+} в силикатном стекле (Dyar, 1985).

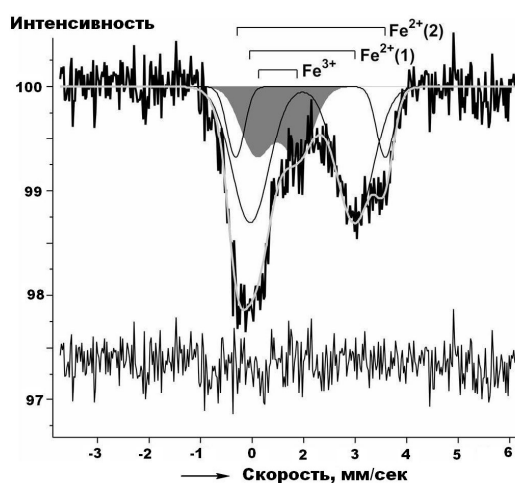


Рис. 10. Типичный ЯГР-спектр ионов железа в трахиандезибазальтах ТТИ-50

На эту форму приходится около 25% общего железа. Очевидно, что именно присутствующие в стеклофазе ионы Fe^{2+} и Fe^{3+} и составляют потенциал образования магнетитовой фазы распада. Проведенные спектроскопические исследования показали, что в исследуемых эффузивах на первоначальную стеклофазу приходится около 85% общего содержания железа. Остальная часть зарегистрированного железа относится к микролитам оливина и, вероятно, пироксенов. Валовое отношение $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, отражающее степень окисления железа, составило в изученном образце 0.25, а в его стеклофазе приближается к 0.3, что превышает значения, типичные для базальтов СОХ, больше коррелируясь с условиями наземного вулканизма в условиях островных дуг или континентальных рифтов. Количественную оценку соответствующей величины фугитивности кислорода $f\text{O}_2$ можно произвести на основе диаграммы $\Delta\text{FMQ} = \lg[f\text{O}_2 - \text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}]$, приведенной в (Nikolaev et al., 1996). Согласно этой диаграмме, величине $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} = 0.25-0.30$ отвечает значение $\lg f\text{O}_2$ не ниже 2.0.

Минералы-микролиты

В качестве минералов-микролитов в исследованных образцах эффузивов ТТИ-50 методами рентгеновской дифрактометрии и аналитической СЭМ выявлены оливин, плагиоклазы, амфиболы, магнетит, сульфиды, гипс и самородные металлические фазы.

Оливин обнаружен во всех исследованных вулканитах. Представлен большей частью изометричными зёрнами с тенденцией к идиоморфизму (рис. 11, а, б). Некоторые зёрна характеризуются микрозональностью, обусловленной линзо-прожилковидными и даже кольцевыми зонками сильного обогащения железом (рис. 11, в, г).

По составу (табл. 5) этот минерал во всех породах отвечает магнезиальному гортонолиту, варьирующемуся в пределах Fo_{56-84} с полной эмпирической формулой для трахиандезибазальтов и андезибазальтов — $(\text{Mg}_{0.77-1.41}\text{Fe}_{0.45-1.07}\text{Mn}_{0-0.02}\text{Ca}_{0-0.08}\text{Al}_{0-0.05})_{1.96-2.06} [\text{SiO}_4]$,

а для бомбы трахиандезибазальта – $(Mg_{0.88-1.56}Fe_{0.59-0.95}Mn_{0-0.02}Ca_{0-0.03}Al_{0-0.11})_{1.99-2.06}[SiO_4]$. Это подтверждается и параметрами элементарной ячейки, рассчитанными по рентгеноструктурными данным (нм): $a_0 = 0.477 \pm 0.0003$; $b_0 = 1.026 \pm 0.003$; $c_0 = 0.595 \pm 0.003$. Важнейшими примесями в исследованном оливине выступают Ti, Al, Mn, Ca. Как правило, эти примеси обратно коррелируются с магниальностью оливина. Наибольший интерес в этой связи представляет собой кальций,

обнаруживающий очень сильную обратную связь с содержанием форстеритового минала ($r = -0.65 \dots -0.80$). Такая корреляция свидетельствует о примеси в оливине растворенного монтичеллита, что в свою очередь указывает на повышенные давления (Finnerty, Boyd, 1978; Churikova et al., 2015). А последнее, очевидно, говорит о кристаллизации оливина на значительной глубине, т.е. об его интрателлурической природе.

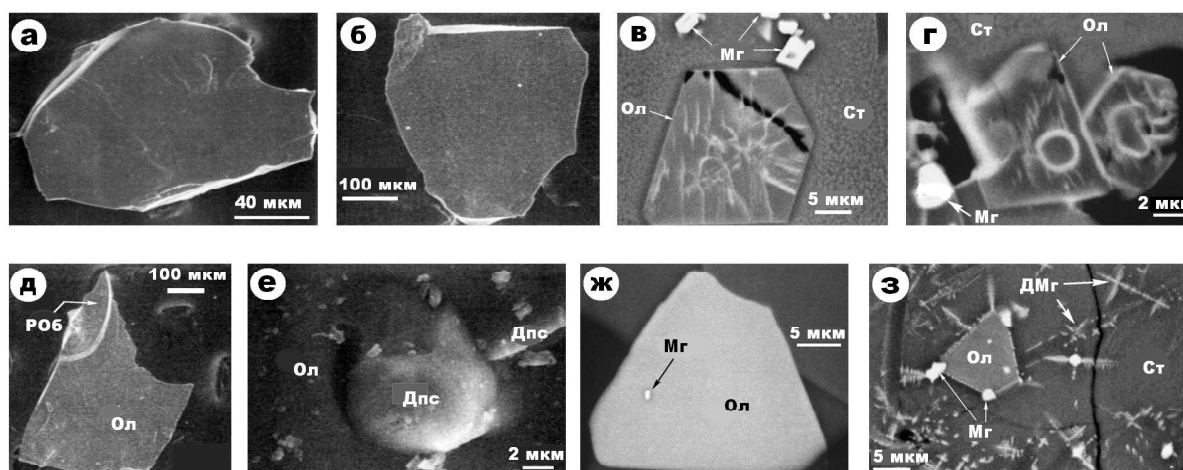


Рис. 11. Кристалло-зернистые индивиды оливина (Ол) в стеклофазе (Ст): а, б – однородные по составу; в, г – микронеоднородные по составу; д–з – с включениями амфибола (РОб), диопсида (Дпс), магнетита (Мг) и в ассоциации с магнетитовыми дендритами распада (ДМг). СЭМ-изображения в режимах упруго-отраженных (а–д, ж, з) и вторичных (е) электронов

Таблица 5. Химический состав (мас. %) оливина в эффузивах (1) и бомбе трахиандезибазальта (2)

Породы	Статистики	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O
1	Размах колебаний	32.55–38.08	Не обн.	0–2.83	0–44.30	0–0.90	16.82–39.54	0–1.26	Не обн.
	Среднее	36.52		0.85	27.72	0.45	32.92	0.26	
	СКО	1.38		0.80	9.04	0.24	5.29	0.29	
2	Размах колебаний	32.59–36.72	0–2.7	0–3.21	28.42–41.48	0–0.79	19.04–33.43	0–1.06	0–0.67
	Среднее	35.91	0.35	1.24	29.64	0.57	31.50	0.43	0.06
	СКО	1.95	0.92	1.06	7.94	0.25	6.83	0.33	0.18

В сростаниях с оливином установлены амфибол, клинопироксены и шпинелиды (рис. 11, д–з). Амфиболы соответствуют роговой обманке с составом (мас. %) SiO₂ 51.60–55.10, TiO₂ 0–2.27, Al₂O₃ 16.34–28.44, Fe₂O₃ 1.09–9.16, MgO 0–2.62, CaO 7.79–11.11, Na₂O 3.03–6.22, K₂O 0.96–4.15. Пироксены представлены более или менее стехиометричным диопсидом и магниальным авгитом. Шпинелиды являются поликомпонентными и представлены твердым раство-

ром магноферрита, ульвита и купрошпинели в магнетите.

