

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2021

Активизация Авачинского вулкана в 2019 г.

П. П. Фирстов, А. А. Шакирова, А. П. Максимов, Е. В. Черных 3

Методика оценки вязкости магмы по морфологии лавового купола

*Ю. В. Стародубцева, И. С. Стародубцев, А. Т. Исмаил-Заде,
И. А. Цепелев, О. Э. Мельник, А. И. Короткий* 18

Взаимоотношение рудного тела, вулканических пород и дайки риолитов
на эпитермальном месторождении Купол (Западная Чукотка)

Н. Е. Савва, А. В. Волков, А. А. Сидоров, М. А. Бянкин 29

Тефра катастрофического извержения вулкана Этна на Сицилии в 1669 г.:
ее петро-минералого-геохимические свойства и геодинамический аспект

*В. И. Силаев, Г. А. Карпов, Л. П. Аникин, V. Scribano, Д. Н. Ремизов,
В. Н. Филиппов, Д. В. Киселёва, Б. А. Макеев,
С. Н. Шанина, К. В. Тарасов, С. К. Симаков* 41

Криовулканизм и дегазационные процессы на Титане, спутнике Сатурна

Л. К. Мальшева, А. И. Мальшев 63

Поправка

80

УДК 550.34.05+550.8.05

АКТИВИЗАЦИЯ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА В 2019 г.

© 2021 г. П. П. Фирстов^{a, *}, А. А. Шакирова^{a, **}, А. П. Максимов^b, Е. В. Черных^b

^aКамчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
бульв. Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^bИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: firstov@emsd.ru

**e-mail: shaki@emsd.ru

Поступила в редакцию 03.08.2020 г.

После доработки 20.10.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

На основании изучения волновых форм и спектрального состава землетрясений, зарегистрированных в период активизации Авачинского вулкана в 2019 г., были выделены три общепринятых типа вулканических землетрясений (ВЗ): вулcano-тектонические, гибридные и длиннопериодные, а также четвертый – “особый” тип ВЗ, отличающийся особенностями волновых форм. Выделены 15 плоско-ориентированных кластеров и определены характеристики сейсмогенных площадок. Анализ сейсмических событий, зафиксированных осенью 2019 г. в Молодом конусе Авачинского вулкана, позволил предположить связь активизации с магматическими телами извержения 1991 г. в теле конуса и их взаимодействием с атмосферными осадками. Наиболее вероятной причиной световых вспышек над кратером, наблюдавшихся 8 декабря, представляется взаимодействие обогащенного водородом вулканического газа при контакте с кислородом воздуха.

Ключевые слова: активизация, сейсмичность, плоско-ориентированные кластеры, гидротермальная активность

DOI: 10.31857/S0203030621030032

ВВЕДЕНИЕ

Извержения Авачинского вулкана¹, расположенного вблизи краевого центра г. Петропавловск-Камчатский (23 км) и международного аэропорта Елизово (30 км), представляют потенциальную опасность для агломерации с населением более 200 тыс. (рис. 1а). В связи с этим сейсмическая активизация осенью 2019 г. вызвала особый интерес у научной общественности [Малик, Некрасова, 2020; Муравьев, 2020; Шакирова и др., 2020].

Морфологически вулкан относится к типу Сомма-Везувий: голоценовый вулкан Молодой конус, с которым связана вся современная активность, располагается в кратере позднеплейстоценового вулкана Палео-Авача. За период с 1737 г. по настоящее время известно 15 извержений, которые значительно различаются по характеру и интенсивности [Мелекесцев и др., 1994, 2002].

После наиболее сильного взрывного извержения субплинианского типа в 1945 г., на вулкане образовался кратер диаметром ~250 м и глубиной ~170 м. Следующее извержение в январе

1991 г. носило, преимущественно, эффузивный характер. В результате этого извержения в кратере образовалась мощная лавовая пробка объемом $8.3 \times 10^6 \text{ м}^3$, и на склоны вулкана излился лавовый поток ($V = 4.4 \times 10^6 \text{ м}^3$) [Мелекесцев и др., 1994; Иванов и др., 1995]. В результате следующего извержения 5 октября 2001 г., в виде слабой газовой эксплозии высотой ~1000 м над кратером с выбросом небольшого количества пепла и обломков пород извержения 1991 г., образовалась трещина-ров, рассекая лавовую “пробку” в СЗ–ЮВ направлении с азимутом 325° [Мелекесцев и др., 2002].

Тепловая съемка, выполненная 6 ноября 2001 г., показала термические аномалии в центре трещины и по ее краям, причем проекция центра трещины совпадала с тепловой аномалией в донной части кратера, где началось излияние лавы в 1991 г. [Дубровская и др., 2019]. На снимках трещины просматриваются контуры воронок, которые, по видимому, образовались в результате эксплозии (см. рис. 1б, врезка). Следует отметить, что в обоих случаях перед извержениями регистрировались вулканические землетрясения (ВЗ) с энергетическим классом $K < 6.6$ ($K = \lg E$, Дж), в основном, происходящие в постройке вулкана [Сенюков и др.,

¹ <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/volc?name=Avachinsky>

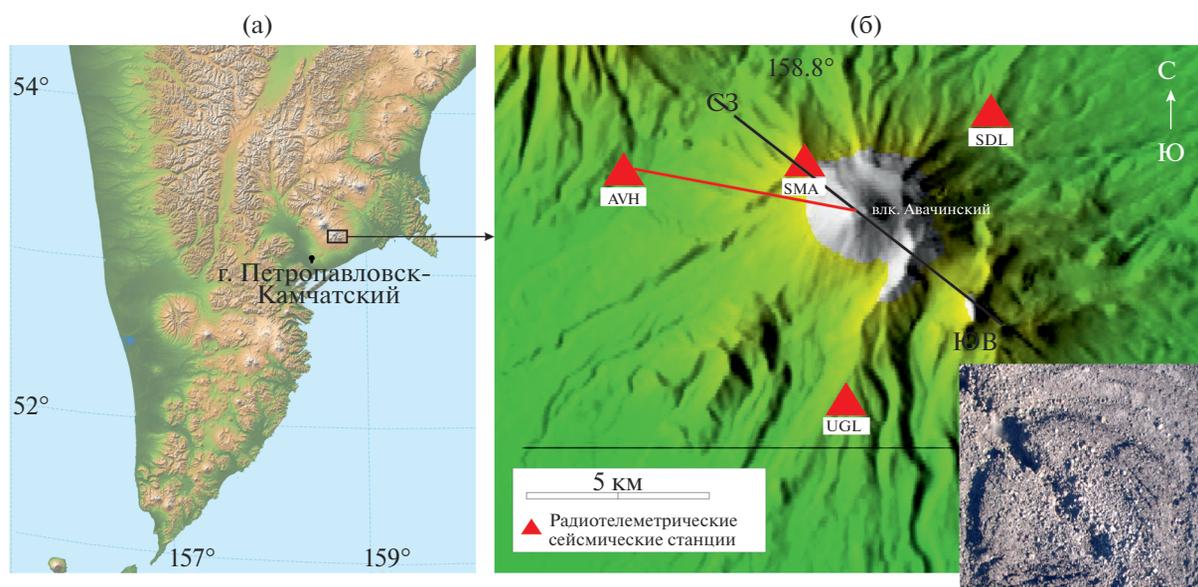


Рис. 1. Расположение вулкана Авачинский (а) и РТСС в его окрестности (б).

На врезке: образовавшаяся на пробке трещина после извержения 2001 г. Красной линией (влк. Авачинский – AVH) показано направление обзора видеокамеры РТСС AVH. Название РТСС: AVH – Авача, SMA – Сомма, SDL – Седловина, UGL – Угловая. Съемка 28.06.2005 г. Фото И.К. Дубровской.

2006]. Однако сравнительно слабая сейсмическая активность в первом случае и отсутствие опыта прогноза извержений для этого вулкана во втором случае не позволили дать краткосрочный прогноз обоих извержений.

Для Авачинского вулкана характерна постоянная фумарольная активность с целой сетью отдельных фумарол, расположенных по периферии кратера и на окончаниях трещины-рва. Температуры фумарол колеблются в широких пределах, наиболее мощные достигают температур свыше 600–800°C [Малик и др., 2017].

В октябре–декабре 2019 г. наблюдалось усиление сейсмической активности Авачинского вулкана. С 27 октября на инфракрасной камере Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленной на радиотелеметрической сейсмической станции (РТСС) “Авача” (AVH) в 6 км от кратера вулкана (см. рис. 1б), было зафиксировано свечение в западной части кратера (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Визуально в этот период отмечалась повышенная фумарольная активность и сильная загазованность кратера.

В данной работе авторы дают подробное описание активности вулкана Авачинский в конце 2019 г. с упором на сейсмичность, и рассматривается разумное объяснение возможных механизмов ее возникновения.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Начиная с 1950-х гг., в процессе возникновения и развития научного направления “вулканическая сейсмология” стояла проблема классификации землетрясений, связанных с активностью вулканов, т.е. предшествовавших и сопровождавших извержения. Одной из первых попыток классификации ВЗ по форме записи и их связи с вулканической деятельностью была предпринята Г.С. Горшковым [1954а]. Так как в это время регистрация землетрясений была аналоговой с небольшим увеличением и малой скоростью развертки, то предложенная классификация была достаточно упрощенной. В следующей его работе [Горшков, 1954б] были затронуты вопросы терминологии и впервые дано определение “вулканотектонических”, как землетрясений, имеющих волновую форму тектонических, но приуроченных к районам действующих вулканов.

В основу известной классификации японского исследователя [Minakami, 1961] положена связь ВЗ с активностью вулкана и местоположением их очагов. Позднее, на примере извержений вулканов Камчатки, П.И. Токаревым [1966] были выделены 5 типов ВЗ, хорошо согласующихся с классификацией [Minakami, 1961]. Данная классификация используется российскими вулканологами и в настоящее время.

В дальнейшем, с применением в сейсмологии цифровой регистрации и компьютерной обработ-

ки землетрясений, появилась возможность более детального исследования волновых форм ВЗ и большей точности определения координат очагов слабых ВЗ, что послужило толчком к возникновению новой типизации ВЗ, основы которой были заложены в работах [McNutt, 1996; Power et al., 1994; Гордеев, Сенюков, 1998; Zobin, 2017]. Выделяются три основных типа ВЗ: вулcano-тектонические, гибридные и длиннопериодные, которые будут рассмотрены на примере землетрясений, зарегистрированных во время активизации Авачинского вулкана в 2019 г.

Кроме этих типов ВЗ, наблюдаемых на всех вулканах мира, в некоторых случаях регистрировался еще один тип – “tornillo” (“винт”, ТЗ), который характеризуется монохромным частотным спектром и большой длительностью кода-волн [Cannata et al., 2012; Gomez, 1999]. Так, при сейсмических активизациях вулкана Вулькано² (Липарские острова, Италия), напоминающих активизацию Авачинского, регистрировались ТЗ, возникновение которых объяснялось взаимодействием водного флюида с магматическим телом [Milluzzo et al., 2010]. Также ТЗ наблюдались на вулкане Галерас (Центральные Анды) перед и после извержений [Gomez, 1999].

Во время сейсмической активизации вулкана Иво-Дзима (Японские острова) в сентябре 1997 г. регистрировались ТЗ и ВЗ с особой волновой формой. Особенностью ВЗ данного типа была предваряющая основной толчок короткая запись слабых колебаний (*emergent phase*). Предполагается, что такие землетрясения могут возбуждаться пузырьками газа с последующим сдвиговым разрушением высоковязкой риолитовой магмы [Uchida, Sakai, 2002].

МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКА ИХ РЕЗУЛЬТАТОВ

За активностью вулкана Авачинский ведется непрерывное видеонаблюдение с помощью цифровой IP-камеры, установленной на РТСС АВН, расположенной в 6 км от кратера (см. рис. 16). Видеокамера позволяет вести съемку в видимом и инфракрасном диапазонах, что дает возможность осуществлять мониторинг динамики фумарольной активности (интенсивность и температура) над кратером вулкана. Во время активизации вулкана в конце 2019 г. камерой были зарегистрированы весьма интересные события. Данные мониторинга активности вулкана взяты с сайта КФ ФИЦ ЕГС РАН. (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>)

Сейсмический режим района вулкана Авачинский контролируется сетью из четырех РТСС,

расположенных на расстояниях от 2.4 до 6 км от кратера вулкана (см. рис. 16). Данная сеть позволяет определять координаты слабых ВЗ в постройке вулкана с энергетическим классом $K_S \geq 1.5$ ($K_S = \log E$, Дж).

Трехкомпонентный комплект короткопериодных каналов (SH) на базе сейсмометра СМЗ ($T_S = 1.2$ с) позволяет регистрировать скорость смещения грунта в полосе частот 0.8–20 Гц. Для регистрации слабых землетрясений РТСС имеют высокочувствительный канал, регистрирующий вертикальную составляющую (ЕНЗ), с резонансной характеристикой в диапазоне частот 8–12 Гц по уровню 0.7. Записи землетрясений привязаны к универсальному координированному времени (Coordinated Universal Time, UTC), которое также было использовано в статье.

Для вычисления координат очагов применялась локальная одномерная скоростная модель с возможностью поиска решений положений гипоцентров выше уровня моря [Сенюков, 2006]. Погрешность определения очагов землетрясений в районе вулкана Авачинский оценивается около одного километра как в плане, так и по глубине [Нуждина и др., 2019]. В работе анализировались параметры землетрясений, обработанных в режиме, близком к реальному времени, и опубликованных в служебной сетевой базе данных КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.emsd.ru/ts/>). Обработка землетрясений и вычисление их параметров осуществлялись с помощью интерактивной программы DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010; Droznin, Droznina, 2011]. В статье глубины гипоцентров выше уровня моря имеют знак “+”, а ниже “–”.

В работах [Кирюхин и др., 2016, 2017; Kiryukhin, 2017] разработана методика выделения в потоке ВЗ плоско-ориентированных кластеров на основании следующих критериев: 1) временное ограничение событий менее суток; 2) разброс гипоцентров землетрясений в горизонтальной плоскости ≤ 6 км; 3) их удаление от плоскости сейсмогенной площадки ≤ 200 м; 4) количество землетрясений в кластере ≥ 6 . В сейсмической активизации вулкана Авачинский в 2019 г. выделялись плоско-ориентированные кластеры и определялись характеристики сейсмогенных площадок в интерактивной программе Frac Digger (№ 2016616880)³.

² Названия вулканов приведены согласно каталогу И.И. Гушенко [1979].

³ Кирюхин П.А., Кирюхин А.В. Frac-Digger. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016612168 от 21.06.2016.

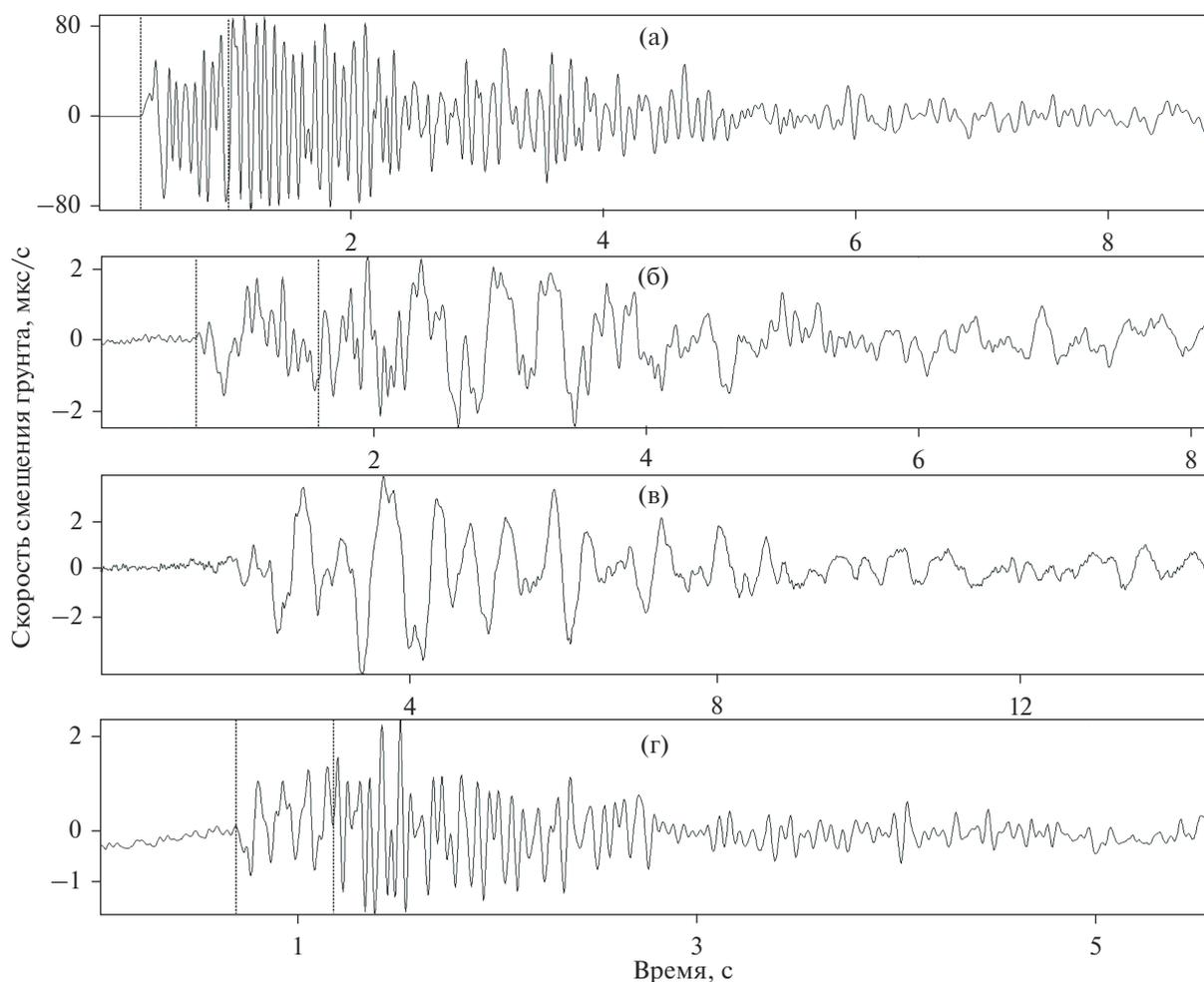


Рис. 2. Волновые формы землетрясений, зарегистрированных на вертикальной компоненте РТСС SMA (SHZ) во время активизации вулкана Авачинский в октябре–декабре 2019 г.