Плагноклазы слагают большинство микролитов. Это лейстовидные, широко варьирующие по размеру от 0.2–0.3 до 1.5 мм индивиды, хаотически распределенные по стеклофазному матриксу (рис. 12). Ксеноминеральные включения для них нехарактерны, в сростаниях с оливином плагноклазы всегда выглядят более поздними.

По составу плагиоклазы варьируются от битовнита до лабрадора, характеризуясь практически постоянной минальной примесью ортоклаза (табл. 6): трахиандезибазальты и трахибазальты – $An_{87\pm 9}Ab_{9\pm 10}Ort_{4\pm 2}$; бомба трахиандезибазальта – $An_{73\pm 8}Ab_{21\pm 11}Ort_{18\pm 10}$. Между миналами в плагиоклазах выявляются разные системы корреляций. В эффузивах между

анортитом, с одной стороны, и альбитом, и ортоклазом, с другой стороны, реализуется сильная обратная корреляция ($r = -0.48 \dots -0.99$), а между альбитом и ортоклазом, напротив, имеется прямая связь ($r = 0.33$). В бомбе трахиандезибазальта выявляется обратная корреляция между анортитом и ортоклазом ($r = -0.60$), а также между альбитом и ортоклазом ($r = -0.51$).

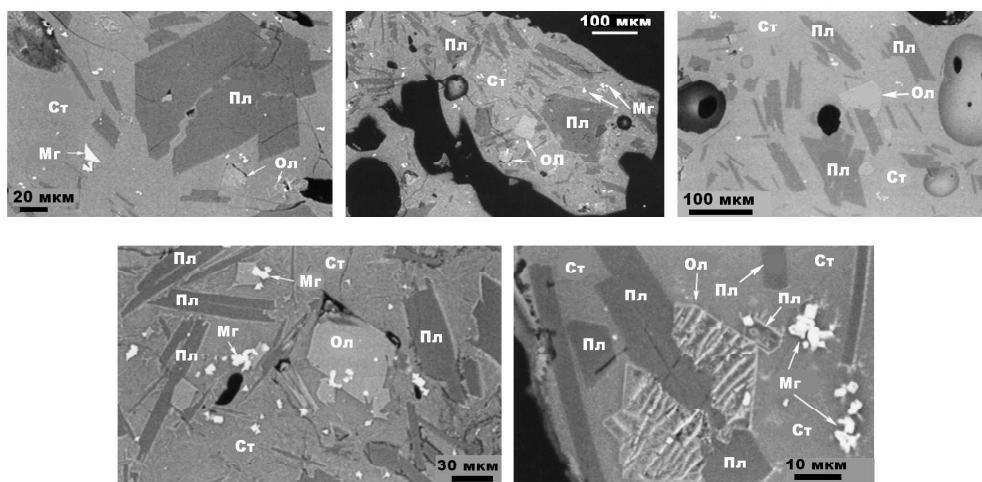


Рис. 12. Микролиты плагиоклаза (Пл), оливина (Ол) и магнетита (Мг) в матрице вулканического стекла (Ст). СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

Таблица 6. Химический состав (мас. %) плагиоклазов

Породы	Статистики	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Эффузивы	Среднее	53.31	Не обн.	31.12	1.32	12.81	0.81	0.53
	СКО	1.42		0.50	0.23	0.86	0.99	0.15
Бомба трахиандези-базальта	Среднее	53.97	0.64	27.16	4.35	10.99	1.35	1.26
	СКО	1.79	1.13	6.19	4.93	1.80	0.63	1.09

Шпинелиды наблюдаются в стеклофазе в виде дендритовидных субиндивидов распада, вкрапленности кристаллозернистых форм и их гломеровых сростков (рис. 13). Встречаются в срастании с оливином и плагиоклазами в форме субмикронных включений в зернах оливина. Иногда наблюдаются в виде нарастаний на стенки везикул. Таким образом, получается, что именно шпинелиды трассируют практически всю историю образования эффузивов. Для многих их индивидов характерна сильная тенденция к идиоморфизму, габитус таких кристаллов большей частью октаэдрический, реже кубический или кубоквадратический. Размер кристаллов колеблется в пределах 2–100 мкм, составляя в среднем около 30 мкм. Визуально разрешающиеся субиндивиды распада большей частью имеют удлиненную форму (коэффициент удлинения 3.8 ± 2.9), варьируясь по размеру от 500×300 нм до 10×2 мкм.

По составу шпинелиды изменяются в весьма широких пределах. Наиболее поздняя генерация представлена субиндивидами распада высокожелезистой стеклофазы – магнетитом с примесью ульвита. А вот более ранняя генерация кристаллозернистых форм, трактуемая нами как интрателлурическая, является смесью 13 миналов (в последовательности снижения встречаемости): магнетитового, магензиферритового, ульвитового, купрошпинелевого, герцинитового, якобитового, галакситового, шпинелевого, хромитового, магнохромитового, треворитового, ганитового, $NiAl_2O_4$ (табл. 7). В этой связи такие минералы могут быть подразделены на 17 разновидностей, определяемых по относительному содержанию преобладающих (более 10 мол. %) миналов. Распределение этих разновидностей по исследуемым толбачинским эффузивам довольно упорядоченное.

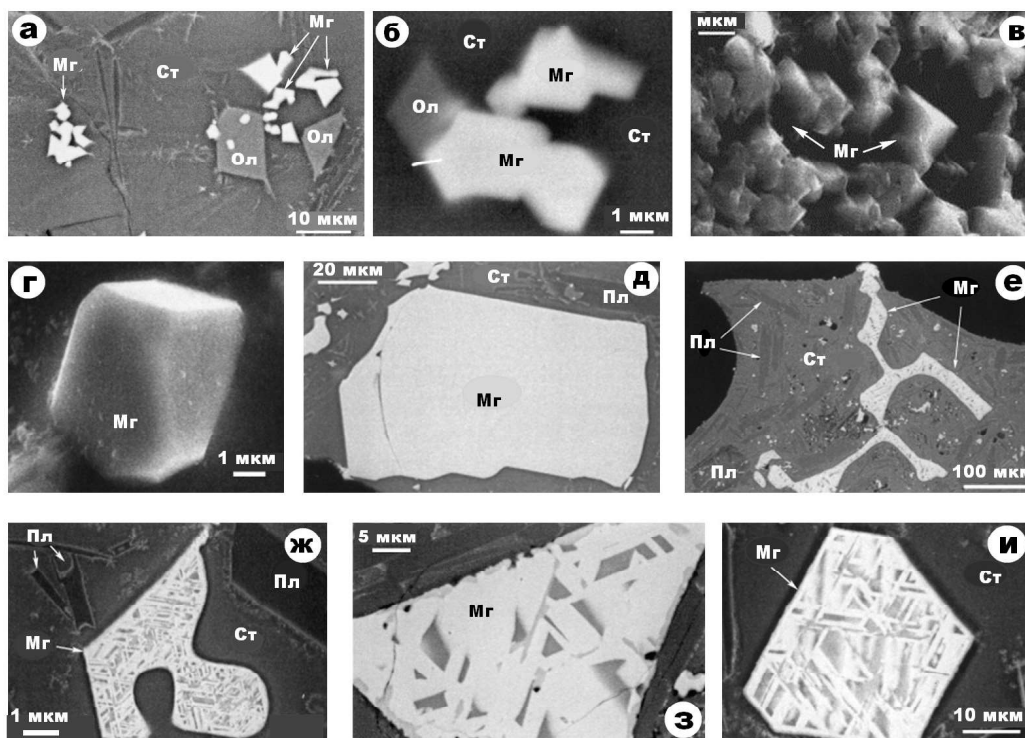


Рис. 13. Кристалло-зернистые формы магнетита в трахиандезибазах (а–с), трахибазах (е–h) и бомбе трахиандезибаза (i–l): а, б – микроагрегации зерен шпинелидов (Mg) в сростании с оливином (Ол) в стеклофазе; в, г – идиоморфные кристаллы; д – ксеноморфные выделения; е–и – зерна магнетита с пластинчатыми структурами распада (субиндивиды распада – шльменит). СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов SEM images, backscattered electron

Трахиандезибазалты характеризуются фазово-гомогенными зернами ульвитовой $(\text{Fe}_{0.98}\text{Mn}_{0.02})(\text{Fe}_{1.61}\text{Al}_{0.06}\text{Ti}_{0.33})_2\text{O}_4$, магнезиоферрито-ульвитовой $(\text{Mg}_{0.14-0.2}\text{Fe}_{0.79-0.84}\text{Mn}_{0.01-0.02})(\text{Fe}_{1.49-1.54}\text{Al}_{0.15-0.18}\text{Ti}_{0.28-0.3})_2\text{O}_4$, герцини-ульвитовой $(\text{Mg}_{0.08}\text{Fe}_{0.9}\text{Mn}_{0.02})(\text{Fe}_{1.39}\text{Al}_{0.34}\text{Ti}_{0.27})_2\text{O}_4$, магнезиоферритовой $(\text{Mg}_{0.15}\text{Fe}_{6.78}\text{Cu}_{0.05}\text{Mn}_{0.02})(\text{Fe}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_2\text{O}_4$ разновидностей *магнетита*; магнетито-ульвитовой $(\text{Mg}_{0.29-0.35}\text{Fe}_{0.64-0.69}\text{Mn}_{0.01-0.02})(\text{Fe}_{1.38-1.39}\text{Al}_{0.24-0.28}\text{Cr}_{0.06-0.09}\text{Ti}_{0.27-0.28})_2\text{O}_4$, купрошпинеле-магнетитовой $(\text{Mg}_{0.39-0.52}\text{Fe}_{0.31-0.33}\text{Cu}_{0.16-0.26}\text{Mn}_{0.01-0.02})(\text{Fe}_{1.89-1.95}\text{Al}_{0.03-0.04}\text{Ti}_{0.02-0.07})_2\text{O}_4$, магнетито-купрошпинелевой $(\text{Mg}_{0.51-0.59}\text{Fe}_{0.13-0.19}\text{Cu}_{0.25-0.28}\text{Mn}_{0.01-0.03})(\text{Fe}_{1.94-1.99}\text{Al}_{0.01-0.05}\text{Ti}_{0.01-0.02})_2\text{O}_4$ разновидностей *магнезиоферрита*; магнетито-магнезиоферритовой $(\text{Mg}_{0.31}\text{Fe}_{0.67}\text{Mn}_{0.02})(\text{Fe}_{1.47}\text{Al}_{0.19}\text{Ti}_{0.34})_2\text{O}_4$ разновидностью *ульвита*; магнезиоферрито-магнетитовой $(\text{Mg}_{0.23}\text{Fe}_{0.39}\text{Cu}_{0.36}\text{Mn}_{0.02})_8(\text{Fe}_{1.91}\text{Al}_{0.06}\text{Ti}_{0.03})_2\text{O}_4$ разновидностью *купрошпинели*.

В **трахибазах** установлены ульвитовая $(\text{Fe}_{0.69-0.98}\text{Mg}_{0-0.31}\text{Mn}_{0-0.04})(\text{Fe}_{1.28-1.65}\text{Al}_{0-$

$0.31\text{Ti}_{0.2-0.35}\text{Cr}_{0-0.13}\text{V}_{0-0.13})_2\text{O}_4$, шпинеле-ульвитовая $(\text{Fe}_{0.7-0.81}\text{Mg}_{0-0.31}\text{Mn}_{0-0.02})(\text{Fe}_{1.22-1.41}\text{Al}_{0.927-0.37}\text{Ti}_{0.22-0.350}\text{Cr}_{0-0.12}\text{V}_{0-0.14})_2\text{O}_4$, герцини-ульвитовая $(\text{Fe}_{0.75}\text{Mn}_{0.25})(\text{Fe}_{1.3}\text{Al}_{0.29}\text{Ti}_{0.27}\text{Cr}_{0.12}\text{V}_{0.02})_{16}\text{O}_{32}$ и ульвито-герцини-ульвитовая $(\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.04})(\text{Fe}_{1.47}\text{Al}_{0.31}\text{Ti}_{0.2}\text{V}_{0.002})_2\text{O}_4$ разновидности *магнетита*; герцини-магнетитовая $(\text{Fe}_{0.95}\text{Mn}_{0.05})(\text{Fe}_{1.05}\text{Al}_{0.45}\text{Ti}_{0.42}\text{Cr}_{0.005}\text{V}_{0.03})_2\text{O}_4$ разновидность *ульвита*.

Бомба трахиандезибаза содержит ульвитовую $(\text{Fe}_{0.75-1}\text{Mg}_{0-25}\text{Mn}_{0-0.02})(\text{Fe}_{1.43-1.54}\text{Al}_{0.13-0.2}\text{Ti}_{0.18-0.35}\text{Cr}_{0-0.12}\text{V}_{0.2-0.3})_2\text{O}_4$, магнезиоферрито-ульвитовую $(\text{Fe}_{0.7-0.79}\text{Mg}_{0.21-0.3}\text{Mn}_{0-0.02})(\text{Fe}_{1.39-1.51}\text{Al}_{0.15-0.25}\text{Ti}_{0.28-0.34}\text{Cr}_{0-0.05}\text{V}_{0-0.21})_2\text{O}_4$, магнохромито-ульвитовую $(\text{Fe}_{0.66}\text{Mg}_{0.18}\text{Ni}_{0.12}\text{Mn}_{0.04})(\text{Fe}_{1.44}\text{Al}_{0.34}\text{Ti}_{0.18}\text{Cr}_{0.04})_2\text{O}_4$, ульвито-магнезиоферритовую $(\text{Fe}_{0.76}\text{Mg}_{0.21}\text{Mn}_{0.003})(\text{Fe}_{1.8}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.16})_2\text{O}_4$ разновидности *магнетита*; ульвито-магнетитовую $(\text{Fe}_{0.6}\text{Mg}_{0.4})(\text{Fe}_{1.57}\text{Al}_{0.14}\text{Ti}_{0.27}\text{V}_{0.02})_2\text{O}_{32}$ разновидность *магнезиоферрита*; шпинелевую $(\text{Fe}_{0.86}\text{Mg}_{0.14})(\text{Fe}_{0.9}\text{Al}_{0.23}\text{Ti}_{0.87})_2\text{O}_4$ разновидность *ульвита*.