а – ВТ землетрясение 9.12.2019 г. в 14:54 с $K_s = 6.6$, $H = -1.42$ км; б – ГЗ 10.12.2019 г. в 23:03 с $K_s = 3.5$, $H = 1.8$ км; в – ДЗ 18.11.2019 г. в 09:09 с $K_s = 2.7$, $H = 1.8$ км; г – “особое” землетрясение 5.11.2019 г. в 11:46 с $K_s = 3.6$, $H = 1.8$ км.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫЕ В РАЙОНЕ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ В ОКТЯБРЕ–ДЕКАБРЕ 2019 г.

С конца октября 2019 г. в районе постройки вулкана Авачинский регистрировались ВЗ различных типов.

Выделение типов ВЗ в период активизации вулкана Авачинский в 2019 г. было осуществлено на основании волновых форм землетрясений и их спектрального состава, зарегистрированных на ближайшей к вулкану РТСС SMA. Были выделены три общепринятых типа и четвертый “особый” тип ВЗ.

Вулкано-тектонические землетрясения (ВТЗ), обусловленные хрупким разрушением геосреды, имели четкие вступления P и S -волн и $t_{s-p} = 0.8$ с (рис. 2а). На спектрограммах ВТЗ выделяются

интенсивные амплитудные плотности с частотами в диапазоне $f = 12–15$ Гц (рис. 3а).

Гибридные землетрясения (ГЗ) характеризовались четкими вступлениями с $t_{s-p} = 0.9$ с, после которых наблюдалась запись явно выраженных коды-волн с более низкими частотами (см. рис. 2б). На спектрограмме ГЗ выделяются два пятна плотности с $f_1 = 6$ Гц в начальной части записи и с $f_2 \approx 2$ Гц для коды-волн (см. рис. 3б). Механизм ГЗ принято связывать с процессом хрупкого разрушения геосреды с образованием трещины и дальнейшего ее заполнения магмой или флюидом [Гордеев, Сениуков, 1998].

Длиннопериодные землетрясения (ДЗ). Для них характерны нечеткие вступления P - и S -волн и более низкая частота относительно предшествующих типов (см. рис. 2в). На спектрограмме в течение 5 с выделяется пятно спектральной плотности с $f \approx 1.5–2$ Гц (см. рис. 3в). Принято

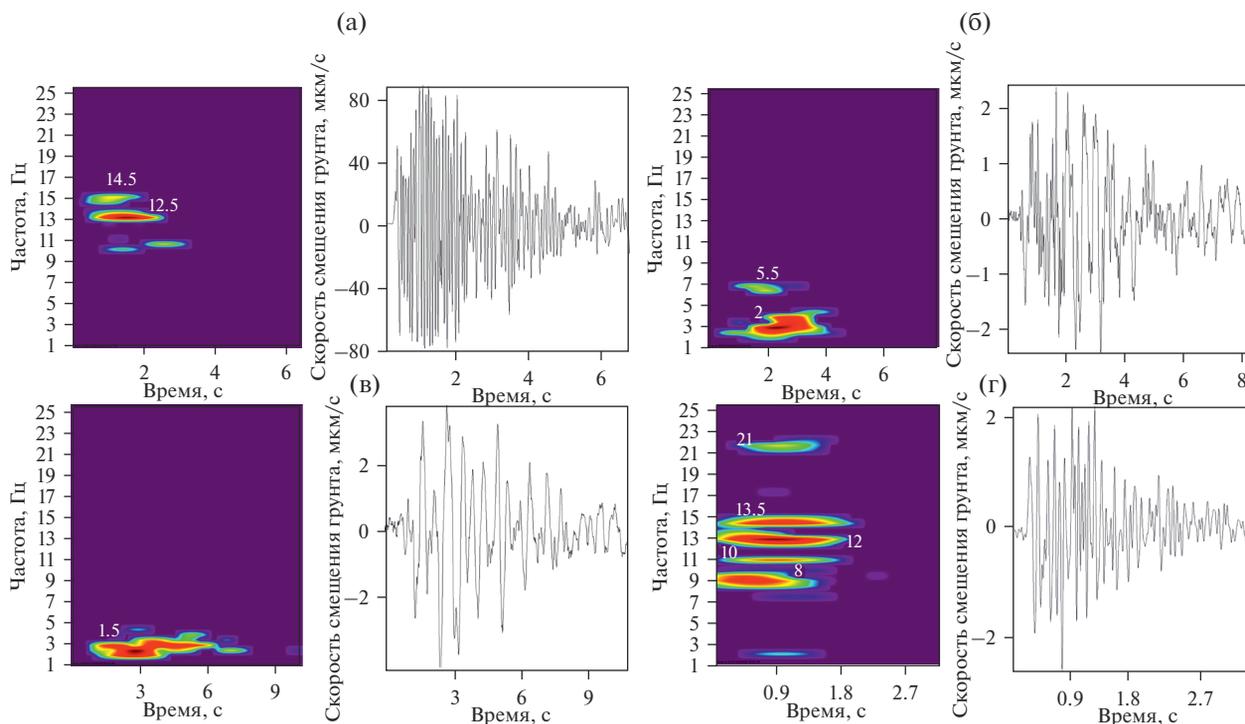


Рис. 3. Спектрограммы четырех типов ВЗ, зарегистрированных на вертикальной составляющей (SHZ) РТСС SMA во время активизации вулкана Авачинский в октябре–декабре 2019 г. а – ВТЗ землетрясение 9.12.2019 г. в 14:54 с $K_s = 6.6$, $H = -1.42$ км; б – ГЗ 10.12.2012 г. в 23:03 с $K_s = 3.5$, $H = 1.8$ км; в – ДЗ 18.11.2019 г. в 09:09 с $K_s = 2.7$, $H = 1.8$ км; г – “особое” землетрясение 5.11.2019 г. в 11:46 с $K_s = 3.6$, $H = 1.8$ км.

считать, что механизм ДЗ связан с разрушением геосреды с низкой плотностью или заполнением трещины магмой/флюидом. ДЗ часто наблюдаются перед извержениями, когда в канале вулкана или трещинах повышается давление за счет поступления свежей порции магмы.

Особые землетрясения (ОЗ). В потоке сейсмических событий, сопровождающих активизацию, были зарегистрированы 9 землетрясений с $K_s = 1.9–4.2$, волновые формы которых отличались от волновых форм по общепринятой классификации ВЗ. В начальной части записи таких землетрясений преобладала более низкая частота по сравнению с кода-волн (см. рис. 2г). Авторы назвали их “особые” землетрясения, которые на РТСС SMA имели сравнительно короткую запись с резким вступлением P -волны и $t_{s-p} = 0.5$ с. По волновым формам и частотному спектру они напоминали основную фазу (*main phase*) особых (*special-type*) землетрясений, зарегистрированных во время слабой активизации вулкана Иво-Дзима, Япония [Uchida, Sakai, 2002]. На спектрограмме ОЗ выделяются пять линейных пятен спектральной плотности с частотами $f_1 = 8$ Гц, $f_2 = 10$ Гц, $f_3 = 12$ Гц, $f_4 = 14$ Гц, $f_5 = 21$ Гц (см. рис. 3г). Причем частота $f_5 = 21$ Гц появляется после вступления S -волны.

В целом на спектрограммах достаточно убедительно видны различия спектральных составов для типов ВЗ, зарегистрированных во время активизации вулкана Авачинский в конце 2019 г. (см. рис. 3).

Рассмотрим некоторые особенности ОЗ. Как правило, первое вступление P -волны ОЗ имело положительную полярность (7 из 9). Не исключено, что такие землетрясения могут быть связаны с “взрывными” процессами, происходящими в конусе вулкана. В пользу этого предположения говорят траектории движения частиц первых вступлений в плоскостях $EW-Z$ и $NS-Z$, которые близки к направлению на источник (рис. 4), что наблюдается в ближней зоне при взрывах на выброс или вблизи границы с резким изменением свойств среды [Ромашев, 1980].

Сейсмическая активизация закончилась слабым высокочастотным спазматическим (ВД), которое начало регистрироваться на РТСС SMA 25 декабря в ~04:00 и прекратилось 26 декабря в 11:00 (рис. 5а, б). В амплитудном спектре хорошо выделяются три спектральных пика – “низкочастотный” $f_1 = 5$ Гц и два четко выраженных “высокочастотных” $f_2 = 19$ Гц и $f_3 = 23.5$ Гц (см. рис. 5в). Такая структура спектров близка к структуре спектров ОЗ, где также выделяются близкие частоты. Кроме того, в этот период отмечалось уси-

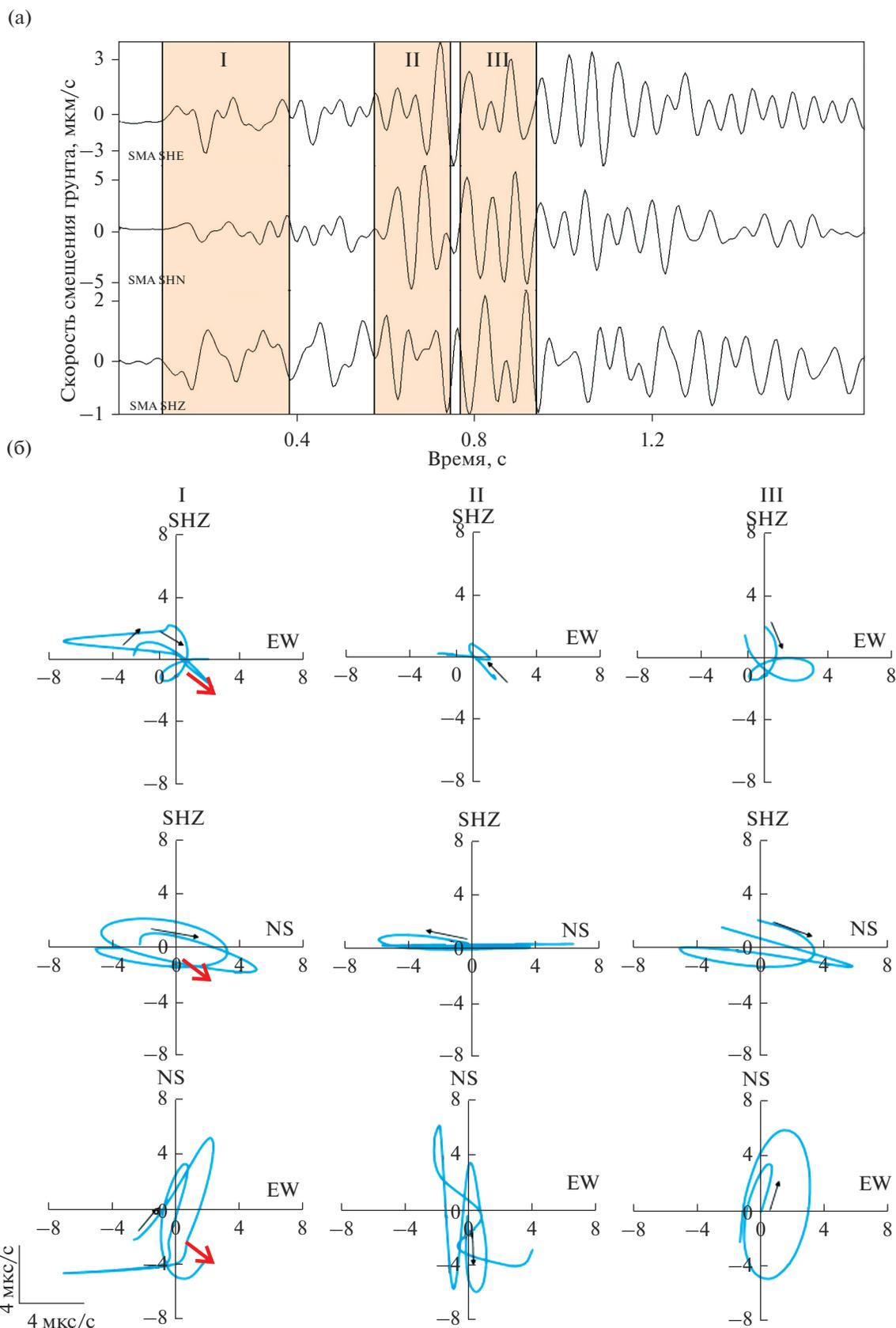


Рис. 4. Пример ОЗ, зарегистрированного 5 ноября 2019 г. на РТСС SMA (а); траектория движения грунта в различных группах волн (б). Красными (большими) стрелками показано направление на центр кратера, черными – направление движения грунта. Начало отсчета времени соответствует 11:46:35.

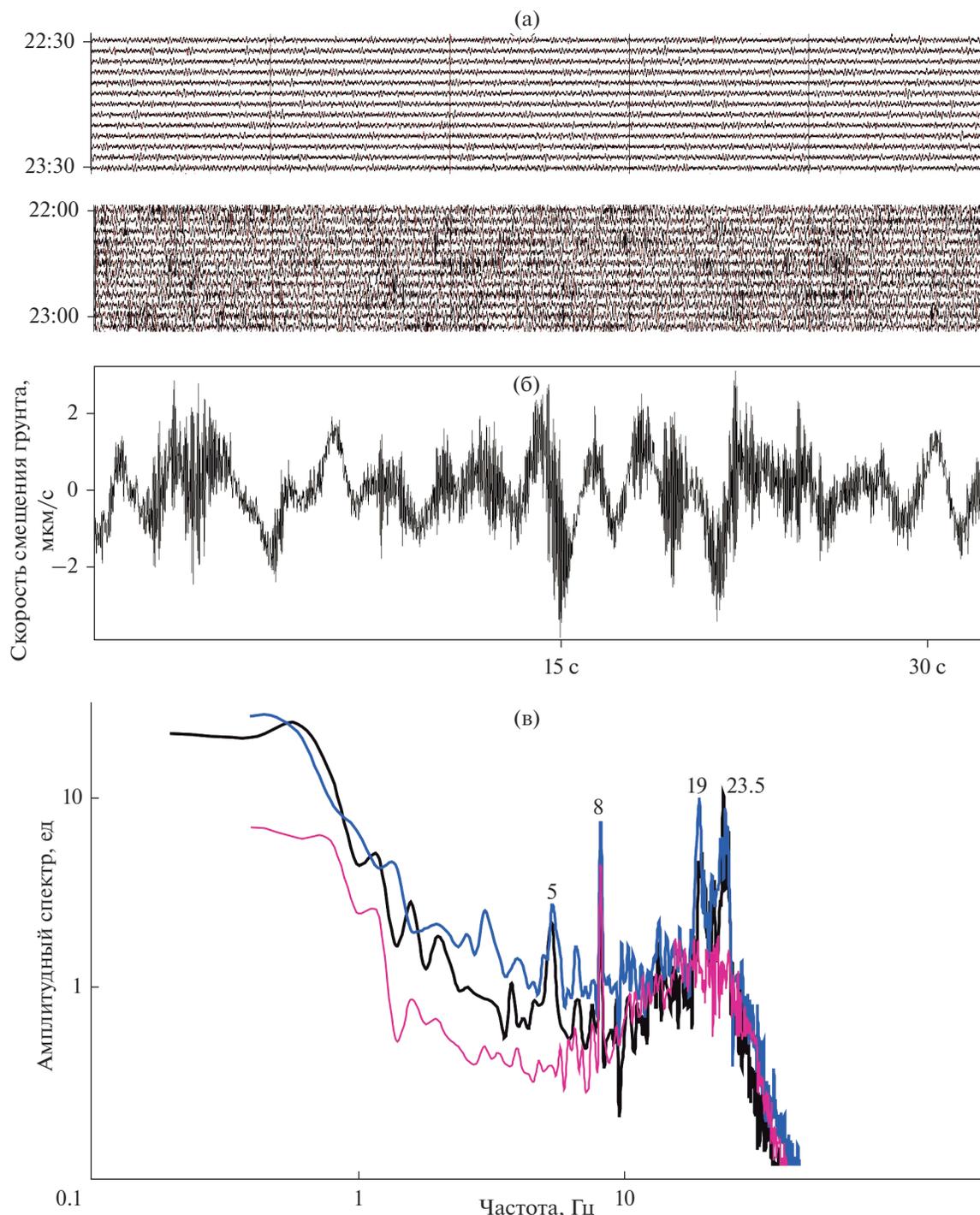


Рис. 5. Фрагменты часовых записей на вертикальной составляющей (SHZ) РТСС SMA 24 декабря 2019 г. при отсутствии ВД и 25 декабря с ВД (а); фрагмент записи ВД длительностью 30 с на вертикальной составляющей (SHZ) РТСС SMA (б); амплитудные спектры для двух участков ВД и фона (в). Начало отсчета времени соответствует (на рис. 5б) 21:33:30.

ление фумарольной активности. ВД могло возникнуть в результате интенсивного движения флюида по проницаемой зоне, сформированной в результате сейсмической активизации.