Таблица 7. Химический (мас. %) и минальный (мол. %) состав шпинелидных твердых растворов

Компоненты, миналы	1		2		3		4		5		6	
	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО
Fe ₂ O ₃	80.44	4.91	80.53	5.03	43.05	7.46	78.28	5.21	88.44	6.87	72.19	1.12
FeO	Не опр.								0.36	0.82	0.38	1.11
Al ₂ O ₃	2.75	2.35	4.26	2.33	29.24	6.64	4.05	1.01	0.95	0.58	1.58	0.55
Cr ₂ O ₃	0.35	0.92	1.71	1.83	6.92	1.31	1.24	2.20	0.09	0.19	Не обн.	
TiO ₂	5.63	5.25	9.49	1.74	3.12	4.02	11.15	5.28	6.41	3.86	0.41	0.31
SiO ₂	Не обн.		Не обн.		0.13	0.31	Не обн.		Не обн.			
V ₂ O ₅	«		0.78	0.30	Не обн.		0.81	0.46	0.02	0.03	Не обн.	
CuO	4.74	5.79	Не обн.		«		Не обн.		0.59	0.58	10.24	3.7
NiO	Не обн.		«		0.14	0.34	0.25	0.94	Не обн.			
ZnO	«		«		0.17	0.42	Не обн.		0.04	0.04	0.37	0.26
MnO	0.56	0.12	0.22	0.45	1.48	0.49	0.23	0.38	0.55	0.34	2.2	0.37
MgO	5.48	3.31	2.56	1.65	15.39	3.41	3.85	1.45	2.22	1.48	12.21	2.26
Магнетит	33.98	18.81	53.69	10.93	16.50	5.90	46.08	14.79	63.05	22.1	2.9	7.63
Магнезиоферрит MgFe ₂ O ₄	28.19	19.31	2.52	3.74	6.3	8.3	3.87	6.32	11.75	8.7	61.42	12.33
Купрошпинель CuFe ₂ O ₄	13.19	16.16	Нет		Нет		Нет		2.65	4.88	26.97	9.68
Якобсит MnFe ₂ O ₄	2.32	7.98	0.35	1.09	«		0.03	0.14	0.25	0.79	4.0	2.18
Треворит NiFe ₂ O ₄	Нет		Нет		«		0.24	1.03	Нет			
Герцинит FeAl ₂ O ₄	4.38	5.01	3.13	5.85	3.0	7.3	0.34	1.49	«			
Галаксит MnAl ₂ O ₄	1.50	0.66	0.65	1.14	3.3	1.2	1.42	2.45	1.8	1.2	2.5	1.51
Шпинель MgAl ₂ O ₄	Нет		4.15	5.27	39.1	11.1	7.05	4.0	0.68	0.85	Нет	
NiAl ₂ O ₄	«		Нет		0.2	0.4	0.50	1.76	Нет			
Ганит ZnAl ₂ O ₄	«		«		0.3	0.8	Нет		Нет		0.77	0.88
Хромит FeCr ₂ O ₄	0.56	1.33	0.45	1.53	11.7	15.1	0.50	1.55	Нет			
Магнохромит MgCr ₂ O ₄	Нет		2.85	3.38	12.5	4.2	1.32	2.80	0.08	0.24	Нет	
Ульвит Fe ₂ TiO ₄	15.89	14.69	27.67	7.07	7.2	10.5	31.44	14.85	19.9	12.15	1.32	0.79
Кулсонит FeV ₂ O ₄	Нет		1.60	1.79	Нет		1.03	0.55	Нет			
Франклинит ZnFe ₂ O ₄	Нет								Нет		0.1	0.4

Примечание. 1 – трахиандезибаазальты; 2, 3 – трахибаазальты, соответственно микровключения в стеклофазном матрице и кристаллозернистые формы; 4 – бомба трахиандезибаазальта; 5, 6 – вулканопещерные (в лавовых трубах) трахиандезиты, соответственно магнезиоферрит-магнетит и купрошпинеле-магнезиоферрит (Sharygin et al., 2018)

Обобщение полученных данных приводит к выводу о близком сходстве исследованных эффузивов по минальному составу ранней генерации шпинелидов. При этом в их составе, хотя и преобладают неплотные миналы (магнетит, купрошпинель), в значительной концентрации присутствуют и миналы промежуточной плотности (ульвит, магнезиоферрит) и даже высокоплотная шпинель. Такой смешанный минальный состав может говорить о кристаллизации шпинелидов в условиях относительно высоких давлений, что подтверждает интрателлурическую природу этой генерации минералов.

Значительный интерес в части шпинелидных твердых растворов представляют собой лавопещерные вулканы, тоже образовавшиеся в ходе ТТИ-50 (Белоусов, Белоусова, 2014; Тарасов, Назарова, 2018). В составе этих эффузивов тоже были выявлены (Sharygin et al., 2018) две генерации шпинелидов – ранняя, преимущественно купрошпинеле-магнезиоферритовая, представленная идиокристаллическими индивидами, и поздняя – магнетитовая, ошибочно принятая авторами за гематит. Ранняя генерация с эмпирической формулой $(Mg_{0.34-0.89}Cu_{0.01-0.47}Fe_{0-0.28}Mn_{0.02-0.09}Zn_{0-0.03})(Fe_{1.8-1.95}Al_{0-0.11}Ti_{0-0.11})$

$0.04)2O_4$ по минимальному составу подразделяется на шесть минимальных разновидностей (в последовательности увеличения частоты встречаемости): купрошпинеле-магнезиоферритовую, купрошпинеле-магнетито-магнезиоферритовую, магнетито-магнезиоферритовую, магнетито-магнезиоферрито-купрошпинелевую, магнезиоферрито-купрошпинелевую и магнезиоферритовую. Очевидно, что в этой генерации шпинелидов преобладают промежуточные по плотности миналы, указывающие на образование минералов в относительно глубинных условиях. Для поздней генерации лавопещерных шпинелидов с эмпирической формулой $(Fe_{0.69-0.98}Mg_{0.01-0.26}Cu_{0-0.07}Mn_{0-0.05})(Fe_{1.49-1.95}Ti_{0.03-0.38}Al_{0.01-0.13}Cr_{0-0.02})_2O_4$ свойственна другая последовательность минимальных разновидностей: магнезиоферрито-ульвито-магнетитовая, магнезиоферрито-магнетито-ульвитовая, ульвито-магнетитовая и магнетитовая. В этой генерации, как видно, резко преобладают неплотные миналы (магнетит). Проведенный анализ показал, что в рамках эффузивной фации ТТИ-50 при общем сходстве состава шпинелидов полное их совпадение по минимальным разновидностям не превышает 30%. Следовательно, изученные вулканисты, включая и лавовопещерные, по шпинелидам не являются тождественными. Особенно в части ранней генерации. Для каждой из исследованных пород выявляются свои собственные множества типоморфных разновидностей ранних шпинелидов. Так, для *трахиандезибазальтов* таковыми являются магнезиоферрито-ульвито-магнетитовая, магнетито-ульвито-магнезиоферритовая, купрошпинеле-магнетито-магнезиоферритовая, магнетито-купрошпинеле-магнезиоферритовая, магнетито-магнезиоферрито-ульвитовая и магнезиоферрито-магнетито-купрошпинелевая разновидности. К типоморфным для *трахибазальтов* относятся шпинеле-ульвито-магнетитовая, ульвито-герцинито-магнетитовая и герцинито-магнетито-ульвитовая разновидности. *Бомба трахиандезибазальта* отличается присутствием магнохромито-ульвито-магнетитовой, ульвито-магнезиоферрито-магнетитовой, ульвито-магнетито-магнезиоферритовой и шпинеле-ульвитовой разновидностей.