**НАБЛЮДАЕМОЕ СВЕЧЕНИЕ
НА КРАТЕРЕ ВУЛКАНА**
Видеокамерой с РТСС AVH 27 октября 2019 г. в центральной части контура кратера ночью было

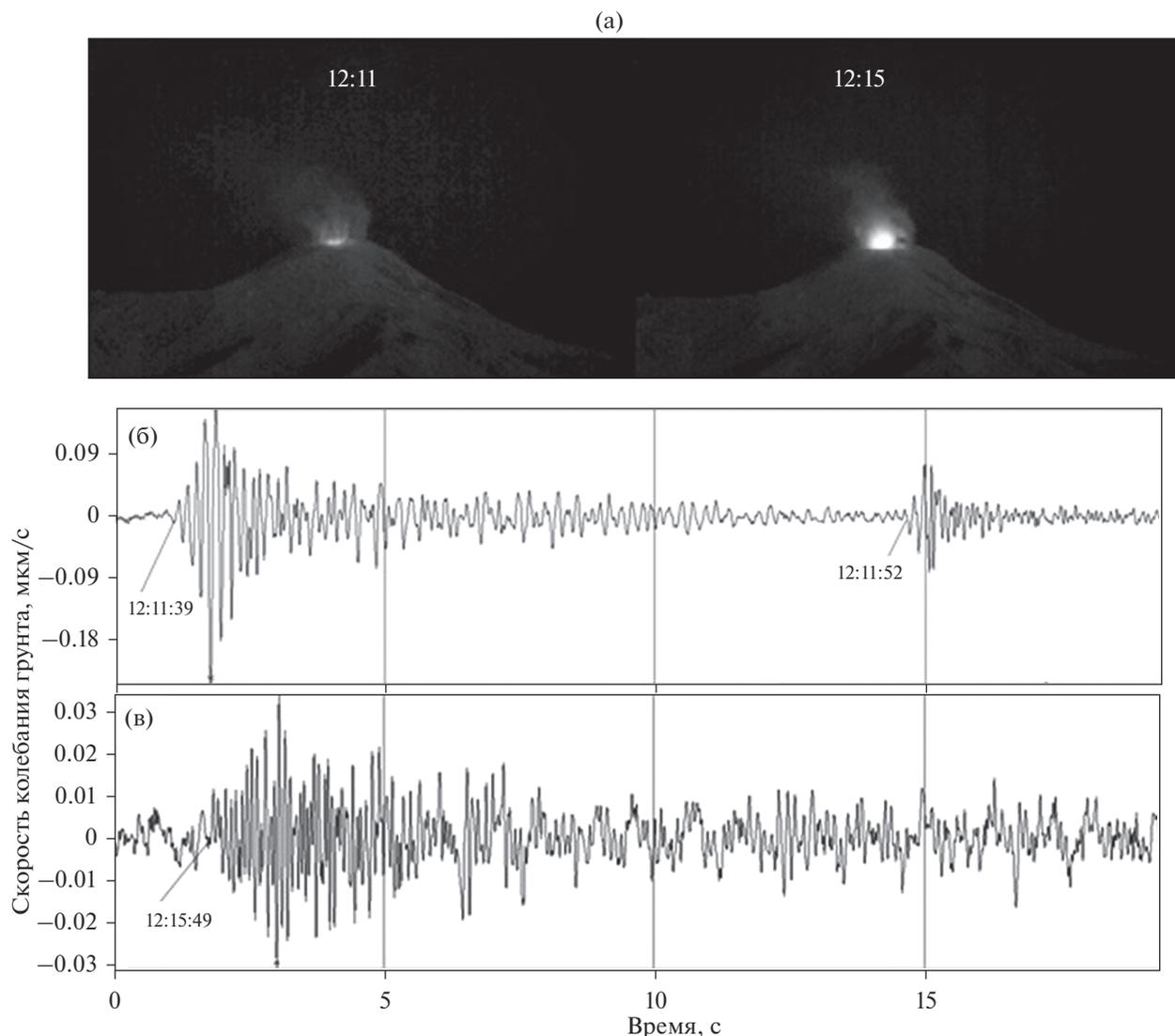


Рис. 6. Наиболее интенсивные вспышки, зафиксированные камерой РТСС AVH в 12:11 и 12:15 (а); фрагменты сейсмических записей на ВЧ канале РТСС SMA, соответствующие временным интервалам вспышек в 12:11 (б) и 12:15 (в) 8 декабря 2019 г. Начало отсчета времени соответствует: б – 12:11:37, в – 12:15:47.

зафиксировано слабое свечение в виде точки, которое периодически фиксировалось до конца декабря. Уникальное явление наблюдалось 8 декабря с 11:23 до 12:15, когда на месте свечения были зафиксированы 5 вспышек различной интенсивности (рис. 6). Сравнивая облики световых пятен, осредненных в минутном интервале, можно предположить, что их происхождение связано с взрывными процессами на различной глубине. Наиболее интенсивная вспышка произошла в 12:15 (см. рис. 6а). Облик светового пятна дает основание предположить, что она могла быть порождена взрывным процессом, возникшим в результате взаимодействия взрывоспособных вулканических газов с кислородом воздуха. Полусферическая форма и разлет продуктов взрыва указывают на

то, что взрыв, по-видимому, произошел ниже поверхности кратера.

К сожалению, воздушная волна не зарегистрировалась акустическими станциями Камчатки в связи с их большой удаленностью от вулкана. Однако во временной окрестности двух наиболее сильных вспышек в 12:11 и 12:15 на ВЧ канале РТСС SMA записались слабые сейсмические сигналы (рис. 7б, в). В первом случае зарегистрировано два сейсмических сигнала с интервалом между ними 7 с. Характер их волновых форм напоминает ОЗ. Вторая вспышка сопровождалась сравнительно высокочастотным узкополосным сигналом, который очень напоминает колебания грунта при воздействии на него воздушной ударной волны. Длительность сейсмического сигнала

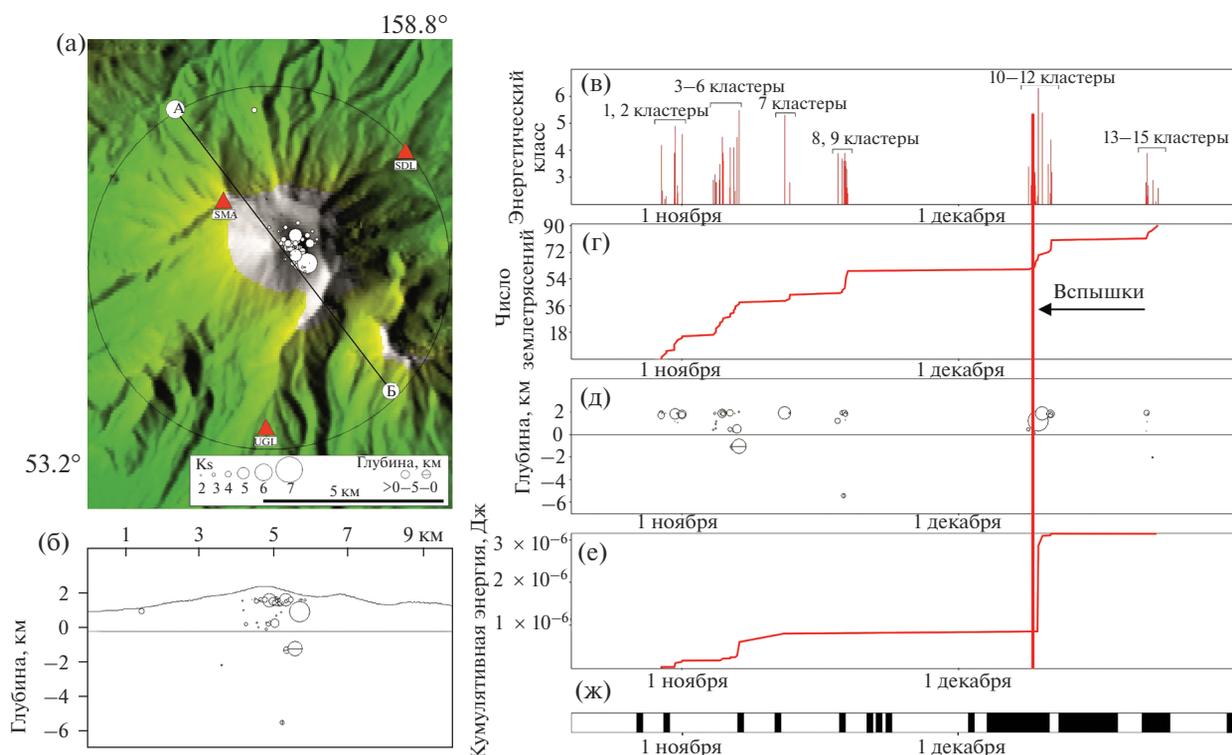


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений, произошедших в постройке вулкана Авачинский в октябре–декабре 2019 г. (а); проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии А–Б (б); распределение во времени энергетического класса (*K*) (в); кумулятивная кривая числа землетрясений (г); глубины гипоцентров землетрясений (д); кумулятивная кривая энергии землетрясений (е); свечение в центральной части кратера (ж) (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Вертикальной линией отмечен период наблюдаемых воздушных взрывов. Название РТСС: SMA – Сомма, SDL – Седловина, UGL – Угловая.

(~15 с) и длительное свечение вспышки могут указывать на многоактность этого процесса.

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА В КОНЦЕ 2019 г.

Сейсмичность вулкана в конце 2019 г. была представлена шестью роевыми последовательностями вулканических землетрясений, которые хорошо выделяются на кумулятивной кривой числа землетрясений (см. рис. 7г). Глубина основной массы очагов располагалась выше уровня моря ($0 < h < 2$ км) и тяготела к двум горизонтам ~0.5 и ~1.8 км н. у. м., а эпицентры были сосредоточены в северо–северо-восточном секторе конуса вулкана (см. рис. 7а, б). Энергетический класс ВЗ был заключен в пределах $1.4 < K_S < 6.6$. Наибольшая энергия выделилась во время 5-го роя, когда произошло самое сильное землетрясение с $K_S = 6.6$ (см. рис. 7в).

В период сейсмической активности вулкана Авачинский с октября по декабрь 2019 г., согласно методике, описанной выше, было выделено 15 плоско-ориентированных кластеров, центры которых располагались в диапазоне глубин от 302 до

1842 м (табл. 1, рис. 8). Приведенные глубины с точностью до метра являются результатом программного выделения параметров кластера. Авторы осознают, что точность выделения координат недостаточная, чтобы говорить о метрах, но данные построения вполне оправданы для поиска общих закономерностей кластеризации землетрясений в роевых последовательностях.

В начале сейсмической активизации в роевых последовательностях выделялось по два кластера, на заключительной стадии по три кластера. Кластеры, в основном, располагались субвертикально с углом падения от 59° до 84° , но кластеры № 1, 8, 12 имели субгоризонтальное расположение с центром на высоте ~1800 м [Шакирова и др., 2020]. Рассматривалось процентное содержание типов ВЗ в кластерах (см. рис. 8а, врезка). Подавляющее большинство землетрясений были представлены двумя типами: ВТЗ и ДЗ. В начале активизации преобладали ВТЗ: кластеры № 5, 7 полностью были представлены ВТЗ, а в четырех последних – процент ВТЗ резко снизился. Обратная картина относится к ДЗ. Гибридные землетрясения были зарегистрированы только в 12-м класте-

Таблица 1. Параметры плоско-ориентированных кластеров вулканических землетрясений Авачинского вулкана в период с 28.10.2019 г. по 22.12.2019 г.

№ п/п	Дата	Угол падения	Азимут	X, м	Y, м	Z, м	K_{\max}	n	S , км ²	λ , %
1	29.10.19	1.6	110.5	489188	5900238	1842	4.2	6	2.0	67
2	31.10.19	66.6	262.0	489265	5900604	1512	4.9	14	1.7	79
3	04.11.19	81.4	72.9	489515	5900534	1647	3.5	6	0.7	50
4	04.11.19	57.9	288.2	489328	5900775	1292	4.5	7	0.9	57
5	06.11.19	82.7	242.5	489291	5900574	1407	4.5	6	0.5	100
6	06.11.19	81.7	69.3	489262	5900434	811	5.5	7	2.9	86
7	12.11.19	73.6	257.9	489179	5900771	1635	5.3	6	1.2	100
8	17.11.19	10.9	20.0	489197	5901039	1814	3.9	14	2.9	50
9	18.11.19	83.9	104.9	488982	5900870	774	3.6	10	2.7	67
10	08.12.19	65.6	246.1	489146	5900960	997	3.2	8	2.1	50
11	09.12.19	81.6	251.8	489154	5900904	302	6.6	6	2.0	80
12	10.12.09	6.0	221.8	489353	5900585	1813	4.4	11	0.6	27
13	21.12.19	71.9	239.3	488828	5901139	1332	3.9	7	2.6	29
14	22.12.19	59.4	348.1	489092	5900708	503	2.9	6	5.2	17
15	22.12.19	59.9	203.5	489338	5900679	1039	3.1	6	3.8	0

Примечание. X, Y, Z – координаты центров кластеров (система координат UTM WGC-84); K_{\max} – максимальный энергетический класс в кластере; n , S – число землетрясений в кластере и его площадь; λ – процентное содержание ВТЗ в кластере. Выделены субгоризонтальные кластеры.

ре, в то время как ОЗ регистрировались только в первой половине активизации (см. рис. 8а, врезка).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты анализа сейсмических событий в октябре–декабре 2019 г. позволяют сделать определенные выводы о характере сейсмической активизации Авачинского вулкана и представить вероятную схему механизма ее развития.

Практически все землетрясения, сосредоточенные в постройке Молодого конуса, были достаточно слабыми ($1.4 < K_S < 6.6$). Центры выделенных кластеров находятся на высотах ~300–1850 м. В то же время, согласно геофизическим данным, периферический магматический очаг располагается на глубине от 0 до 2 км по данным [Мороз, Гонтовая, 2003], а по данным [Bushenkov et al., 2019] на глубинах ниже 2 км от дневной поверхности. Это указывает на отсутствие связи сейсмической активизации с процессами в вулканическом очаге.

Активизация пришлась на период конец октября–декабрь. Аналогичные сейсмические активизации происходили в периоды: февраль–апрель 1996 г., конец августа–октябрь 2001 г., октябрь–ноябрь 2005 г. [Сенюков и др., 2006]. Практически при всех активизациях землетрясения происходили в центральной части постройки конуса от уровня моря до кратера. С активизацией 2001 г. связана и слабая эксплозия с выбросом неболь-

шого количества пепла и некрупных глыб при разрушении кратерной пробки с образованием в ней трещины. В ходе активизации 2005 г., так же, как и в 2019 г., отмечалась слабая термоаномалия и несколько гибридных землетрясений [Сенюков и др., 2006].

В сейсмических активизациях ясно прослеживается определенная сезонность: все они приурочены к переходным периодам осень–зима или зима–весна. Это может указывать на связь сейсмических активизаций с резким повышением обводненности конуса вулкана за счет повышенного количества осадков осенью и таяния снежно-ледового покрова конуса весной. Молодой конус сложен, главным образом, толщей рыхлых вулканических отложений с отдельными прослоями лав в виде лавовых потоков и силлов, т.е. относительно свободно пронизаем для метеорных вод. Летом, когда конус свободен от снега и льда, и зимой, когда он забронирован ледяным плащом и снегом, поступление атмосферной воды в виде дождя или талого снега существенно падает.

Наличие землетрясений четырех типов указывает на несколько механизмов их возникновения, причем роль этих механизмов изменялась в течение активизации. Она началась с формирования горизонтального кластера № 1 на высоте ~1800 м, который на две трети был представлен ВТЗ и на треть ОЗ. На этом же уровне происходили события в горизонтальных кластерах № 8, 12. Причем доля ВТЗ в них снизилась до половины и менее

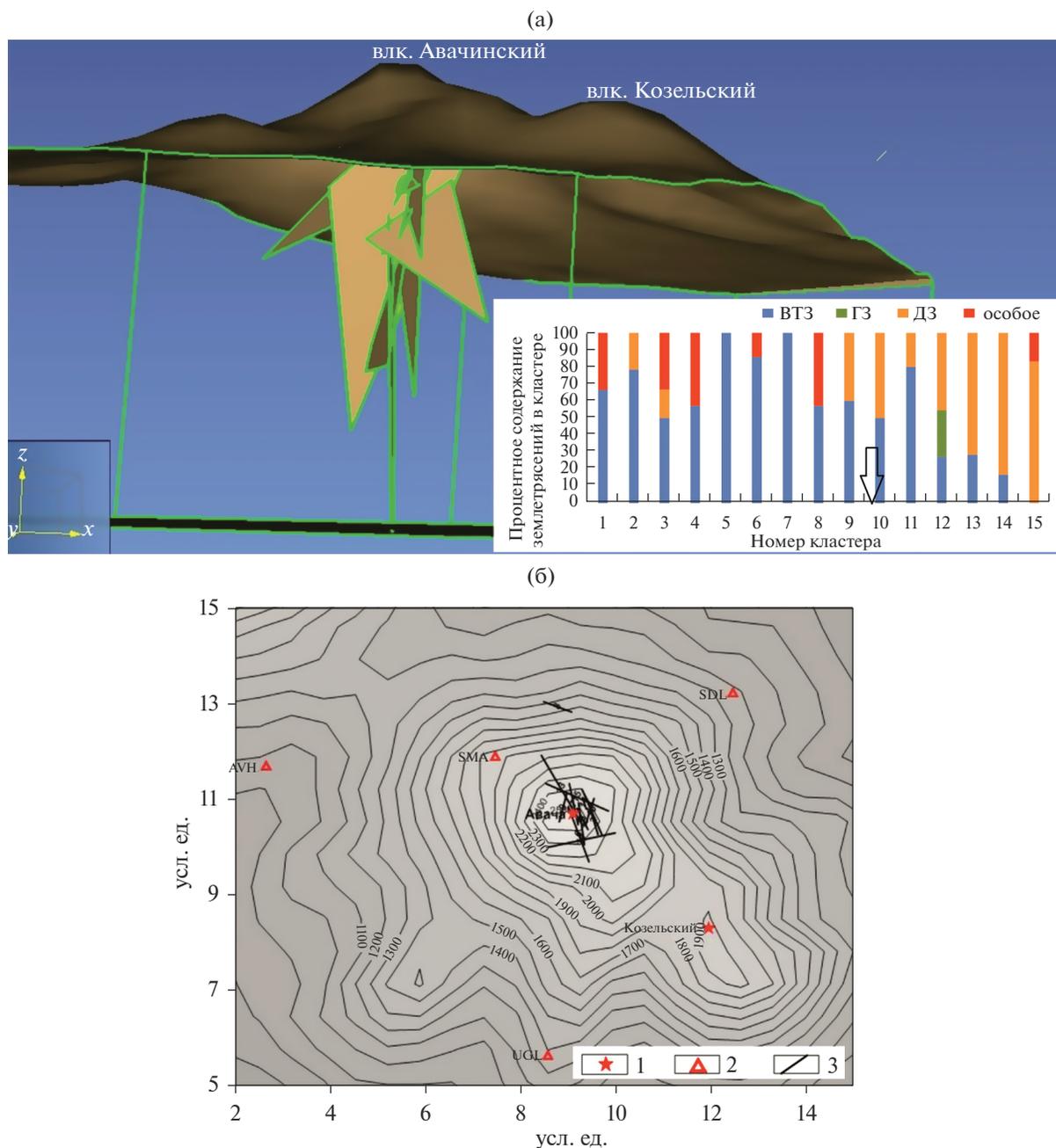


Рис. 8. 3D визуализация плоско-ориентированных кластеров ВЗ, выделенных в период октябрь–декабрь 2019 г., с верхней плоскостью на высоте 1200 м (а). На врезке: график процентного содержания ВЗ в кластерах; стрелкой отмечены воздушные взрывы. Проекция площадок плоско-ориентированных кластеров землетрясений на горизонтальную плоскость на высоте 1500 м (б): 1 – вулканы; 2 – РТСС; 3 – проекции площадок кластеров.