К аксессуарным и микроразмерным минералам в исследуемых эффузивах отнесены железо-титановые оксиды, сульфиды, сульфаты и самородно-металлические фазы. В трахиандезибазальтах и трахибазальтах в магнетитовых зернах с пластинчатыми структурами распада установлен гейкилитогемоильменит состава $(Fe_{0.84-0.93}Mg_{0.07-0.16}Mn_{0-0.01})(Ti_{0.66-0.77}Fe_{0.12-0.23}Al_{0.05-0.09}Cr_{0.02-0.03}V_{0-0.03})O_3$. В бомбе трахиандезитобазальта в качестве субиндивидов распада выявлены гейкилитовая $(Fe_{0.66}Mg_{0.32}Mn_{0.02})(Fe_{0.19}Al_{0.37}Ti_{0.34}Cr_{0.08}V_{0.02})O_3$ и гейкилито-ильменитовая $(Fe_{0.79}Mg_{0.21})(Fe_{0.21}Al_{0.26}Ti_{0.42}Cr_{0.10}V_{0.02})_2O_4$ разновидности гематита. Судя по составу этих фаз, факторами распада первичных шпинелидных растворов послужили избыточные содержания магния, алюминия, хрома и титана. Среди сульфидов наибольший интерес представляют очень необычные дендритовидные вершинно-реберные скелетные формы (рис. 14, а–в). Состав этих минералов варьируется в диапазоне $Cu_{1.7}S$ – $Cu_{1.32}S$, что соответствует джиритуспионкопиту. Из сульфатов обнаружен гипс. Металлические фазы имеют широкое распространение, образуя микрозернистые примазки на стенках пустот и отдельные зерна в микротрещинах (рис. 14, г–е). Они представлены самородным железом состава $Fe_{0.93-0.95}Si_{0.04-0.06}(Cu,Mn,Cr)_{0.01-0.02}$ или $Fe_{75}Sn_4(Cu,Mn,Cr)$ и медью состава $Cu_{0.8-0.89}Sn_{0.10-0.18}Fe_{0.01-0.02}$ или $Cu_{7-10}(Sn_{0.9-1.8}Fe_{0.1-0.2})_{1-2}$. Кроме этого, в вулканистах ТТИ-50 А.Г. Симакиным с коллегами выявлены самородный никель, золото-платиновый сплав состава $Au_{0.8}Pt_{0.2}$ и фторид никеля NiF_2 (Simakin et al., 2015).

Выводы

Результаты исследований эффузивов ТТИ-50 приводят к выводу о двухфазности этого извержения. Оно, вероятно, началось фазой эрупции высококалийевых, низкомагнезиальных, но относительно высокотитанистых и высокоглиноземистых трахиандезибазальтов, сменившейся кратковременной фазой менее щелочных, но достаточно высококалийевых трахибазальтов.

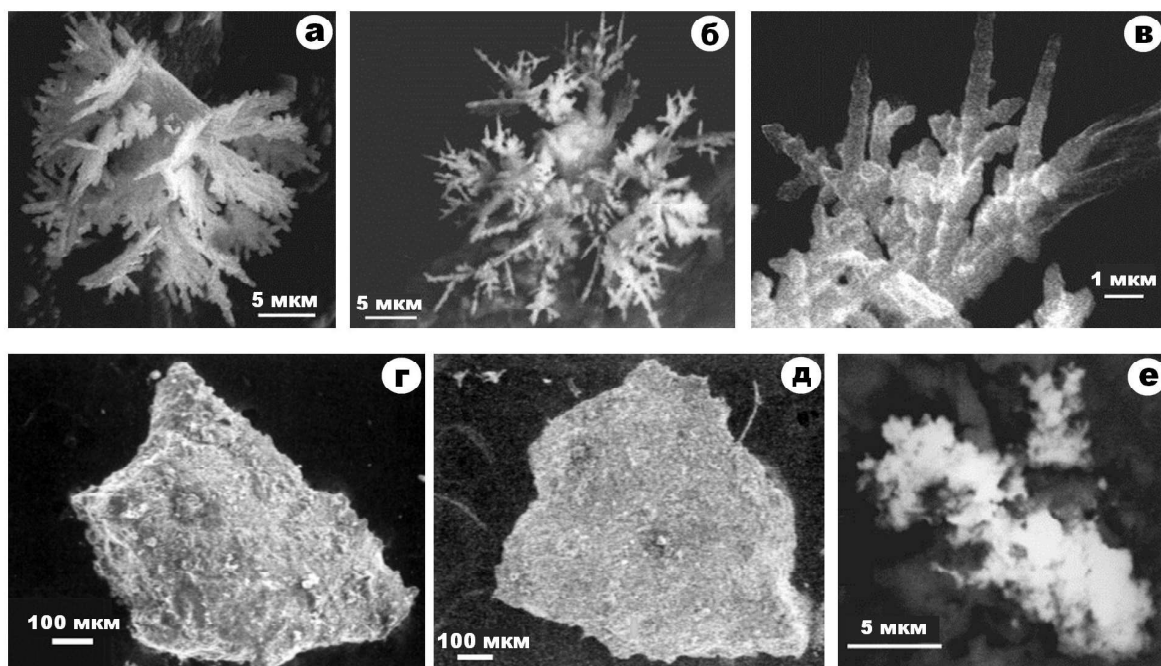


Рис. 14. Сульфиды группы халькозина (а, б), самородное железо (г, д) и бронза (е) из эффузивов ТТИ-50. Сэм-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

В сравнении с лавами других Толбачинских извержений (БТТИ, ТД) вулканы ТТИ-50 выглядят аномальными – более щелочными, гораздо более высококалийными, более титанистыми, но при этом относительно низкомагнезиальными. По геохимическим свойствам исследованные породы больше соответствуют не островодужным вулканикам, а магматитам, формирующимся на бортах рифтовых долин (в нашем случае – на борту Центрально-Камчатского «грабена») за счет глубинно-мантийных очагов. Исходный расплав имел, вероятно, пикритоидный состав.

По признаку везикулярности эффузивы ТТИ-50 подразделяются на пять разновидностей: плотные, везикулярные, пузыристо-везикулярные, везикулярно-пузыристые и пузыристо-шлаковидные, формирование которых обусловлено варьированием режима газовой выделительной при остывании лав.

Исследованные породы на 80–90% состоят из вулканического стекла, степень раскристаллизации которого снижается в последовательности трахиандезибазальты (содержание микролитов 17.5%) → трахибазальты (13.8%) → бомбы трахибазальта (12.5%) → шлаковидные трахиандезибазальты (10%). Среди микролитов преобладают оливин,

плагиоклазы и шпинелиды. Оливин отвечает магнезиальному гортонолиту состава Fo_{56-84} . Плагиоклазы варьируются от битовнита $An_{87\pm9} Ab_{9\pm10} Or_{4\pm2}$ до лабрадора $An_{73\pm8} Ab_{21\pm11} Or_{18\pm10}$ с минальной примесью ортоклаза. Шпинелиды представляют собой поликомпонентные твердые растворы на основе магнетита, магноферрита, ульвита и купрошпинели. В качестве типоморфных минальных разновидностей установлены: для *трахиандезибазальтов* – магнезиоферрито-ульвито-магнетиты, магнетито-ульвито-магнезиоферриты, купрошпинеле-магнетито-магнезиоферриты, магнетито-купрошпинеле-магнезиоферриты, магнетито-магнезиоферрито-ульвиты и магнезиоферрито-магнетито-купрошпинели; для *трахибазальтов* – шпинеле-ульвито-магнетиты, ульвито-герцинито-магнетиты и герцинито-магнетито-ульвиты; для *бомбы трахиандезибазальта* – магнохромито-ульвито-магнетиты, ульвито-магнезиоферрито-магнетиты, ульвито-магнетито-магнезиоферриты и шпинеле-ульвиты.