трети соответственно. По-видимому, события этих кластеров фиксируют границу субгоризонтального горячего магматического тела и отражают его реакцию на контакт с холодными метеорными водами, что приводит к взрывному кипению с образованием трещин и возникновению ВЗ. Можно предположить, что таким телом является силл, внедренный во время извержения 1991 г. с достаточной мощностью, чтобы сохранять не-

которую пластичность. Последнее определило возникновение ДЗ в кластере № 12.

Субвертикальные кластеры № 5, 7 имеют близкие углы падения (~80°–75°), азимуты падения (ВСВ), события в которых были на 100% представлены ВТЗ, что может свидетельствовать о субвертикальном магматическом теле, также испытывающем контакт с метеорными водами. Таким телом могла быть дайка – канал поступле-

ния магмы во время извержения 1991 г. Примечательно, что кластер № 6, состоящий почти из ВТЗ, имеет азимут простираения, идентичный как в кластерах № 5, 7 (ССЗ—ЮЮВ), а также близкий угол падения, но противоположный азимуту падения. Это является свидетельством того, что кластер № 6 отражает подобный процесс с противоположного борта частично закристаллизованного вулканического канала. Аналогичный азимут имеют 8 из 12 субвертикальных кластеров, а также третья часть в кратере — результат извержения 1991 г.

Если в первую половину периода активизации преобладали ВТЗ и существенную долю составляли ОЗ, то затем роль вулканотектонических событий постепенно снижалась, особые землетрясения практически исчезли, и стали преобладать ДЗ. Это может свидетельствовать о том, что процесс хрупкого разрушения уступил главную роль процессу, обусловленному взрывным вскипанием водного флюида в пределах лавово-пирокластической толщи конуса. Наличие длиннопериодных, особых и гибридных землетрясений говорит о различных механизмах генерации этих событий и их сочетаний с процессами хрупкого разрушения. Активизация закончилась высокочастотным спазматическим дрожанием, обусловленным интенсивным кипением метеорной воды с генерацией ВД 25 и 26 декабря.

Необычным явлением сейсмической активизации 2019 г. было свечение в кратере и вспышки над ним 8 декабря. Если слабое свечение в кратере можно объяснить просто прогревом кратерной трещины за счет усиления потока высокотемпературных фумарольных газов под воздействием растрескивания остывающих магматических тел в конусе, то яркие внезапные кратковременные вспышки, очевидно, имеют другую природу. Полусферическая форма самой сильной вспышки указывает на то, что, скорее всего, она возникла в результате взрыва непосредственно на поверхности лавовой пробки в кратере вулкана. Облик светового пятна дает основание предположить, что вспышка могла быть порождена взрывом, возникшим в результате возгорания восстановленных компонентов вулканических газов при их окислении кислородом воздуха. Такими компонентами, способными образовывать взрывоспособную смесь с кислородом атмосферы, могут быть, прежде всего, H_2 и CO . Так как вода и диоксид углерода являются основными компонентами магматических газов, а для глубинных флюидов характерен крайне низкий потенциал кислорода, то их доля может быть существенна.

Следует заметить, что воздушные взрывы на высоте 50–200 м над кратером фиксировались во время Большого трещинного извержения вулкана Толбачик в 1975 г. [Ковалев и др., 1979]. Во время этого извержения, по форме ударных воздуш-

ных волн, также был выделен тип, который возникал в результате воздушных взрывов, возникающих за счет детонации взрывоспособных газов в атмосфере [Фирстов и др., 1978]. Наличие водорода в вулканических газах — известный факт, его горение на выходе фумарол наблюдалось на вулкане Горелый [Чаплыгин и др., 2015; Овсянников, Чирков, 2010].

Ориентировочная оценка фугитивности кислорода в магме извержения Авачи в 1991 г. была проделана по уравнению [Kress, Carmichael, 1991], используя валовый состав пород из [Иванов и др., 1995], и составы небольших глыб выброса 2001 г. (данные А.П. Максимова). В интервале 700–1000°C, согласно такой грубой оценке, $\log f_{O_2}$ находится в пределах от соответствующего равновесию $Ni-NO$ до превышающего его на единицу $\log f_{O_2}$. Это типичные для островодужных андезитов значения. При таких условиях в равновесии с чистой H_2O мольная доля водорода составит десятые доли процента. Такой же уровень концентраций будет иметь CO в равновесии с чистым CO_2 . В случае, если изначально окислительное состояние магмы соответствовало равновесию QFM (кварц—фаялит—магнетит), которое характерно для основных магм, то равновесные мольные доли H_2 и CO составят первые проценты. Маловероятно, что при таких низких содержаниях эти газы могут образовать взрывоспособную смесь с кислородом воздуха.

Известно, что H_2 при высоких температурах отличается от других летучих компонентов высокой проникающей способностью. При наличии градиента его концентраций он интенсивно мигрирует в область низкой концентрации. Это его свойство, в частности, используется в петрологических экспериментах при высоких давлениях: задавая извне давление водорода, регулируют его химический потенциал внутри запаянных металлических ампул. Так же ведет себя водород и в расплавах, тем самым влияя на окислительное состояние магм [Gaillard et al., 2003].

Можно предположить следующую схему для объяснения вспышек. В атмосфере давление (следовательно, и химический потенциал) H_2 практически равен нулю. В то же время магмы всегда содержат некоторое количество воды, что, при низкой фугитивности кислорода, означает наличие заметных количеств H_2 . При этом парциальное давление H_2 будет пропорционально общему давлению и его активности в расплаве и/или газовой фазе. В канале вулкана за счет разности потенциала H_2 в атмосфере и в магме возможна его диффузия из остаточного расплава к поверхности. При сохраняющихся достаточно высоких температурах в канале вулкана такой процесс возможен и в стекле породы, сформированной из магмы

1991 г. По-видимому, на верхних уровнях канала в его более холодных участках могут быть закрытые трещины (небольшие полости), играющие роль “ловушек” слабого потока H_2 . Возникновение нескольких внезапных кратковременных вспышек можно объяснить вскрытием “ловушек”, вследствие происходящей сейсмической активизации, и взрывной реакцией водорода при смешивании с кислородом воздуха.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитая на Авачинском вулкане сеть РТСС КФ ФИЦ ЕГС РАН позволила провести детальный анализ слабой сейсмичности, наблюдавшейся с октября по декабрь 2019 г. На основании волновых форм и спектрального состава ВЗ были выделены три общепринятых типа: вулканотектонические, гибридные и длиннопериодные. Кроме того был выделен четвертый – “особый” тип ВЗ, отличающийся особенностями волновых форм. В начальной части записи ОЗ преобладала более низкая частота по сравнению с кодаволн. Характеристики этих землетрясений косвенно указывают, что они могут быть связаны с “взрывными” процессами, происходящими в конусе вулкана.

В сейсмической активизации Молодого конуса Авачинского вулкана в 2019 г. выделены 15 плоско-ориентированных кластеров и определены характеристики сейсмогенных площадок. Анализ их параметров позволяет предположить связь сейсмической активизации с взаимодействием горячих магматических тел извержения 1991 г. с метеорными водами. Наиболее вероятной причиной световых вспышек над кратером, наблюдавшихся 8 декабря, представляется взаимодействие обогащенного водородом вулканического газа при контакте с кислородом воздуха.

Таким образом, сейсмическая активизация вулкана в конце 2019 г. не была вызвана магматической активностью в вулканическом очаге. В дальнейшем возможны эпизодические повторения сейсмической активизации за счет взаимодействия остывающего в вулканическом канале магматического тела с метеорными водами. Однако, при появлении сейсмической активизации на глубинах, отвечающих положению вулканического очага (более 2 км от поверхности), с большей вероятностью следует ожидать возможного проявления вулканической активности.

Следует отметить, что Авачинский вулкан расположен в 27 км от краевого центра Камчатского края и представляет потенциальную угрозу для городов Петропавловск-Камчатский и Елизово и международного аэропорта Елизово. В связи с этим, изучение Авачинского вулкана в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и КФ

ФИЦ ЕГС РАН планомерно проводилось в течение многих лет, однако для краткосрочного прогноза извержения вулкана с высокой эффективностью необходимо усилить мониторинг геофизических параметров вблизи его постройки. В частности, для контроля процессов, происходящих в верхней части конуса, можно использовать мюонную томографию, по аналогии с тем, как она делается на вулканах Японии и Италии [Buontempo et al., 2010; László Oláh et al., 2018].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.В. Кирюхину за предоставление программы Fgac-Digger для расчетов и А.Б. Белоусову за конструктивную критику и советы, способствующие лучшему изложению материала.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания по проектам АААА-А19-119031590060-3, АААА-А17-117050210046-7 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гордеев Е.И., Сеников С.Л.* Сейсмическая активизация вулкана Корякский в 1994 г.: гибридные сейсмические события и их применение для оценки вулканической опасности // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4/5. С. 112–126.
- Горшков Г.С.* Сейсмические наблюдения в 1949 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1954а. № 21. С. 19–39.
- Горшков Г.С.* Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной // Бюлл. вулканол. станций. 1954б. № 23. С. 24–33.
- Гущенко И.И.* Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 476 с.
- Дроздин Д.В., Дроздина С.Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
- Дубровская И.К., Черкашин Р.И., Чирков С.А.* Тепловой (ThermaCam SC 640) и сейсмический режим вулкана Авачинский в 2000–2018 гг. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Современный вулканизм и связанные с ним процессы”, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 19–21.
- Иванов Б.В., Флеров Г.Б., Масуренков Ю.П. и др.* Динамика и состав продуктов извержения Авачинского вулкана в 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 5–27.
- Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геохимическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик,

- Корякский и Авачинский, Камчатка, в 2008–2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3–20.
- Кириухин А.В., Федотов С.А., Кириухин П.А. и др. Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 3–17.
- Ковалев Г.Н., Самойленко Б.И., Слезин Ю.Б. Воздушные вулканические взрывы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 310–314.
- Малик Н.А., Зеленский М.Е., Округин В.М. Температура и состав газа фумарол вулкана Авачинский (Камчатка) в 2013–2016 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1. Вып. 33. С. 21–33.
- Малик Н.А., Некрасова М.Ю. Комплексные исследования активности Авачинского вулкана в 2013–начале 2020 гг.: наземные, видео- и сейсмические наблюдения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2. Вып. 46. С. 41–56.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н. и др. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типов и параметров будущего извержения). Часть II. (1926–1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–23.
- Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сеников С.Л. Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведенных исследованиях // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79–80.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 3–10.
- Муравьев Я.Д. К вопросу о прогнозе извержений вулкана Авачинский (Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Современный вулканизм и связанные с ним процессы”, 29–30 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 50–58.
- Нуждина И.Н., Кожевникова Т.Ю., Толокнова С.Л. и др. Авачинская группа вулканов // Землетрясения России в 2017 г. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 177.
- Овсянников А.А., Чирков С.А. Состояние вулкана Горелый в июне 2010 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 10.
- Ромашев А.Н. Особенности действия крупных подземных взрывов. М.: Недра, 1980. 213 с.
- Сеников С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др. Сейсмичность Авачинского вулкана в 1994–2005 гг. // Материалы научно-технической конференции “Геофизический мониторинг Камчатки”, Петропавловск-Камчатский, 17–18 января 2006 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2006. С. 101–105.
- Сеников С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 68–78.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы (1949–1963 гг.). М.: Наука, 1966. 104 с.
- Фирстов П.П., Адушкин В.В., Сторчеус А.В. Ударные воздушные волны, зарегистрированные во время Большого трещинного извержения в сентябре 1975 г. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 259. № 5. С. 1078–1081.
- Чаплыгин И.В., Таран Ю.А., Дубинина Е.О. и др. Химический состав и металлоносность магматических газов вулкана Горелый (Камчатка) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 1. С. 85.
- Шакирова А.А., Черных Е.В., Фирстов П.П., Кириухин А.В. Слабая сейсмическая активизация вулкана Авачинский в октябре–декабре 2019 г. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Современный вулканизм и связанные с ним процессы”, 29–30 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 50–58.
- Buontempo S., De Lellis G., D’Auria L. Perspectives for the radiography of Mt. Vesuvius by cosmic ray muons // Earth Planets Space. 2010. V. 62. P. 131–137. <https://doi.org/10.5047/eps.2009.05.005>
- Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S. et al. Tomographic Images of Magma Chambers Beneath the Avacha and Koryaksky Volcanoes in Kamchatka // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2019. Iss. 9. V. 124. P. 9694–9713. <https://doi.org/10.1029/2019JB017952>
- Cannata A., Diliberto I.S., Alparone S. et al. Multiparametric Approach in Investigating Volcano-Hydrothermal Systems: the Case Study of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) // Pure Appl. Geophys. 2012. V. 169. P. 167–182. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0297-z>
- Droznin D.V., Droznina S.Ya. Interactive DIMAS program for processing seismic signals // Seismic Instruments. 2011. V. 47. № 3. P. 215–224. <https://doi.org/10.3103/S0747923911030054>
- Gomez D.M., Torres R.A., Seidl D. et al. Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: A summary and new information from broadband three-component measurements // Ann. Geofis. 1999. V. 42. P. 365–378.
- Gaillard F., Schmidt B., Mackwell S., McCammon C. Rate of hydrogen–iron redox exchange in silicate melts and glasses // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. № 13. P. 2427–2441.
- Kiryukhin A., Lavrushin V., Kiryukhin P. et al. Geofluid Systems of Koryaksky-Avachinsky Volcanoes (Kamchatka, Russia) // Geofluids. 2017. Article ID 4279652. P. 1–21. <https://doi.org/10.1155/2017/4279652>
- Kress V.C., Carmichael S.E. The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 108. P. 82–92.
- László Oláh, Hiroyuki K.M. Tanaka, Takao Ohminato, Dezső Varga. High-definition and low-noise muography of the Sakurajima volcano with gaseous tracking detectors // Scientific reports. 2018. V. 8(3207). P. 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21423-9>
- Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruption. Part 1 // Bull. Earthq. Res. Inst. 1961. V. 38. P. 497–544.
- McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards / Eds R. Scarpa, R. Tilling. Berlin, N.Y.: Springer-Verlag, 1996. P. 99–146. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0>

Milluzzo V., Cannata A., Alparone S. et al. Tornillos at Vulcano: Clues to the dynamics of the hydrothermal system // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 198 P. 377–393. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.022>

Power J.A., Lahr J.C., Page R.A. et al. Seismic evolution of the 1989–1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1994. Iss. 1–4. V. 62.

P. 69–94.

[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90029-9)

Uchida N., Sakai T. Analysis of peculiar volcanic earthquakes at Satsuma-Iojima volcano // Earth Planets Space. 2002. V. 54. P. 197–209.

Zobin V.M. Introduction to volcanic seismology/ 3rd ed. Amsterdam: Elsevier, 2017. 559 p.

Activation of Avachinsky volcano in 2019

P. P. Firstov^{1, *}, A. A. Shakirova^{1, **}, A. P. Maksimov², and E. V. Chernykh²

¹*Kamchatka Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

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

*e-mail: firstov@emsd.ru

**e-mail: shaki@emsd.ru

Based on the study of the waveforms and spectral composition of earthquakes recorded during the activation of Avachinsky volcano in 2019, three generally accepted types of volcanic earthquakes (VE) were identified: volcano-tectonic, hybrid and long-period, as well as the fourth – a “special” type of VE, characterized by differ of waveforms. 15 plane-oriented clusters have been identified and the characteristics of seismogenic areas have been determined. Analysis of the seismic events recorded in autumn 2019 in the Young Cone of Avachinsky Volcano suggested a connection between the activation of the 1991 eruption in the body of the cone and their interaction with atmospheric precipitation with magmatic bodies. The most likely cause of the light flashes over the crater on December 8 is the interaction of a hydrogen-rich volcanic gas in contact with atmospheric oxygen.

Keywords: activation, seismicity, plane-oriented clusters, hydrothermal activity

УДК 551.217

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ВЯЗКОСТИ МАГМЫ ПО МОРФОЛОГИИ ЛАВОВОГО КУПОЛА

© 2021 г. Ю. В. Стародубцева^{a, b}, И. С. Стародубцев^{a, b, c}, А. Т. Исмаил-Заде^{a, d, *, **},
И. А. Цепелев^{a, b}, О. Э. Мельник^{a, e}, А. И. Короткий^{a, b}

^aИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^bИнститут математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН,
ул. Софьи Ковалевской, 16, Екатеринбург, 620990 Россия

^cУральский федеральный университет, ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002 Россия

^dТехнологический институт Карлсруэ, Институт прикладных наук о Земле,
ул. Аденауэрринг, 20б, Карлсруэ, 76131 Германия

^eИнститут механики Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Мичуринский просп., 1, Москва, 119192 Россия

*e-mail: aismail@mitp.ru

**e-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu

Поступила в редакцию 21.09.2020 г.

После доработки 17.11.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

Лавовые купола образуются при извержении высоковязкой магмы. В зависимости от скорости потока и реологии магмы можно выделить несколько типов морфологических форм лавовых куполов: обелиски, лавовые выжимки, эндогенные. Вязкость магмы нелинейным образом зависит от объемной доли кристаллов и температуры. Здесь мы представляем подход к оценке вязкости магмы, основанный на сравнении наблюдаемой и смоделированных морфологических форм куполов. Рассматривается двумерная осесимметричная модель эволюции лавового купола в предположении, что вязкость лавы зависит только от объемной доли кристаллов. Кристаллизация связана с ростом температуры ликвидуса при потере магмой летучих и определяется характерным временем роста кристаллов (ВРК) и расходом лавы. Лавовые купола моделируются с использованием метода конечных объемов, реализованного в программном обеспечении Ansys Fluent для различных ВРК и размеров жерла вулкана. Для выбранного промежутка времени создается набор морфологических форм куполов (форм границы раздела между лавовым куполом и воздухом). Вычисленные таким образом формы лавовых куполов сравниваются с “наблюдаемой” формой лавового купола, полученной применением случайной модификации одной из рассчитанных форм. Для определения вязкости магмы отклонение между наблюдаемой формой купола и смоделированными формами оценивается с помощью трех функционалов на основе симметричной разности, пикового отношения сигнала к шуму и измерения индекса структурного сходства. Эти функционалы часто используются в компьютерном зрении и теории обработки изображений. Хотя каждый функционал позволяет определить минимальную разницу между смоделированными и наблюдаемыми формами купола, функционал на основе измерения индекса структурного сходства выполняет эту оценку лучше. По найденной таким образом смоделированной форме лавового купола можно оценить параметры реологической модели. Данный подход может быть распространен на трехмерный случай и использоваться для восстановления условий роста реальных лавовых куполов.

Ключевые слова: лавовый купол, вязкость, морфология, численный анализ, обработка изображений

DOI: 10.31857/S0203030621030068

1. ВВЕДЕНИЕ

Лавовые купола возникают в результате экструзии высоковязкой магмы, образуют твердый поверхностный слой (панцирь), оставаясь подвижными и подвергаясь деформациям в течение дней или даже месяцев. Выделяются несколько

типов морфологии лавового купола. При эндогенном режиме магма внедряется внутрь купола без экструзии свежей магмы на поверхности. При экзогенном режиме свежая лава изливается на поверхность, образуя различные формы куполов, таких как обелиски, лавовые выжимки, блинообразные структуры и некоторые другие (рис. 1).



Рис. 1. Некоторые морфологические структуры лавовых куполов на вулкане Суфриер-Хиллз, Монтсеррат (фотографии [Watts et al., 2002]).
а – лавовый обелиск (высотой около 40 м и шириной 35 м); б – лавовая выжимка и в – блинообразная структура (толщиной около 20 м), расположенная на обломках скальных пород.

Обрушение лавового купола может вызвать взрывные извержения, пирокластические потоки и лахары, поэтому изучение условий роста лавовых куполов имеет важное значение для анализа опасностей и снижения риска.

Детальный мониторинг лавовых куполов велся на нескольких вулканах, например на Сент-Хеленс в США [Swanson et al., 1987], Пинатубо на Филиппинах [Daag et al., 1996], Унзен в Японии [Nakada et al., 1999], Сантьягуито (Санта-Мария) на Гватемале [Harris et al., 2003], Мерапи и Синабунг в Индонезии [Voight et al., 2000; Nakada et al., 2019], Суфриер-Хиллс на Монтсеррате [Watts et al., 2002; The Eruption ..., 2014] и Колима в Мексике [Zobin et al., 2015]. Мониторинг позволяет картировать пространственное и временное развитие лавовых куполов и определять морфологические изменения в процессе их роста, а также определять изменение объема во времени (расход лавы).

На морфологию лавовых куполов влияют реология магмы и скорость ее поступления из канала вулкана (расход лавы, РЛ). Вязкость магмы зависит от температуры и объемной доли кристаллов, которая в свою очередь определяется кинетикой кристаллизации (характерным временем роста кристаллов, ВРК [Tsepelev et al., 2020]). При малых значениях ВРК, то есть при быстрой кристаллизации лавы, обелискообразные структуры развиваются при низких РЛ и блинообразные структуры при высоких РЛ; при больших ВРК купола имеют форму лавовых выжимок или образуют блинообразные структуры. Было показано, что охлаждение не играет существенной роли при развитии лавового купола. Это связано с тем, что если изменение количества кристаллов зависит только от температуры, то вязкость лавы увеличивается лишь в приповерхностном слое купола, а толщина температурного пограничного слоя остается небольшой по сравнению с высотой купола [Tsepelev et al., 2020]. В теле купола значительное увеличение вязкости происходит за счет кристаллизации, вызванной потерей летучих. Таким образом, по известной реологии, зависящей

от ВРК, и для известного РЛ можно смоделировать эволюцию лавового купола. В то же время интерес представляет решение обратной задачи: по форме лавового купола и известному расходу восстановить реологические параметры лавы.

В данной работе предложен подход к решению такой обратной задачи, основанный на минимизации отклонения наблюдаемой и смоделированных форм лавовых куполов. Рассматривается двумерная осесимметричная модель эволюции лавового купола в предположении, что вязкость лавы зависит только от объемной доли кристаллов, а эта доля, в свою очередь, зависит от ВРК. Лавовые купола моделируются численно при различных значениях ВРК, РЛ и диаметра канала вулкана. На основе численных расчетов создается база морфологических форм куполов для выбранных временных шагов. Результаты вычислительных экспериментов (элементы базы) и данные наблюдений (в работе в качестве наблюдений строится синтетический купол) анализируются в виде двумерных изображений. Чтобы оценить вязкость магмы наблюдаемого лавового купола, осуществляется поиск минимальной разницы между наблюдаемой и смоделированными формами куполов с помощью различных функционалов, часто используемых в компьютерном зрении и теории обработки изображений. По найденной таким образом смоделированной форме лавового купола оцениваются параметры реологической модели.

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОД ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛАВОВЫХ КУПОЛОВ

Рассматривается двумерная осесимметричная модель двухфазной несмешиваемой несжимаемой жидкости, которая аппроксимирует лаву (одна фаза) и воздух (другая фаза), разделенные подвижной границей – поверхностью лавового купола. Влияние воздушной фазы на рост лавового купола незначительно из-за большого отношения плотностей и вязкостей фаз. В модельной об-

ласти Ω (рис. 2) движение лавы описывается следующим набором уравнений вместе с начальными и граничными условиями [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010; Tsepelev et al., 2019, 2020].

Мы используем уравнения Навье–Стокса с начальным условием $\mathbf{u}(t = 0, \mathbf{x}) = 0$ и уравнение неразрывности для описания динамики лавы

$$\frac{\partial(\rho\mathbf{u})}{\partial t} + \langle \mathbf{u}, \nabla \rangle (\rho\mathbf{u}) - \nabla \cdot (\eta(\nabla\mathbf{u} + \nabla\mathbf{u}^T)) = -\nabla p - \rho\mathbf{g}, \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (2)$$

где $\mathbf{x} = (x_1, x_2) \in \Omega$ – декартовы координаты; $t \in [0, \vartheta]$ – время; ϑ – конечный момент времени (длительность модельных экспериментов); $\mathbf{u} = (u_1(t, \mathbf{x}), u_2(t, \mathbf{x}))$ – скорость; ρ – плотность; η – вязкость; $p = p(\mathbf{x})$ – давление; $\mathbf{g} = (0, g)$, g – ускорение силы тяжести; ∇ , ∇^T и $\langle \cdot, \cdot \rangle$ обозначают вектор градиента, транспонированную матрицу и скалярное произведение векторов соответственно. Мы пренебрегаем температурной зависимостью физических параметров среды и силами поверхностного натяжения. Модельные плотность и вязкость представлены как $\rho = \rho_L \alpha(t, \mathbf{x}) + \rho_A (1 - \alpha(t, \mathbf{x}))$ и $\eta = \eta_L \alpha(t, \mathbf{x}) + \eta_A (1 - \alpha(t, \mathbf{x}))$ соответственно. Здесь ρ_A – плотность воздуха; ρ_L – плотность лавы; η_A – вязкость воздуха и η_L – вязкость лавы.

Функция $\alpha(t, \mathbf{x})$ принимает значение единицы для лавы и нуля для воздуха в каждой точке \mathbf{x} и в каждый момент времени t , и эта функция переносится со скоростью \mathbf{u} согласно уравнению адвекции

$$\frac{\partial\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\alpha\mathbf{u}) = 0 \quad (3)$$

с начальным условием $\alpha(t = 0, \mathbf{x}) = 0$, означающим, что в начальный момент времени вся расчетная область заполнена воздухом.

Мы предполагаем, что вязкость лавы (измеряемая в Па·с) зависит от объемной доли кристаллов [Costa et al., 2009] как

$$\eta_L(\varphi) = 10^7 (1 + \varphi^\delta) \times \left[1 - (1 - \xi) \cdot \operatorname{erf} \left(\frac{\sqrt{\pi}}{2(1 - \xi)} \varphi(1 + \varphi^\gamma) \right) \right]^{-B\varphi_*}, \quad (4)$$

где $\varphi = \phi/\phi_*$, ϕ – объемная доля кристаллов; ϕ_* – специфическое значение объемной доли кристаллов; B – теоретическое значение коэффициента Эйнштейна, который определяется из уравнения Эйнштейна как $B = (\eta_L(\phi) - 1)/\phi$ [Mardles, 1940] (экспериментально установлено, что коэффициент Эйнштейна колеблется от 1.5 до 5 [Jeffrey, Acrivos, 1976]); $\delta = 7.24$, $\gamma = 5.76$ и $\xi = 4.63 \times 10^{-4}$

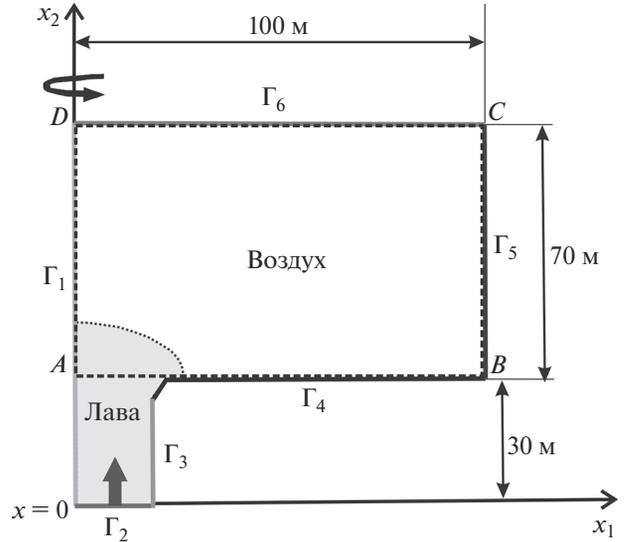


Рис. 2. Модельная область.

Изогнутая стрелка указывает на условие симметрии вдоль оси $x_1 = 0$. Γ_p ($p = 1, 2, 3, 4, 5, 6$) представляет часть модельной границы (см. текст статьи для граничных условий). Большая черная стрелка показывает ту часть границы, через которую втекает лава. Поверхность раздела между лавой и воздухом обозначена пунктирной линией. Штриховой линией указана область, в которой сохраняются изображения в базе данных.

[Lejeune, Richet, 1995; Costa et al., 2009]; $\operatorname{erf}(\cdot)$ – функция ошибок. Объемная доля кристаллов определяется из эволюционного уравнения, описывающего упрощенную кинетику роста кристаллов при кристаллизации вследствие дегазации магмы

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} + \nabla \cdot (\alpha\phi\mathbf{u}) = -\alpha \frac{\phi - \phi_{eq}}{\tau}, \quad (5)$$

с начальным условием $\phi(t = 0, \mathbf{x}) = 0$. Здесь ϕ_{eq} – объемная доля кристаллов в равновесии, которая зависит от количества воды, растворенной в магме, и от температуры; τ – ВРК. Чем меньше ВРК, тем быстрее процесс кристаллизации сходится к своему равновесному состоянию. ВРК называют временем релаксации, которое требуется для уменьшения разности в e (~ 2.72) раз между фактическим (ϕ) и равновесным (ϕ_{eq}) значениями объемных долей кристаллов по отношению к начальной разности ($\phi_{in} - \phi_{eq}$), где ϕ_{in} – начальная объемная доля кристаллов в магме. Для $\alpha = 1$ и $\mathbf{u} = 0$, ВРК может быть найдено аналитически как $\tau = -t \ln [(\phi_{eq} - \phi)/(\phi_{eq} - \phi_{in})]^{-1}$. Значения τ могут варьироваться от нескольких часов до нескольких месяцев в зависимости от температуры и водонасыщенности магмы, количества ранее существовавших кристаллов в магме и ее состава [Tsepelev

Таблица 1. Модельные параметры и их значения

Символ	Параметр	Значение
H	Высота модельной области, м	100
g	Ускорение силы тяжести, м · с ⁻²	9.81
η_A	Вязкость воздуха, Па · с	10 ⁻⁴
ρ_A	Плотность воздуха, кг · м ⁻³	1
ρ_L	Плотность лавы, кг · м ⁻³	2500
ϕ_{in}	Начальное значение объемной доли кристаллов	0.4
ϕ_{eq}	Равновесное значение объемной доли кристаллов	0.8
ϕ^*	Специфическое значение объемной доли кристаллов	0.591
B	Теоретическое значение коэффициента Эйнштейна	2.5

et al., 2020]. Заметим, что, хотя вязкость зависит также от петрологического (химического) состава лавы и содержания летучих в лаве (ее водонасыщенности), эти зависимости вязкости не рассматриваются в данной работе.

На границе модели $\Gamma = \Gamma_1 \cup \Gamma_2 \cup \Gamma_3 \cup \Gamma_4 \cup \Gamma_5 \cup \Gamma_6$ задаются следующие условия (см. рис. 2). На границе Γ_1 задаются условия симметрии, то есть условие непроницаемости $\langle \mathbf{u}, \mathbf{n} \rangle = 0$ и условие свободного скольжения $(\nabla \mathbf{u} + \nabla \mathbf{u}^T) \mathbf{n} - \langle (\nabla \mathbf{u} + \nabla \mathbf{u}^T) \mathbf{n}, \mathbf{n} \rangle \mathbf{n} = 0$. Предполагается, что лава плотности ρ_L и вязкости η_L поступает в модельную область через границу Γ_2 при заданном РЛ Q . На границах Γ_3, Γ_4 и Γ_5 задается условие прилипания $\mathbf{u} = 0$. Воздух удаляется из модельной области через границу Γ_6 согласно заданному РЛ. Предполагается, что объемная доля кристаллов равна $\phi = \phi_{in}$ на Γ_2 и $\phi = 0$ на Γ_6 . Значения параметров модели, используемые при численном моделировании, представлены в табл. 1.

Для численного решения задачи (1)–(5) используется метод конечных объемов, реализованный в программном обеспечении Ansys Fluent. Для определения положения границы лавового купола используется метод объема жидкости (VOF) [Hirt, Nichols, 1981]. Используется неявная схема интегрирования для решения уравнений (1)–(5) с соответствующими граничными и начальными условиями. Давление дискретизируется по схеме второго порядка PRESTO! [Peuyget, 1996]. Для аппроксимации оператора Лапласа мы используем численную схему второго порядка точности, а монотонные схемы используются для дискретизации конвективных членов в уравнении

ях [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010]. Используется SIMPLE метод [Patankar, Spalding, 1972] для решения уравнений (1)–(2), где параметры релаксации выбираются равными 0.01 и 0.3 для скорости и давления соответственно. Для функции α и объемной доли кристаллов параметр релаксации выбирается равным 0.5. Учитывая большой скачок между вязкостями лавы и воздуха, выбор параметров релаксации является критическим. Временной шаг выбирается в диапазоне от 0.1 до 1 с для оптимизации скорости и обеспечения сходимости решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), полученной после дискретизации уравнения (1). Точность в решении СЛАУ для функции α и объемной доли кристаллов составляет 10⁻⁶.

3. СОЗДАНИЕ БАЗЫ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ И СИНТЕЗАЦИЯ НАБЛЮДАЕМОГО КУПОЛА

Создание базы морфологических форм модельных лавовых куполов рассмотрим на примере построения одного купола. Модельная область дискретизируется шестигранными ячейками (примерно 70000 ячеек). Зададим следующие значения ВРК $\tau = 5 \times 10^4$ с, РЛ $Q = 0.7 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ и радиуса жерла вулканического извержения $r = 15$ м. Используя параметры, указанные в табл. 1, средствами Ansys Fluent численно решаем задачу (1)–(5) на промежутках времени, указанных в табл. 2.

Рассмотрим прямоугольную область $\Omega_{ABCD} \subset \Omega$ с вершинами $A = (0, 30), B = (100, 30), C = (100, 100), D = (0, 100)$. Обозначим $L = L(\tau, Q, r, t) \subset \Omega_{ABCD}$ – область, содержащую лавовый купол, и $L' = \Omega_{ABCD} \setminus L$ – область, содержащую воздух. Назовем границу между лавой и воздухом $F = F(\tau, Q, r, t) = \{(x_1, x_2) \in \partial L \setminus \partial \Omega_{ABCD}\}$ границей (или морфологической формой) лавового купола.

По результатам вычислительного эксперимента для момента времени t_k находим форму купола F_k и помещаем ее в базу морфологических форм. Для организации тестового исследования морфологические формы были рассчитаны также для значений $\tau = \{1.8 \times 10^4, 6 \times 10^4, 7 \times 10^4, 8 \times 10^4, 5 \times 10^5\}$ с и $r = 5$ м (см. табл. 2). В дальнейшем база данных может пополняться модельными формами куполов для различных параметров ВРК, РЛ и радиуса жерла вулканического извержения. На рис. 3 приведены несколько морфологических форм куполов, полученных при моделировании для различных параметров задачи. Были выбраны моменты времени, в которые площадь области L (лавового купола) примерно одинакова.