К аксессуарным и микроразмерным минералам в исследованных эффузивах отнесены железо-титановые оксиды, сульфиды и самородно-металлические фазы. В трахиандезибазальтах и трахибазальтах в магнети-

товых зернах с пластинчатыми структурами распада установлен гейкилито-гемойльменит состава $(\text{Fe}_{0.84-0.93}\text{Mg}_{0.07-0.16}\text{Mn}_{0-0.01})(\text{Ti}_{0.66-0.77}\text{Fe}_{0.12-0.23}\text{Al}_{0.05-0.09}\text{Cr}_{0.02-0.03}\text{V}_{0-0.03})\text{O}_3$. В бомбе трахиандезитобазальта в качестве субиндивидов распада выявлены гейкилитовая $(\text{Fe}_{0.66}\text{Mg}_{0.32}\text{Mn}_{0.02})(\text{Fe}_{0.19}\text{Al}_{0.37}\text{Ti}_{0.34}\text{Cr}_{0.08}\text{V}_{0.02})\text{O}_3$ и гейкилито-ильменитовая $(\text{Fe}_{0.79}\text{Mg}_{0.21})(\text{Fe}_{0.21}\text{Al}_{0.26}\text{Ti}_{0.42}\text{Cr}_{0.10}\text{V}_{0.02})2.01\text{O}_4$ разновидности гематита. Сульфиды представлены минералами группы халькозина – $\text{Cu}_{1.7}\text{S}-\text{Cu}_{1.32}\text{S}$, что соответствует джириту-спионкопиту. Из металлических фаз обнаружены самородное железо состава $\text{Fe}_{75}\text{Sn}_4(\text{Cu}, \text{Mn}, \text{Cr})$ и самородная медь состава $\text{Cu}_{7-10}(\text{Sn}_{0.9-1.8}\text{Fe}_{0.1-0.2})_{1-2}$.

Таким образом, полученные результаты приводят к заключению о том, что эффузивы ТТИ-50 в целом характеризуются комплексом специфичных петрологических, геохимических и минералого-геохимических свойств, что может иметь отношение к феномену алмазопродуктивности последнего извержения Толбачика.

Библиографический список

- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Горячие лавовые пещеры вулкана Толбачик и их необычные минеральные образования // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 148–150.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Полиенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Райкоке (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 61–80.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). Москва: Наука. 1984. 637 с.
- Вольнец А.О., Мельников Д.В., Грибоедова И.Г. Вещественные состав вулканических пород Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 гг. // Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 175–216.
- Вольнец А.О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // Доклады АН. 2013. Т. 452. № 3. С. 303–307.
- Гордеев Е.Л., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Кривовичев С.В., Филатов С.К., Антонов А.В., Овсянников А.А. Алмазы в лавах Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке // Доклады АН. 2014. Т. 454. № 2. С. 204–206.
- Гордеев Е.Л., Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Васильев Е.А., Сухарев А.Е. Об истории открытия и природе алмазов в вулканических породах Камчатки // Вестник ПГУ. Геология. 2019. Т. 18. № 1. С. 307–331.
- Добрецов Н.Л. Толбачик – геохимический феномен // Наука из первых рук. 2018. № 2/3 (78). С. 52–57
- Карпов Г.А., Аникин Л.П., Флеров Г.Б., Чубаров В.М., Дунин-Барковский Р.Л. Минералогическо-петрографические особенности алмазосодержащих продуктов Трещинного Толбачинского Извержения 2012–2013 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 283–288.
- Костицын Ю.А. Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии // Геохимия, 2007. № 12. С. 1267–1291.
- Лютюев В.П., Лысюк А.Ю., Литвиненко Ю.С., Захарькина Л.В. Мёссбауэровская, ЭПР и ИК спектроскопия вулканических пеплов Камчатки // Минералогия техногенеза. 2017. Т. 18. С. 109–137.
- Лютюев В.П., Потапов С.С., Исаенко С.И., Лысюк А.Ю., Симакова Ю.С., Самотолкова М.Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО. 2013. № 7. С. 2–9.
- Мяндин А.С., Тарасов К.В. Статистическая характеристика пузыристости лав Трещинного Толбачинского извержения (ТТИ-50) 2012–2013 гг. на Камчатке // Вестник ИГ Коми НЦ. 2017. № 3. С. 35–38.
- Перепелов А.Б., Пузанков Б.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М. Базаниты горы Хухч – первые минералого-геохимические данные по неогеновому К-Na-щелочному магматизму Западной Камчатки // Доклады АН. 2006. Т. 409. С. 765–768.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Васильев Е.А., Вергасова Л.П., Смолева И.В. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 1. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 54–67.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Филитов В.Н., Смолева И.В., Макеев А.Б., Шанина С.Н., Вергасова Л.П., Киселева Д.В., Солошенко Н.Г., Чередниченко Н.В., Хазов А.Ф., Тарасов К.В. Петро-минералого-геохимические свой-

ства пеплов вершинных извержений вулкана Ключевского 2020–2021 гг., предшествующих побочному извержению прорыва Горшкова // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 3–27.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И., Аникин Л.П., Васильев Е.А., Филиппов В.Н., Петровский В.А. Алмазы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013, Камчатка // Вестник ПГУ. Геология. 2015. № 1. С. 6–27.

Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар, 2009. 65 с.

Тарасов К.В., Назарова М.А. Вещественный состав лавопещерных минерализаций, образовавшихся в ходе Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 гг. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 27-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2018. С. 215–218.

Хедж К.Е., Гориков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород // ДАН СССР, 1977. Т. 233. № 6. С. 1200–1203.

Хубуня С.А., Еремينا Т.С., Соболев А.В. Формационная принадлежность калиевых трахиандезибазальтов побочного извержения 2012–2013 гг. вулкана Плоский Толбачик по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология, 2016. № 1. С. 1–19.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1979 (Интернет-версия, 2010).

Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi, Miyazaki T., Vaglarov B.S. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanology and Geothermal Research, 2015. V. 307. P. 156–181.

Grandjean F., Long J.G., Hautot D., Whithy D.L. A Mossbauer spectral study of the Jilin meteorite // Hyperfine Interaction. 1998. V. 116. P. 105–115.

Dyar M.D. A review of Mossbauer data on inorganic glasses: the effects of composition on iron valency and coordination // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 304–316.

Dyar M.D., Agresti D., Schaefer M.W., Grant C.A., Sklute E.C. Mossbauer Spectroscopy of Earth and Planetary Materials // Annual Rev. Earth and Planetary Sci. 2006. V. 34. P. 83–125.

Dyar M.D., Sklute E.C., Menzies O.N., Bland P.A., Lindsley D., Glotch T., Lane M.D., Schaefer M.W., Wopenka B., Klima R., Bishop J.L.,

Hiroi T., Pieters C., Sunshine J. Spectroscopic characteristics of synthetic olivine: An integrated multi-wavelength and multi-technique approach // Amer. Mineral. 2009. V. 94. P. 883–898.

Finnerty A.A., Boyd F.R. Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite // Carnegie Institute Annual Report Dir. Geophys. Lab. 1977–1978. Washington. 1978. P. 713–717.

Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Store Nape in extensions west and southwest of Trondheim, western Gneiss Region Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // Amer. J. Science. 2012. V. 312. № 4. P. 357–416.

Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha Volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2010. V. 51 (1–2). P. 327–361.

Nikolaev G.S., Borisov A.A., Ariskin A.A. Calculation of the ferric-ferrous ratio in magmatic melts: Testing and additional calibration of empirical equations for various magmatic series // Geochemistry International. 1996. V. 34. № 8. P. 713–722.