Таблица 2. Параметры модельных куполов

Номер купола k	τ , с	r , м	t_k , с
1–22	1.8×10^4	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 21$
23–44	5×10^4	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 21$
45–92	5×10^4	5	$\{4 \times 10^3 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 47$
93–114	5×10^5	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 21$
115–136	6×10^4	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 21$
137–181	6×10^4	5	$\{4 \times 10^3 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 44$
182–190	7×10^4	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 8$
191–238	7×10^4	5	$\{4 \times 10^3 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 47$
239–260	8×10^4	15	$\{3 \times 10^4 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 21$
261–308	8×10^4	5	$\{4 \times 10^3 + k \times 10^3\}, k = 0, 1, \dots, 47$

Так как основная цель работы – найти в базе данных такую форму купола, которая наилучшим способом аппроксимирует природный лавовый купол, в данном исследовании был создан также синтетический купол, в качестве возможного природного лавового купола. Для этого из базы морфологических форм выбирается любой купол, например купол с морфологической формой $F_{135} = F(\tau = 6 \times 10^4 \text{ с}, Q = 0.7 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}, r = 15 \text{ м}, t = 5 \times 10^4 \text{ с})$ (рис. 4а). Вдоль границы этого купола случайным образом вносится “зашумление”, в результате которого и получается синтетическая форма купола F^* (см. рис. 4б).

Данное зашумление производится следующим образом. В некоторой точке $a = (a_1, a_2) \in F$ границы лавового купола задается случайное смещение этой точки как $a + \delta = (a_1 + \delta_1, a_2 + \delta_2)$, где δ_1, δ_2 – нормально распределенные случайные величины с нулевым математическим ожиданием и стандартным отклонением, равным 1 [Венцель, 1969]. Для каждой смещенной точки рассматривается круг $C_{a+\delta}(|\varepsilon|)$ с центром в точке $a + \delta$ и радиусом $|\varepsilon|$, где ε – равномерно распределенная случайная величина, принимающая значения на отрезке $[-\omega, \omega]$, ω – постоянная величина; в данном случае $\omega = 1$. Далее строится следующая область:

$$L^* = \begin{cases} L \cup \left(\bigcup_{a \in F} C_{a+\delta}(|\varepsilon|), \varepsilon \geq 0 \right) \\ L \left(\bigcup_{a \in F} C_{a+\delta}(|\varepsilon|), \varepsilon < 0 \right) \end{cases}$$

Таким образом, синтетический купол с границей F^* получается с помощью объединения купола с границей F с множеством случайных кругов в случае неотрицательных ε и с помощью усечения синтетического купола множеством случайных кругов при отрицательных ε . Такой шум при искусственном искажении границы купола позволяет имитировать реальные искажения, которые могут быть следствием как неравномерности роста и частичным обрушением купола, так и погрешностей измерения его формы.

4. МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ

Сравнивать форму синтетического купола F^* с формами лавовых куполов F_k из базы данных будем с помощью методов, используемых в теории распознавания образов [Salomon, 2007]. Представим лавовый купол в виде бинарного изображения. Для этого введем равномерное прямоугольное разбиение области Ω_{ABCD} на $I \times J$ ячеек Ω_{ij} ($\Omega_{ABCD} = \bigcup_{i=0, j=0}^{I-1, J-1} \Omega_{ij}$). Каждой форме купола F поставим в соответствие прямоугольную матрицу $P(F) = \{p_{ij}\}_{i=0, j=0}^{I-1, J-1}$ размера $I \times J$, ячейки которой содержат 0, если в соответствующей ячейке Ω_{ij} находится более 50% воздуха, и 1 во всех остальных случаях. Оценивать близость формы синтетического купола F^* и произвольной формы купола F_k из базы морфологических форм будем с помощью следующих функционалов качества.

Функционал на основе симметрической разности:

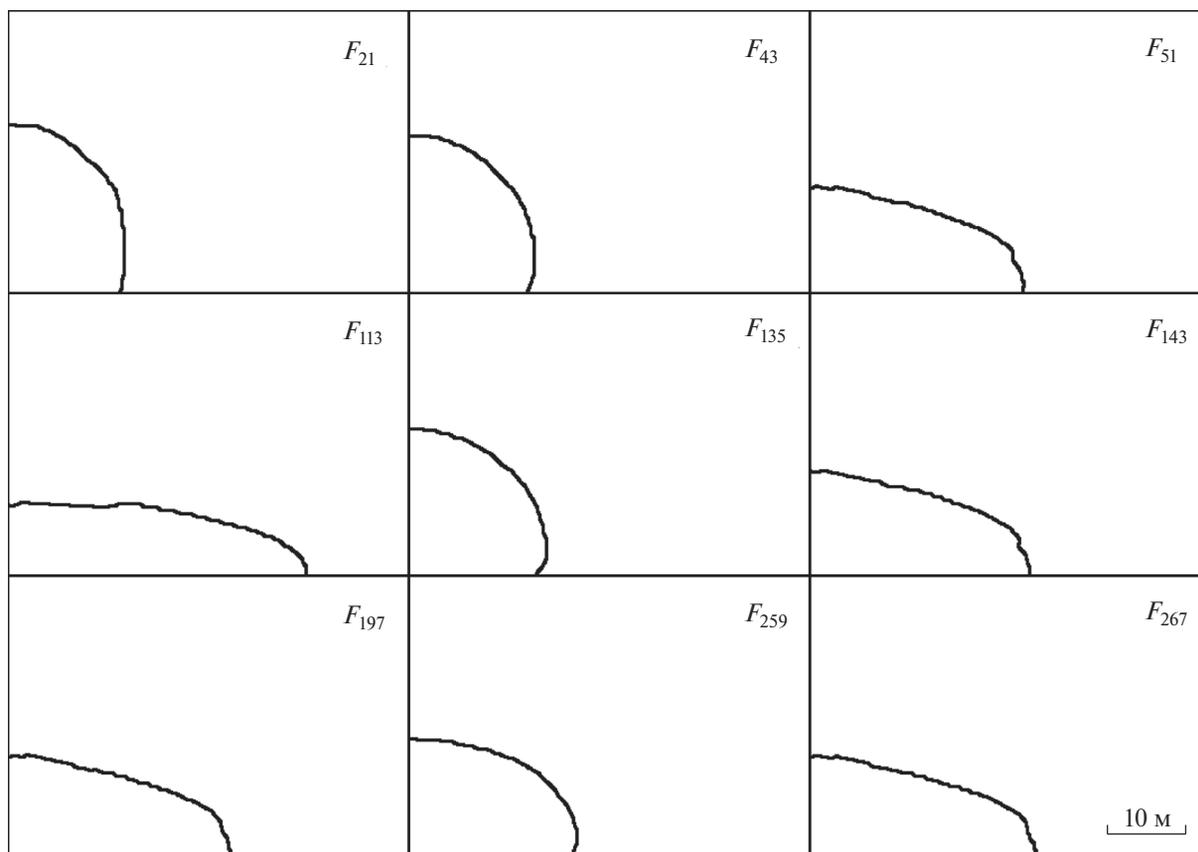


Рис. 3. Морфологические формы некоторых смоделированных лавовых куполов.

$$J_1(F^*, F) = k_1 S((L^* \cup L) \setminus (L^* \cap L)),$$

где $S(\cdot)$ (m^2) – площадь области и k_1 (m^{-2}) – масштабирующий множитель.

Функционал на основе метрики пикового отношения сигнала к шуму *PSNR* (peak signal-to-noise ratio) [Salomon, 2007]:

$$J_2(F^*, F) = k_2 \left(k_3 + 10 \log_{10} \left[\sum_{i=0, j=0}^{I-1, J-1} (p_{ij} - p_{ij}^*)^2 / (IJ) \right] \right),$$

где k_2 – масштабирующий множитель и k_3 – положительная константа. В случае полного совпадения $P(F)$ и $P(F^*)$ пользователю выдается сообщение, содержащее номер купола, на котором достигнуто это условие.

Функционал на основе индекса структурного сходства *SSIM* (structure similarity) [Wang et al., 2004]:

$$J_3(F^*, F) = k_4 (2\mu(P)\mu(P^*) + c_1) \times (\sigma(P, P^*) + c_2) / \left[(\mu^2(P) + \mu^2(P^*)) \times (\sigma^2(P) + \sigma^2(P^*) + c_2) \right],$$

где $\mu(P)$, $\mu(P^*)$ – математическое ожидание, $\sigma(P, P^*)$ – ковариация, $\sigma^2(P)$, $\sigma^2(P^*)$ – дисперсия, k_4 – масштабирующий множитель, $c_1 = 0.01$, $c_3 = 0.03$. Здесь рассматривается вероятностная модель представления изображений, а именно, изображение исследуется как поле случайных величин, и значение в каждой точке этого поля представляет собой реализацию случайной величины.

Значения функционалов вычисляются на каждом элементе базы данных, и полученный набор значений упорядочивается по убыванию. При этом то, что тот или иной функционал дает более точную оценку, основывается на информации о синтетическом куполе. Например, на рис. 5 выведены значения функционалов на элементах, представленных на рис. 3 и показано, что все три функционала достигают минимума на куполе 135. Заметим, что функционалы J_1 , J_2 и J_3 оценивают количественное отклонение модельного и синтетического куполов, в то время как функционал J_3 – также структурные особенности форм куполов, хотя приводит к сложным и ресурсоемким вычислениям.

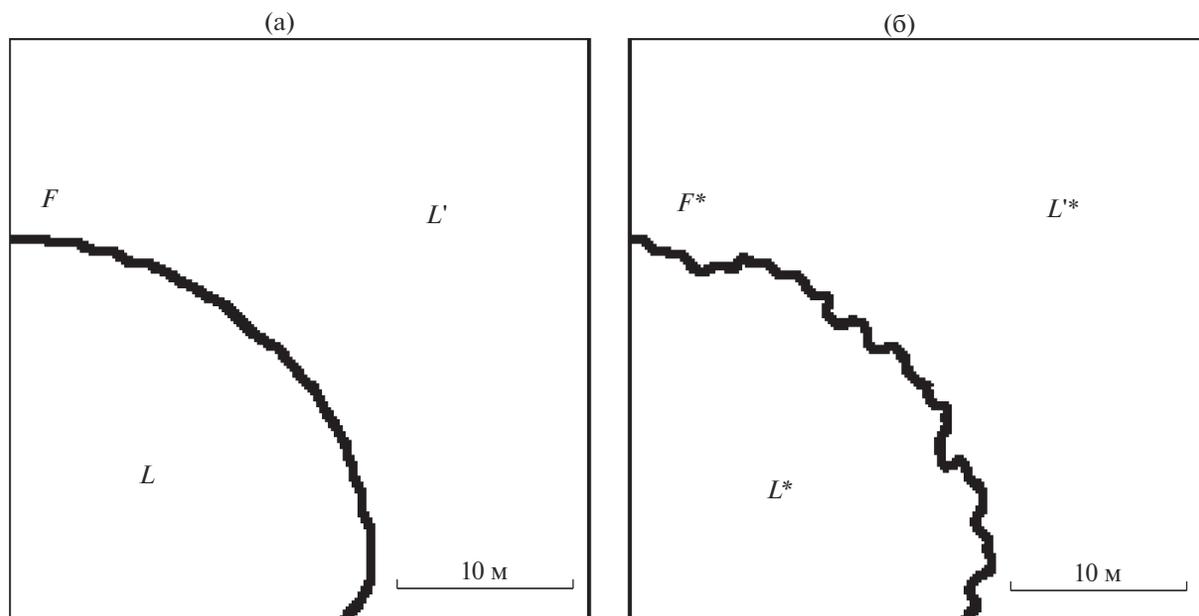


Рис. 4. Создание синтетического лавового купола: а — модельный купол $F = F_{135}$, б — синтетический купол.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЯЗКОСТИ ЛАВЫ ПО ИЗВЕСТНОЙ ФОРМЕ КУПОЛА

Используя описанные выше функционалы, сравним синтетический купол F^* со всеми куполами F_k из базы морфологических форм. Масштабирующие множители подберем так, чтобы значения всех функционалов на элементах базы лежали на отрезке $[0, 1]$: $k_1 = 1/30$, $k_2 = 1/25$, $k_3 = 33$, $k_4 = 1/14$. На рис. 6 и 7 на горизонтальной оси указаны номера k куполов F из базы, на вертикальной оси указаны значения функционалов $J_m(F^*, F)$, $m = 1, 2, 3$. Из рис. 7 видно, что набор элементов, на которых достигаются наименьшие значения рассматриваемых функционалов, практически идентичен, наиболее близкие к синтетическому куполу F^* купола — F_{41} , F_{133} , F_{134} и F_{135} . На рис. 8

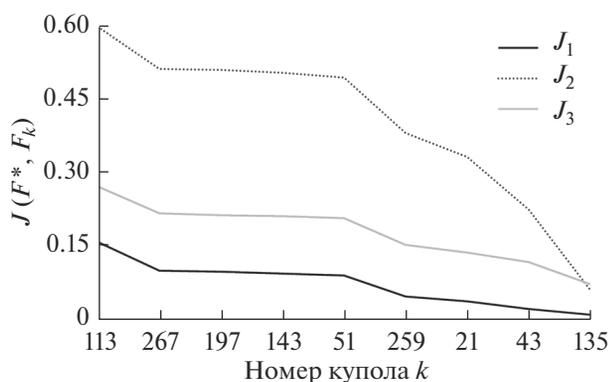


Рис. 5. Значения функционалов на куполах, представленных на рис. 3.

изображены синтетический купол и четыре наиболее близких модельных купола из базы данных. Время образования купола, расход лавы и размер жерла помогут с выбором близкого модельного купола.

Имея информацию о том, что синтетический купол F^* был получен путем “зашумления” модельного купола F_{135} , можно сказать, что функционал на основе SSIM дает более точную оценку близости. Отметим, что для бинарного изображения функционалы J_1 и J_2 дают качественно схожие результаты и достаточно рассматривать один из них. Чтобы одновременно учесть качественную и количественную близость синтетического и модельного куполов можно применить линейную комбинацию описанных функционалов, тогда при подходящем выборе весовых коэффициентов можно достичь оптимальной качественной и количественной оценки. Например, рассмотрим функционал $J(F^*, F) = 0.5[J_1(F^*, F) + J_3(F^*, F)]$. При этом минимум такого функционала достигается для купола 135 (рис. 9). Хотя с помощью линейной комбинации функционалов можно точнее выбрать тот модельный купол, который будет минимизировать оптимальным образом природный купол, надо заметить, что на практике выбор весовых коэффициентов может представлять сложность, так как оцениваться будет природный, а не синтетический лавовый купол.

6. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфологические изменения лавовых куполов объясняются изменением вязкости магмы,

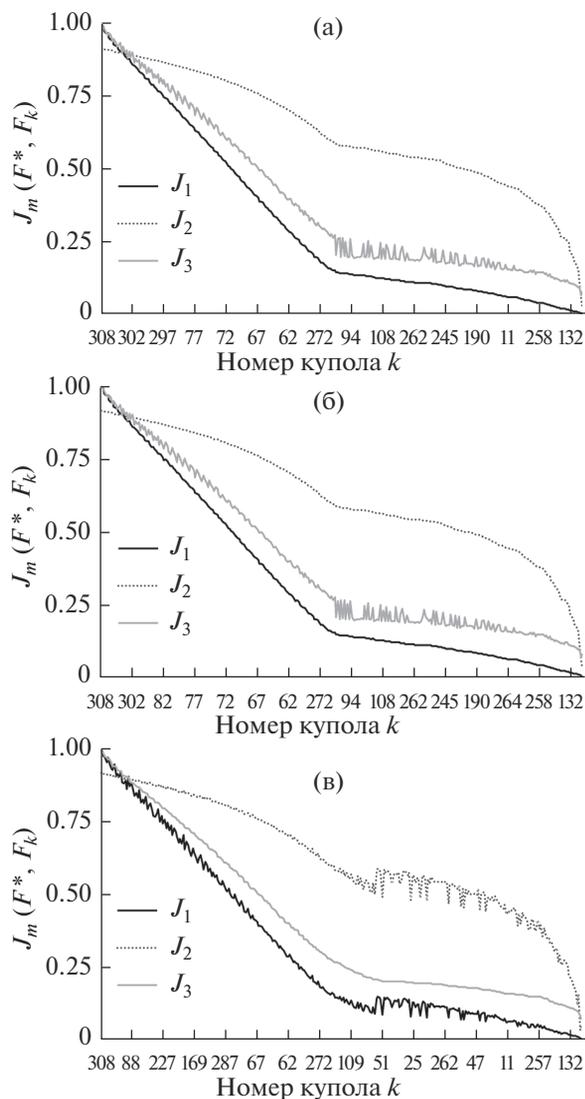


Рис. 6. Значения функционалов упорядочены по убыванию $J_1(F^*, F_k)$ (а), $J_2(F^*, F_k)$ (б) и $J_3(F^*, F_k)$ (в).

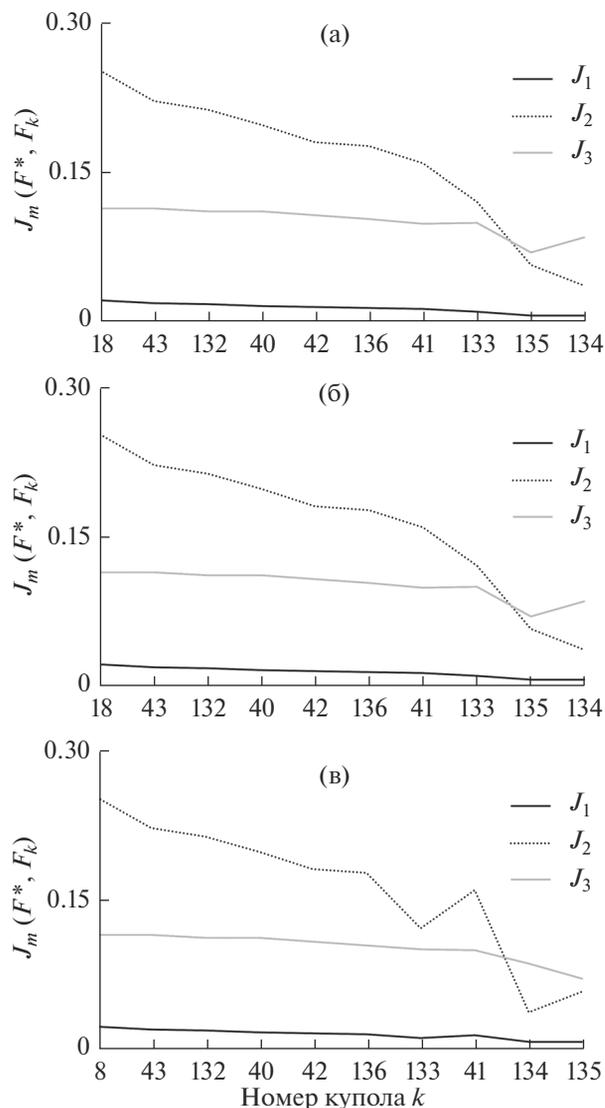


Рис. 7. Фрагмент рис. 6 для малых значений функционалов $J_1(F^*, F_k)$ (а), $J_2(F^*, F_k)$ (б) и $J_3(F^*, F_k)$ (в).

вызванным дегазацией и кристаллизацией при подъеме магмы по каналу вулкана из очага извержения [Melnik, Sparks, 1999, 2005]. Быстрая скорость подъема магмы сокращает время, доступное для кристаллизации магмы, поэтому магма ведет себя как относительно маловязкая жидкость и после экструзии на поверхность растекается, образуя блинообразные морфологические структуры. С уменьшением РЛ или при малых ВРК кристаллическая магма переходит из текучего состояния к квазитвердому, образуя на поверхности лавовые выжимки и обелиски [Tsepelev et al., 2020].

Посредством решения обратной задачи можно восстановить вязкость магмы и историю роста конкретного лавового купола при наличии данных по наблюдениям его морфологии. В данной

работе представлен подход к оценке вязкости магмы, основанный на сравнении наблюдаемой и смоделированных морфологических форм куполов с помощью трех функционалов, используемых в компьютерном зрении и теории обработки изображений. Хотя каждый функционал позволяет определить минимальную разницу между смоделированными и наблюдаемыми формами куполов, функционал на основе измерения индекса структурного сходства оценивает не только количественное отклонение модельных и наблюдаемого куполов, но и их структурные особенности, и тем самым выполняет оценку лучше. По найденной таким образом смоделированной форме лавового купола можно оценить параметры реологической модели и принять ее для наблюдаемого купола.

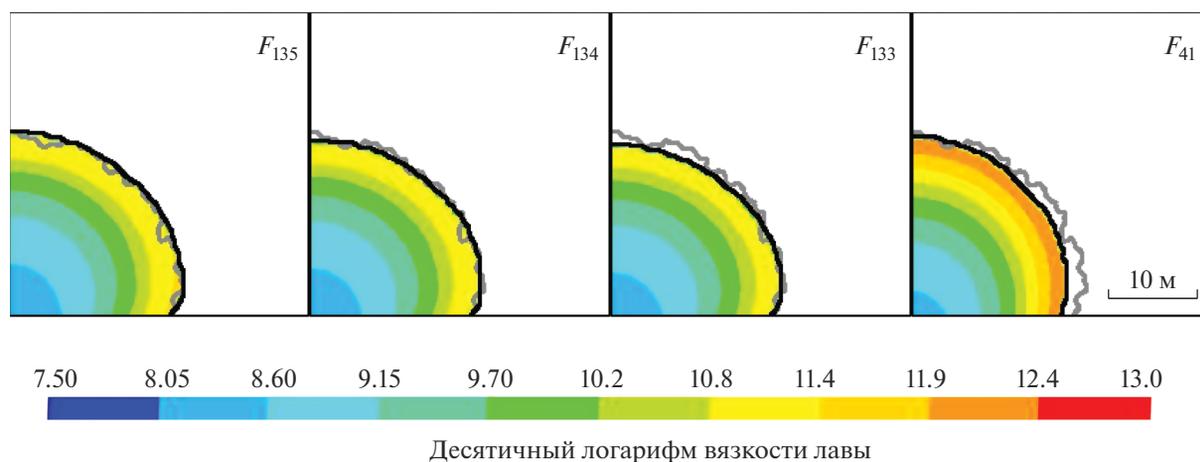


Рис. 8. Сравнение синтетического купола F^* с модельными куполами F_{135} , F_{134} , F_{133} и F_{41} . Цветом указана модельная вязкость лавы.

Необходимо отметить, что в данной работе в качестве наблюдаемой формы лавового купола использовалась случайная модификация одной из рассчитанных форм и оценки основывались на знании этой синтетической формы купола. В случае с природным лавовым куполом нужно рассматривать элемент базы, при котором значения функционалов минимальны, а также несколько близких к нему куполов из базы. Полученную выборку из базы требуется подвергнуть экспертной оценке.

Надо заметить, что рассматриваемая обратная задача является достаточно сложным объектом исследования как с теоретической, так и с вычислительной точек зрения [Самарский, Вабищевич, 2004; Кабанихин, 2009]. Обратные задачи являются, как правило, некорректными, т.е. неустойчивыми и могут не обладать единственностью решения. Рассматриваемая обратная задача является некорректной, она является неустойчивой (малые ошибки в исходных данных или ошибки округления могут привести к большим ошибкам в решении задачи), а также она может иметь неединственное решение. Например, при различных расходах лавы и различных характерных временах роста кристаллов может получаться похожая форма купола. Однако расход лавы можно практически определить по объему купола, и потому РЛ можно рассматривать как известную характеристику процесса. Классические методы не пригодны для решения некорректных задач. Альтернативными в этой ситуации являются различные подходы, связанные с математическими преобразованиями обратных задач [Тихонов, Арсенин, 1979]. Многие из таких подходов могут оказаться удовлетворительными при теоретическом исследовании задачи, но неудовлетворительными при ее численном решении. Другие

подходы связаны с различными упрощениями обратных задач.

В данной работе для решения обратной задачи использовался подход, связанный с уточнением зависимости искомой вязкости от своих переменных и параметров, когда искомая вязкость искалась в определенном виде (в виде определенной функции) с небольшим количеством параметров. Задача фактически сводилась к поиску характерного времени роста кристаллов, от которого зависит вязкость магмы, и этот поиск осуществлялся посредством минимизации различий между наблюдаемой и смоделированными морфологическими формами лавовых куполов.

Задача предсказания формы купола и распределения напряжений в его постройке важна для оценки его устойчивости и возможности обрушения с образованием пирокластических потоков или взрывных извержений. В идеале настроенная на конкретный вулкан программа должна использоваться для краткосрочных и долгосроч-

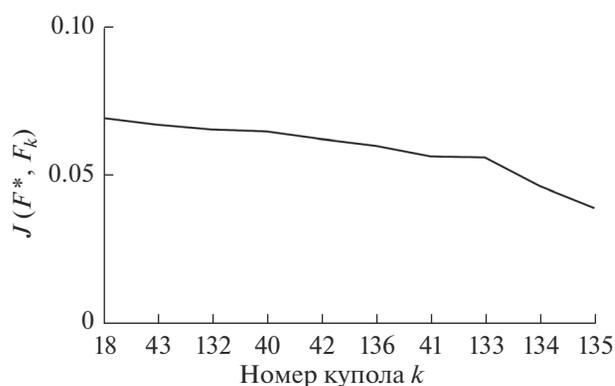


Рис. 9. Значения функционала $J(F^*, F)$ упорядочены по убыванию.

ных прогнозов сотрудниками вулканологических обсерваторий. Подобная практика применяется нефтяными компаниями для прогнозирования добычи нефти на месторождениях. Постоянная корректировка модели путем воспроизведения истории добычи нефти позволяет в этом случае делать достоверные прогнозы и определять оптимальные стратегии добычи.

При применении данной методики к реальному извержению можно учесть отклонения расчетной формы купола от измеренной не только в некоторый момент времени, но и за весь период наблюдений, задать ограничения на форму кратера, подводящего канала и петрологию магмы. Реальные лавовые купола являются трехмерными объектами. И хотя представленный в работе подход является двумерным, он может быть распространен на трехмерный случай и использоваться для восстановления условий роста природных куполов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данное исследование поддержано грантом Российского научного фонда (РНФ-19-17-00027). Численные эксперименты проводились с использованием суперкомпьютера URAN в Институте математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, г. Екатеринбург.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Венцель Е.С.* Теория вероятностей / 4-е изд. М.: Наука, 1969. 576 с.
- Кабанихин С.И.* Обратные и некорректные задачи. Новосибирск: Сибирское научное издательство, 2009. 457 с.
- Самарский А.А., Вабищевич П.Н.* Численные методы решения обратных задач математической физики. М.: Эдиториал УРСС, 2004. 480 с.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач / 2-е изд. М.: Наука, 1979. 285 с.
- Costa A., Caricchi L., Bagdassarov N.* A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten tacks // *Geochim. Geophys. Geosys.* 2009. V. 10. № 3. P. Q03010.
- Daag A.S., Dolan M.T., Laguerta E. et al.* Growth of a post-climactic lava dome at Pinatubo Volcano, July–October 1992 / Eds C. Newhall, R. Punongbayan // *Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines.* Seattle: University of Washington Press, 1996. P. 647–664.
- Harris A.J., Rose W.I., Flynn L.P.* Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922–2000 // *Bull. Volcanol.* 2003. V. 65. P. 77–89.
- Hirt C.W., Nichols B.D.* Volume of fluid (VOF) method for the dynamics of free boundaries // *J. Comput. Phys.* 1981. V. 39. № 1. P. 201–225.
- Ismail-Zadeh A., Tackley P.* Computational Methods for Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 313 p.
- Jeffrey D., Acrivos A.* The rheological properties of suspensions of rigid particles // *AIChE J.* 1976. V. 22. P. 417–432.
- Lejeune A., Richet P.* Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosity // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 4215–4229.
- Mardles E.* Viscosity of suspensions and the Einstein equation // *Nature.* 1940. V. 145. P. 970.
- Melnik O., Sparks R.S.J.* Nonlinear dynamics of lava dome extrusion // *Nature.* 1999. V. 402. P. 37–41.
- Melnik O., Sparks R.S.J.* Controls on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № B2. P. B02209.
- Nakada S., Shimizu H., Ohta K.* Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen Volcano // *J. Volcanol. Geother. Res.* 1999. V. 89. P. 1–22.
- Nakada S., Zaennudin A., Yoshimoto M. et al.* Growth process of the lava dome/flow complex at Sinabung Volcano during 2013–2016 // *J. Volcanol. Geother. Res.* 2019. V. 382. P. 120–136.
- Patankar S.V., Spalding D.B.* A calculation procedure for heat and mass transfer in three-dimensional parabolic flows // *Int. J. Heat Mass Transfer.* 1972. V. 15. P. 1787–1806.
- Peyret R.* Handbook of Computational Fluid Mechanics. Academic Press Limited, USA, 1996.
- Salomon D.* Data Compression: The Complete Reference. London: Springer, 2007.
- Swanson D.A., Dzurisin D., Holcomb R.T. et al.* Growth of the lava dome at Mount St Helens, Washington, (USA) 1981–1983 / Ed. J.H. Fink // *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows* // *Geol. Soc. Amer., Boulder, Special Paper 212.* 1987. P. 1–16.
- The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 2000 to 2010* / Eds G. Wadge, R.E.A. Robertson, B. Voight // *Geol. Soc. London Mem.* 2014. V. 39. <https://doi.org/10.1144/M39>
- Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Melnik O.* Lava dome morphology inferred from numerical modelling // *Geophys. J. Inter.* 2020. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa395>
- Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Starodubtseva Y. et al.* Crust development inferred from numerical models of lava flow and its surface thermal measurements // *Ann. Geophys.* 2019. V. 61. № 2. P. VO226. <https://doi.org/10.4401/ag-7745>
- Voight B., Constantine E.K., Siswidiyo S., Torley R.* Historical eruptions of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, 1768–1998 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. V. 100. P. 69–138.
- Wang Z., Bovik A.C., Sheikh H. R., Simoncelli E.P.* Image quality assessment: From error visibility to structural similarity // *IEEE Transactions on Image Processing.* 2004. V. 13. № 4. P. 600–612.
- Watts R.B., Herd R.A., Sparks R.S.J., Young S.R.* Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat / Eds T. H. Druitt, B.P. Kokelaar // *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* // *Geol. Soc. London Mem.* 2002. V. 21. P. 115–152.
- Zobin V.M., Arámbula R., Bretón M. et al.* Dynamics of the January 2013–June 2014 explosive-effusive episode in the eruption of Volcán de Colima, México: insights from seismic and video monitoring // *Bull. Volcanol.* 2015. V. 77. P. 31. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0917-z>

A Method for Magma Viscosity Assessment by Lava Dome Morphology

Yu. V. Starodubtseva^{1,2}, I. S. Starodubtsev^{1,2,3}, A. T. Ismail-Zadeh^{1,4,*,**},
I. A. Tsepelev^{1,2}, O. E. Melnik^{1,5}, and A. I. Korotkii^{1,2}

¹*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

²*Krasovskii Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Sofia Kovalevskaya str., 16, Yekaterinburg, 620990 Russia*

³*Ural Federal University, Mir str., 19, Yekaterinburg, 620002 Russia*

⁴*Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Applied Geosciences, Adenauerring str., 20b, Karlsruhe, 76131 Germany*

⁵*Institute of Mechanics, Lomonosov Moscow State University, Michurinskiy prosp., 1, Moscow, 119192 Russia*

**e-mail: aismail@mitp.ru*

***e-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu*

Lava domes form when highly viscous magma erupts on the surface. Several types of lava dome morphology can be distinguished depending on the flow rate and the rheology of magma: obelisks, lava extrusions and endogenic structures. The viscosity of magma is nonlinear depending on the volume fraction of crystals and temperature. Here we present an approach to magma viscosity estimation based on a comparison of observed and simulated morphological forms of lava domes. We consider a two-dimensional axisymmetric model of magma extrusion on the surface and lava dome evolution, and assume that the lava viscosity depends only on the volume fraction of crystals. The crystallization is associated with a growth of the liquidus temperature due to the volatile loss from the magma, and it is determined by the characteristic time of crystal content growth (CCGT) and the discharge rate. Lava domes are modeled using a finite-volume method implemented in Ansys Fluent software for various CCGTs, and volcanic vent sizes. For the selected period of time a set of morphological forms of domes (forms of interface between lava dome and air) is developed. The lava dome forms modeled in this way are compared with the “observed” form of lava dome obtained by random modification of one of the calculated forms. To estimate magma viscosity, the deviation between the observed dome shape and the simulated dome shapes is assessed by three functionals: the symmetric difference, the peak signal-to-noise ratio, and the structural similarity index measure. These functionals are often used in the computer vision and in image processing. Although each functional allows for determining the best fit between the modeled and observed shapes of lava dome, the functional based on the structural similarity index measure performs it better. This approach can be extended to three-dimensional case studies to restore the conditions of natural lava dome growth.

Keywords: lava dome, viscosity, morphology, numerical analysis, image processing

УДК 553.411:553.21/24

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РУДНОГО ТЕЛА, ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ДАЙКИ РИОЛИТОВ НА ЭПИТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КУПОЛ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

© 2021 г. Н. Е. Савва^а, *, А. В. Волков^б, **, А. А. Сидоров^б, М. А. Бянкин^а

^аСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
ул. Портовая, 16, Магадан, 685010 Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: nsavva7803@mail.ru

**e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 16.11.2020 г.

После доработки 19.11.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

Рассмотрены взаимоотношение рудного тела, вулканических пород и дайки риолитов на крупном эпиптермальном месторождении Купол (Западная Чукотка). Практически на всем своем протяжении (более 3000 м) рудное тело месторождения пересекается дайками риолитов. В изученных профилях в горных выработках на горизонтах 425, 455, 470, 515 м дайка риолитов отчетливо пересекает и делит пополам рудное тело – существенно кварцевую с адуляром жилу, мощностью около 20 м. Риолит имеет порфировую структуру. Основная масса девитрифицирована с образованием афанитового кварц-полевошпатового агрегата с мозаичной микроструктурой. На отдельных участках отмечается флюиальность. Риолиты содержат от 72.96 до 74.97 мас. % SiO₂ и по составу соответствуют биотитовым гранитам низкощелочного ряда. Выявлены следующие критерии, указывающие на пострудный возраст дайки: отчетливое пересечение дайкой мощной рудной жилы; остеклование материала дайки на контакте с жилой; цементирование риолитом раздробленного кварцевого жильного материала; появление отдельных мелких апофиз дайки, проникающих в кварцевую жилу; ксенолиты кварцевого жильного материала в теле дайки; отсутствие проникновения в дайку апофиз рудного тела; увеличение концентрации жильных и рудных минералов на поверхности контакта дайки или в трещинах эндоконтактной зоны. Образование обсидиана (витрофира) по риолиту на контакте с рудным телом свидетельствует о внедрении дайки в уже остывшую систему. Сохранение по обоим залбандам дайки риолитов мощности продуктивной жилы, ее морфологических особенностей и содержаний Au и Ag; одинаковые текстуры и повторяющиеся ритмы в участках ритмично-полосчатого сложения в жиле с двух сторон от дайки показывают, что на месторождении Купол пострудные дайки не замещают и не разубоживают продуктивную жильную систему, что связано, по видимому, с их дилатационным характером и выполнением трещин отрыва.