Pearse J.A., Norry M.Y. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation volcanics rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area Northern Tuken // Contrib Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirwall M., Hoernle K. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modeling of subductions-related open magmatic systems // J. Volcan. and Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 133–155.

Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Belousov A.B., Aberstein A. Copper-Containing Magnesianoferrite in Vesicular Trachyandesite in Lava Tube from the 2012–2013 Eruption of the Tolbachik Volcano, Kamchaka, Russiam // Minerals. 2018. V. 8 (11). P. 514

Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M. Reduced carbonic fluid and possible nature of high-K magmas // J. Vulcan. and Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 210–221.

Zelensky M., Malik N., Taran Yu. Emissions of trace elements during the 2012–2013 effusive eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka: enrichment factors, partition coefficients and aerosol contribution // J. Vulcan. and Geotherm. Res. 2014. V. 285. P. 136–149.

Bubbling Lavas of the Diamond-Bearing Tolbachik Fissure Eruption of 2012–2013 (TTE-50, Kamchatka)

V.I. Silaev^a, L.P. Anikin^b, G.A. Karpov^b, D.N. Remizov^c, A.S. Myandin^a,
V.N. Filippov^a, A.F. Khazov^a, V.P. Lutov^a, D.V. Kiseleva^d

^aInstitute of Geology Komi SC, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, 54 Pervomayskaya Str., Syktyvkar 167982, Russia

^bInstitute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, 9 Piyp Blvd., Petropavlovsk-Kamchatskiy 683006, Russia

^cRussian Research Institute named after A.P. Karpinskiy, 199196, St. Petersburg, 74 Sredniy Ave. VO, Russia

^dInstitute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Academician Vonsovskiy Str., Yekaterinburg 620016, Russia

The results of comprehensive petrological, geochemical, and mineralogical studies of effusive volcanic rocks from the diamond-bearing Tolbachik fissure eruption of 2012–2013 (TTI-50) are summarized. It is concluded that the eruption was two-phase, which began with a short-term eruption of trachybasalts and continued with the formation of trachyandesite basalts. In comparison with lavas from other Tolbachik eruptions (BTTI, BD), the studied volcanic rocks are characterized by higher alkalinity and high K content (up to shoshonites), but lower Mg content. In terms of geochemical properties, they correspond to riftogenic magmatites formed due to the deep-mantle chamber of picrite magma. The studied volcanic rocks are characterized by widely varying vesicularity up to bubbly lavas, which comprise 80–90% of volcanic glass, and whose degree of recrystallization varies from maximum in basaltic trachyandesite to minimum in trachyandesitebasalt bomb. According to the degree of iron oxidation in the glass phase, volcanics correspond to the products of terrestrial eruptions in an island-arc or continental-rift geodynamic setting. The microlites are dominated by olivine Fo_{56-84} , plagioclases $An_{87\pm 9} Ab_{9\pm 10}$ $Or_{4\pm 2}$, and spinel solid solutions based on magnetite, magnoferrite, ulvite, and cuprospinel. Individuals of decomposition in phase-heterogeneous grains of magnetite are represented by hemoilmenite and ilmenite. As accessory microminerals, jirite-spionkopite of composition $Cu_{1.7}S-Cu_{1.32}S$, native iron composed of $Fe_{75}Sn_4(Cu, Mn, Cr)$, and native copper of composition $Cu_{7-10}(Sn_{0.9-1.8}Fe_{0.1-0.2})_{1-2}$.

Key words: *Tolbachik fissure eruption; effusive rocks; petrological mineralogical geochemical properties*

References

Belousov A.B., Belousova M.G. 2014. Goryachie lavovye peschery vulkana Tolbachik i ikh neobichnye mineralnye obrazovaniya [Hot lavas caves of Tolbachik volcano and their unusual mineral compounds]. Vestnik DVO RAN. 5:148–150. (in Russian)

Bolshoe treshchinnoe Tolbachinskoe izverzhenie (1975–1976 гг., Kamchatka) [Large Tolbachik fissure eruption (1975–1976 Kamchatka)]. Nauka, Moskva, 1984, p 637. (in Russian)

Volynets A.O., Melnikov D.V., Griboedova I.G. 2017. Veschestvennyy sostav vulkanicheskikh porod Tolbachinskogo treshchinnoy izverzheniya 2012–2013 gg [Substantial composition of volcanic rock of the Tolbachik fissure eruption 2012–2013]. In: Tolbachinskoe treshchinnoe izverzhenie 2012–2013 gg. (TTI-50). SO RAN, Novosibirsk, pp. 175–216. (in Russian)

Volynets A.O., Melnikov D.V., Yakushev A.I. 2013. Pervye dannye o sostave produktov Treshchinnoy Tolbachinskoy izverzheniya im. 50-letiya IViS (Kamchatka) [The first data on the composition of the products of the fissure Tolbachik eruption named after 50th anniversary of IV&S (Kamchatka)]. Doklady AN. 452(3):303–307. (in Russian)

Gordeev E.L., Karpov G.A., Anikin L.P., Krivovichev S.V., Filatov S.K., Antonov A.V., Ovsyannikov A.A. 2014. Almazy v lavakh Treshchinnoy Tolbachinskoy izverzheniya na Kamchatke [Diamonds in the lavas of the Fissure Tolbachik eruption in Kamchatka]. Doklady AN. 454(2):204–206. (in Russian)

Gordeev E.L., Silaev V.I., Karpov G.A., Anikin L.P., Vasiliev E.A., Sukharev A.E. 2019. Ob istorii otkrytiya i prirode almazov v vulkanicheskikh porodakh Kamchatki [On the history of the discovery and nature of diamonds in volcanic rocks of Kamchatka]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 18(4):307–331. (in Russian) doi:10.17072/psu.geol.18.4.307

Dobrezov N.L. 2018. Tokbachik – geokhimicheskiy fenomen [Tolbachik as a geochemical phenomenon]. *Nauka iz pervykh ruk.* 2/3 (78):52–57. (in Russian)

Karpov G.A., Anikin L.P., Flerov G.B., Chubarov V.M., Dunin-Barkovsky R.L. 2014. Mineralogopetrograficheskiye osobennosti almazosoderzhashchikh produktov Treshchinnoy Tolbachinskoy Izverzheniya 2012–2013 gg. [Mineralogical and petrographic features of diamond-bearing products of the Fissure Tolbachik Eruption of 2012–2013]. *In: Volcanism and related processes. Petropavlovsk-Kamchatsky*, pp. 283–288. (in Russian)

Kostitsyn Yu.A. 2007. Vzaimosvyaz mezhdru khimicheskoy i izotopnoy (Sr, Nd, Hf, Pb) geterogenosty mantii [Relationship between chemical and isotopic (Sr, Nd, Hf, Pb) mantle heterogeneity]. *Geokhimiya.* 12:1267–1291. (in Russian)

Lyutoev V.P., Lysyuk A.Yu., Litvinenko Yu.S., Zakharkina L.V. 2017. Mossbauerovskaya, EPR i IK spektroskopiya vulkanicheskikh peplov Kamchatki [Mössbauer, EPR and IR spectroscopy of Kamchatka volcanic ash]. *In: Mineralogiya tekhnogeneza.* 18:109–137. (in Russian)

Lyutoev V.P., Potapov S.S., Isaenko S.I., Lysyuk A.Yu., Simakova Yu.S., Samotolkova M.F. 2013. Mineralnoye veshchestvo meteorita Chelyabinsk: IK-pogloshcheniye, kombinatsionnoye rasseyaniye i mossbauerovskaya spektroskopiya 57Fe [Mineral matter of the Chelyabinsk meteorite: IR absorption, Raman scattering and Mössbauer spectroscopy of 57Fe]. *Bulletin of the Institute of Geology of the Komi Scientific Center of the Ural Branch.* 7:2–9. (in Russian)

Myandin A.S., Tarasov K.V. 2017. Statisticheskaya kharakteristika puzyristosti lav Treshchinnoy Tolbachinskoy izverzheniya (TTI-50) 2012–2013 gg. na Kamchatke [Statistical characteristics of lava bubbles from the Fissure Tolbachik eruption (TFE-50) 2012–2013 in Kamchatka]. *Vestnik IG Komi SC.* 3:35–38. (in Russian)

Pearse J.A., Norry M.Y. 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation volcanics rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69:33–47.

Peccerillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area Northern Tuken. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58:63–81.

Perepelov A.B., Puzankov L.Yu., Ivanov A.V., Filosofova T.M. 2006. Bazanity gory Khukhch – pervye mineralogo-geokhimicheskiye dannye po neogenovomu K-Na-shchelochnomu magmatizmu Zapadnoy Kamchatki [Basanites of Mount Khukhch – the first mineralogical and geochemical data on the Neogene K-Na-alkaline magmatism of Western

Kamchatka]. *Doklady AN.* 409:765–768. (in Russian)

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirwall M., Hoernle K. 2015. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modeling of subductions-related open magmatic systems. *J. Volcanology and Geothermal Research.* 307:133–155.

Silaev V.I., Karpov G.A., Anikin L.P., Vasiliev E.A., Vergasova L.P., Smoleva I.V. 2019. Mineralnofazovyy paragenesis v eksplozivnykh produktakh sovremennykh izverzheniy vulkanov Kamchatki i Kuril. Chast' 1. Almazy, uglerodnyye fazy, kondensirovannyye organoidy [Mineral-phase paragenesis in explosive products of recent eruptions of the volcanoes of Kamchatka and the Kuriles. Part 1. Diamonds, carbon phases, condensed organoids]. *Vulkanologiya i seismologiya.* 5:54–67. (in Russian)

Silaev V.I., Karpov G.A., Anikin L.P., Filippov V.N., Smoleva I.V., Makeev A.B., Shanina S.N., Vergasova L.P., Kiseleva D.V., Soloshenko N.G., Cherednichenko N.V., Khazov A.F., Tarasov K.V. 2022. Petro-mineralogo-geokhimicheskiye svoystva peplov vershinnykh izverzheniy vulkana Klyuchevskogo 2020–2021 gg, predshestvuyushchikh pobochnomu izverzheniyu proryva Gorshkova [Petro-mineralogical-geochemical properties of ashes from the summit eruptions of the Klyuchevskoy volcano in 2020–2021, preceding the side eruption of the Gorshkov gap]. *Vulkanologiya i seismologiya.* 2:3–27. (in Russian)

Silaev V.I., Karpov G.A., Rakin V.I., Anikin L.P., Vasiliev E.A., Filippov V.N., Petrovsky V.A. 2015. Almazy v produktakh Treshchinnoy Tolbachinskoy izverzheniya 2012–2013, Kamchatka [Diamonds in products of the Fissure Tolbachik eruption 2012–2013, Kamchatka]. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya.* 1:6–27. (in Russian) doi: 10.17072/psu.geol.26.6

Silaev V.I., Tchaikovskiy I.I., Kharitonov T.V., Filippov V.N., Khazov A.F. 2009. K probleme atipichnykh i netraditsionnykh mineralov-sputnikov almaza (na primere Urala) [On the problem of atypical and non-traditional minerals-satellites of diamond (on example of the Urals)]. *Syktyvkar*, p. 65. (in Russian)

Tarasov K.V., Nazarova K.V. 2018. Veschestvennyy sostav lavopeshchernykh mineralizatsiy, obrazovavshchikhsya v khode Tolbachinskoy treshchinnoy izverzheniya 2012–2013 gg. [Substantial composition lava-cave mineralizations formed during the Tolbachik fissure eruption 2012–2013]. *In: Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta. Proc. 27 nauch.*

- konf. Instituta geologii Komi NC UrO RAN. Syktivkar. pp. 215–218. (in Russian)
- Hedg K.E., Gorshkov G.S. 1977. Izotopnyy sostav strontsiya vulkanicheskikh porod [Isotopic composition of strontium of volcanic rocks]. DAN SSSR. 233(6):1200–1203. (in Russian)
- Khubunaya S.A., Eremina T.S., Sobolev A.V. 2016. Formatsionnaya prinadlezhnost kaliyevykh traxiandezibazaltov pobochnogo izverzheniya 2012–2013 gg. vulkana Ploskiy Tolbachik po geokhimicheskim priznakam [Formation appartenance of potassic trachyandesite basalts from a side 2012–2013 Ploskiy Tolbachik volcano eruption by geochemical features]. Vulkanologiya and seismologiya. 1:1–19. (in Russian)
- Erlikh E.N. 1979. Sovremennaya struktura i chetvertichnyy vulkanizm zapadnoy chasti Tikhookeanskogo koltsa [Modern structure and Quaternary volcanism of western part of the Pacific Ring]. Nauka. Moskva, p. 249. (in Russian)
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi, Miyazaki T., Vaglarov B.S. 2015. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia. J. Volcan. and Geotherm. Res. 307:156–181.
- Grandjean F., Long J. G., Hautot D., Whithy D. L. 1998. A Mossbauer spectral study of the Jilin meteorite. Hyperfine Interaction. 116:105–115.
- Dyar M. D. 1985. A review of Mossbauer data on inorganic glasses: the effects of composition on iron valency and coordination. Amer. Mineral. 70:304–316.
- Dyar M. D., Agresti D., Schaefer M. W., Grant C. A., Sklute E. C. 2006. Mossbauer Spectroscopy of Earth and Planetary Materials. Annual Rev. Earth and Planetary Sci. 34:83–125.
- Dyar M. D., Sklute E. C., Menzies O. N., Bland P. A., Lindsley D., Glotch T., Lane M. D., Schaefer M. W., Wopenka B., Klima R., Bishop J. L., Hiroi T., Pieters C., Sunshine J. 2009. Spectroscopic characteristics of synthetic olivine: An integrated multi-wavelength and multi-technique approach. Amer. Mineral. 94:883–898.
- Finnerty A. A., Boyd F. R. 1978. Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. Carnegie Institute Annual Report Dir. Geophys. Lab. 1977–1978. Washington. pp. 713–717.
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Store Nape in extensions west and southwest of Trondheim, western Gneiss Region Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. Amer. J. Science. 312(4):357–416.
- Ionov D. A. 2010. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. J. Petrol. 51(1–2):327–361.
- Nikolaev G. S., Borisov A. A., Ariskin A. A. 1996. Calculation of the ferric-ferrous ratio in magmatic melts: Testing and additional calibration of empirical equations for various magmatic series. Geochemistry International. 34(8):713–722.
- Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Belousov A.B., Aberstein A. 2018. Copper-Containing Magnesioferrite in Vesicular Trachyandesite in Lava Tube from the 2012–2013 Eruption of the Tolbachik Volcano, Kamchaka, Russia. Minerals. 8(11):514.
- Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M. 2015. Reduced carbonic fluid and possible nature of high-K magmas. J. Vulcan. and Geotherm. Res. 307:210–221.
- Zelenski M., Malik N., Taran Yu. 2014. Emissions of trace elements during the 2012–2013 effusive eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka: enrichment factors, portion coefficients and aerosol contribution. J. Vulcan. And Geotherm. Res. 285:36–149.