Ключевые слова: Западная Чукотка, вулканический пояс, месторождение Купол, эпиптермальные жилы, брекчия, ксенолиты, пострудная дайка риолитов, витрофир, петрография, петрохимия

DOI: 10.31857/S0203030621030056

ВВЕДЕНИЕ

Дайки часто образуют самостоятельные магматические комплексы. При их изучении следует уделять определенное внимание соотношению с вулканическими комплексами, выделяя дайки, сложенные тем же вулканическим материалом, дайки поствулканические, связанные с вулканическими циклами в одном и том же вулканогенном комплексе, а также дайки, указывающие на “отмирание” вулканического процесса [Котляр, Яковлев, 1984].

Генетические связи между дайками, вулканическими породами и рудой на многих месторождениях часто вызывают острые дискуссии. Поэтому важно и необходимо найти новые надежные критерии для распознавания дорудных и пострудных даек. В настоящей работе приведены результаты исследований взаимоотношения рудного тела, вмещающих вулканических пород и дайки риолитового состава на крупном эпиптермальном Au–Ag месторождении Купол. Изучение дайки риолитов представляет научный интерес, в связи с ее внедрением непосредственно в

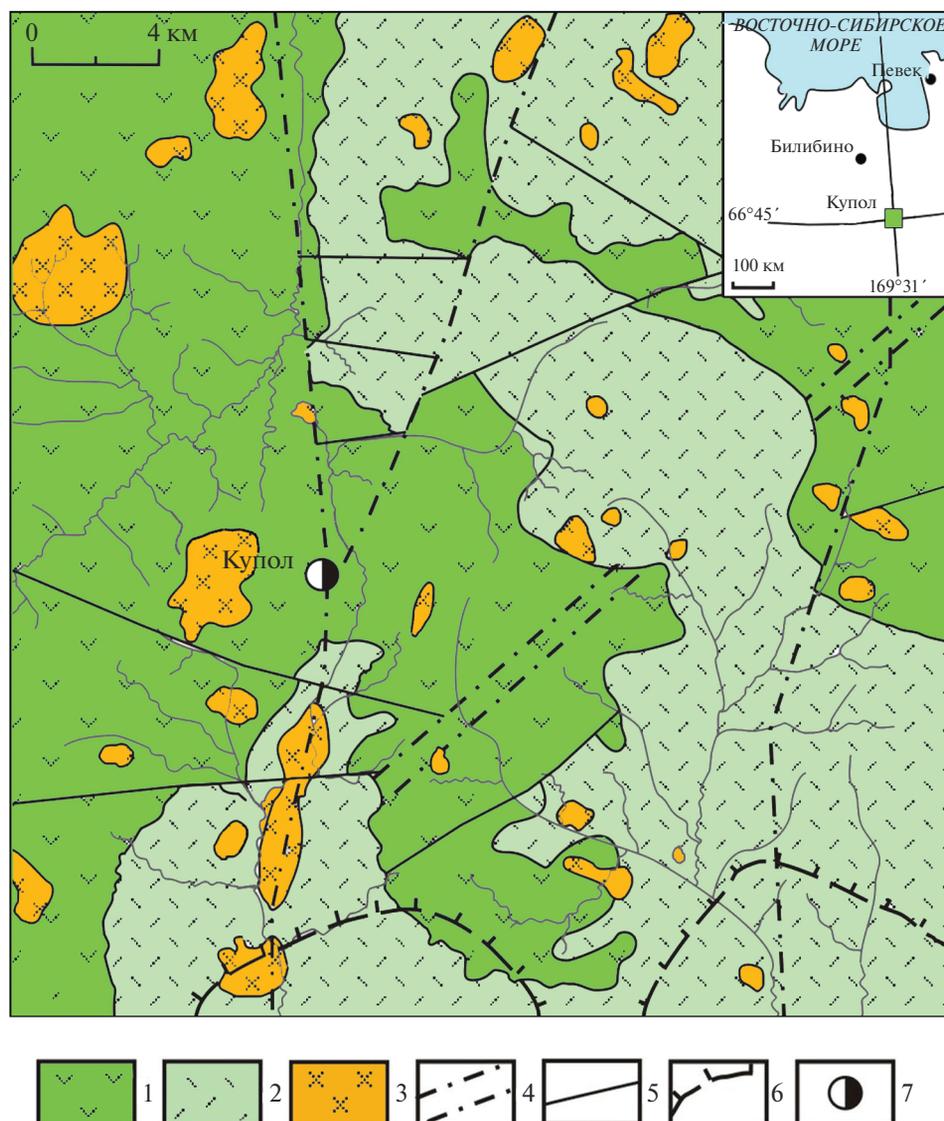


Рис. 1. Схематическая структурно-металлогеническая карта Каемравеемского рудного района (по В.В. Загоскину, 1995 г. с упрощениями).

1 – лавы и туфы андезитов и андезитобазальтов; 2 – игнимбриты, туфы и лавы риолитов; 3 – интрузивные и субвулканические тела различного состава; 4 – осевые зоны крупных разломов; 5 – прочие разломы; 6 – границы палеокальдер; 7 – месторождение Купол.

рудовмещающую полость, где к этому времени уже сформировалось мощное (до 20 м) рудное тело – существенно кварцевая жила с адуляром, содержащая богатую Au–Ag минерализацию. Дайка имеет близкое к жиле субмеридиональное простирание.

Месторождение Купол расположено на границе Анадырского и Билибинского районов Чукотского автономного округа на крайнем Северо-Востоке Российской Федерации, было найдено В.П. Куклевым в 1966 г. и заново открыто В.В. Загоскиным, 1995 г. Оно находится в северо-западной части Анадырского нагорья в верхнем тече-

нии р. Средний Кайемравеем, левого притока р. Мечкеревы (бассейн р. Анадырь), в 220 км на юго-восток от ближайшего крупного населенного пункта – г. Билибино (рис. 1, врезка) и в 400 км к северо-западу от столицы Чукотского АО – г. Анадырь.

В 1998–2007 гг. на месторождении проводились поисково-оценочные и разведочные работы, подтвердившие его крупный масштаб. В феврале 2007 г. канадская компания Кинросс приобрела права на разведку и разработку месторождения Купол. С мая 2008 г. и по настоящее время с месторождения Купол получено более 150 т золота и около

2000 т серебра¹. На 31 декабря 2019 г., по данным Кинросс¹, оставшиеся запасы месторождения составляют 42 т в золотом эквиваленте.

В ИГЕМ РАН ранее изучалась позиция месторождения в региональных геологических структурах, выполнены палеовулканическая реконструкция района и рудноформационный анализ [Кравцов и др., 2005; Сидоров и др., 2007, 2008; Белый и др., 2008], исследованы условия рудообразования и геохимия руд [Волков и др., 2012, 2018], геохронология, петро- и изотопно-геохимические особенности вмещающих пород [Сахно и др., 2019; Сахно, Цурикова, 2020]. Геологическое строение и вещественный состав руд месторождения изучались в ЦНИГРИ и СВКНИИ ДВО РАН [Вартанян и др., 2005; Глухов, 2008; Савва, Бянкин, 2009; Савва и др., 2012].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУПОЛ

Месторождение расположено в западно-чукотском отрезке мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). В районе месторождения Купол на сравнительно коротком расстоянии происходит смена существенно базальт-андезитового типа разреза эффузивов Анадырского сектора (гомодромная последовательность) на существенно риолит-дацит-андезитобазальтовый тип разреза (антидромная последовательность) Центрально-Чукотского сектора ОЧВП [Белый и др., 2008].

Месторождение приурочено к центру кальдеры диаметром 10 км, на северо-западной окраине верхнемеловой Мечкеревской вулканотектонической депрессии шириной около 100 км [Вартанян и др., 2005].

В результате палеорекострукции [Белый и др., 2008] выяснилось, что месторождение Купол, весьма вероятно, было локализовано в северо-западном секторе щитообразного андезитового палеовулкана, возникшего после формирования палеокальдеры и впервые установленного в ОЧВП. Здесь месторождение приурочено к длительно развивавшемуся побочному субвулканическому комплексу, на заключительной стадии развития которого формировались протяженные меридиональные дайки кислого состава, сопровождающие рудные тела.

Основной рудоконтролирующий фактор — приуроченность месторождения к сочленению Средне-Кайемравеемского разлома меридионального простирания с Крестовско-Саламихинским разломом глубинного заложения, северо-западного простирания (см. рис. 1). Важно отметить, что большая часть рудных тел рудопроявляе-

ний Кайемравеемского района также имеет субмеридиональное простирание.

Рудное поле сложено лавами андезитов, реже андезибазальтов с прослоями пепловых туфов и туффигов позднего мела и характеризуется большим количеством пирокластического материала. Вулканиды несогласно перекрывают и прорывают складчатые юрские терригенно-осадочные отложения. Центральная часть сложена туфовой пачкой, в нижней части которой преобладают агломератовые туфы, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу более мелкозернистыми разностями вплоть до мелкопсаммитовых. Возраст пород 94–85 млн лет (Ar–Ar датирование) [Леорова и др., 2007]. Аналогичный возраст был определен SHRIMP-методом по цирконам: для покровного туфа (кислого состава) — 94.8 ± 1.4 млн лет, верхних покровных андезитов — 94.5 ± 2 и флюидальных дацитов — 89.5 ± 2 млн лет [Сахно и др., 2019]. Меловые эффузивы перекрыты покровами базальтов предположительно палеогенового возраста. Покровы базальтов отнесены В.Ф. Белым [1977] к энмываамской свите, имеющей позднемеловой–палеогеновый возраст. Суммарная мощность вулканической последовательности — 1300 м.

Вулканогенная толща характеризуется весьма резкой фациальной изменчивостью, выражающейся в частом взаимном чередовании по вертикали и латерали лав и туфов, наличии многочисленных непротяженных пологозалегающих прослоев и линз вулканогенно-осадочных пород позднемелового возраста (см. рис. 1).

Первичные метасоматические изменения вмещающих андезитов и их туфов проявлены в аргиллизации, калишпатизации, карбонатизации, а на более глубоких горизонтах в эпидотизации. Автометасоматические изменения дайки риолитов — окварцевание, серицитизация, альбитизация. Карбонатизация вмещающих пород андезитов и их туфов является более ранней и, возможно, связана с автометасоматозом. Основные вторичные изменения вмещающих пород в околорудном пространстве, связанные с ее внедрением — окварцевание, серицитизация и хлоритизация.

Околорудные метасоматические изменения весьма разнообразны: от низкотемпературной аргиллизации до высокотемпературной биотитизации. Отмечаются также метасоматиты, связанные с палеосольфатарной деятельностью — алуниязрозитовые изменения, развитые по основной массе вулканических пород до глубины более 400 м [Савва, Бянкин, 2009; Савва и др., 2012], которые ранее принимались за окисленные руды [Вартанян и др., 2005].

Для структуры месторождения Купол характерна важная генетическая особенность — совпадение магмо и рудопроявляющего канала. Толща вулканогенных пород прорвана субвулканиче-

¹ <http://www.kinross.com/operations/operation-kupol-russia.aspx>

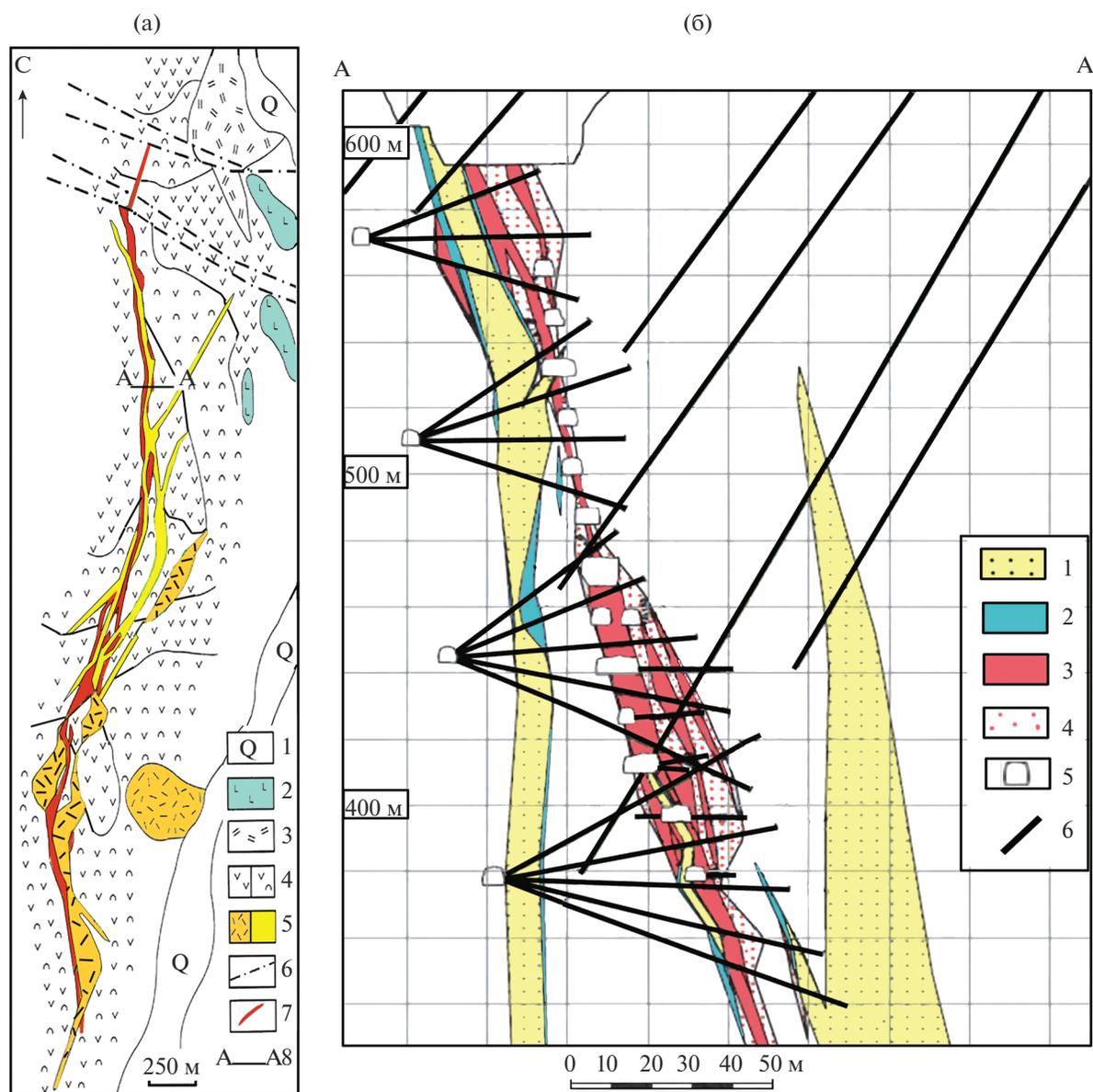


Рис. 2. Положение пострудной дайки риолитов и рудного тела на схематической карте (а) и разрезе (б) на месторождении Купол (по Н.В. Григорьеву, С.В. Филонову, 2004 г. и материалам Чукотской горно-геологической компании, 2015 г. с упрощениями).

а – схематическая карта: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – покровы палеогеновых базальтов; 3, 4 – позднемеловые вулканиты: 3 – верхняя толща: риолиты, 4 – средняя толща: переслаивание андезитов и андезибазальтов (левая половинка) с агломератовыми лапиллиевыми и пепловыми туфами (правая); 5 – позднемеловые риолиты купольного комплекса (крап) и дайки риолитов, риодацитов; 6 – разломы; 7 – рудные тела: адуляр-кварцевые жилы и зоны прожилкования; 8 – линия разреза.

б – схематический разрез по линии А–А: 1 – дайка риолитов; 2 – трещиноватость; 3, 4 – структура рудного тела: 3 – адуляр-кварцевые жилы; 4 – зоны прожилкования; 5 – горные выработки; 6 – колонковые скважины.

ской свитой крутопадающих даек сложной морфологии риолитового и риодацитового составов (рис. 2а).

Риолитовые лавы и крупные риолитовые и риодацитовые субвулканические тела достаточно широко представлены в структуре месторождения Купол (см. рис. 2а). Они отличаются от даек своими размерами и гетерогенным характером.

По составу эти образования аналогичны дайкам и представляют собой купольные комплексы потоков и небольшие эруптивные центры. На крайнем севере лавы риолитов образуют линзу толщиной от 50 до 75 м, согласно со стратиграфической последовательностью (см. рис. 2а).

Главная рудовмещающая структура месторождения – субмеридиональный взброс, по которому

породы восточного крыла подняты относительно западного. Амплитуды перемещения по взбросу достигают 40 м. Мощность рудовмещающего разлома достигает 22 м, а вместе с дайкой – 40 м.

Рудное тело 1 (РТ 1) имеет протяженность около 3000 м и мощность от 1 до 21 м. Прослежено колонковым бурением до глубины 530 м, что нетипично для эпитермальных золото-серебряных месторождений [Волков и др., 2012]. РТ 1 имеет меридиональное простирание, согласное с отмеченным выше разломом (см. рис. 2а, б), и представлено субпараллельными кулисообразными сближенными кварцевыми жилами и реже брекчиями с кварцевым цементом; падение жил – восточное под углом 75°–85°. Вмещающие породы в эндоконтактах метасоматически изменены и часто пронизаны сетью кварцевых прожилков, образующих рудоносный штокверк.

Практически на всем своем протяжении РТ 1 пересекается пострудными дайками риолитов субмеридионального простирания, падение в большинстве случаев восточное, под углами 70°–90° (см. рис. 2а, б). Амплитуды смещения жил по дайкам составляют местами первые десятки метров. Протяженность даек в плане достигает 1 км и более, мощность варьирует в широких пределах от 1 до 20 м, по падению они прослежены более чем на 300 м. Отдельные дайки имеют мощность до 70 м. Одна из наиболее мощных даек пересекает главную рудную зону и имеет близкое к ней субмеридиональное простирание (см. рис. 2а). Возраст пострудной дайки риолитов по U–Pb методу – 70 млн лет [Акинин и др., 2015]; SHRIMP-методом по цирконам (среднее из трех определений) – 88.89 ± 0.87 млн лет [Сахно и др., 2019]. Последние данные позволяют предположить образование месторождения Купол в интервале 89–88 млн лет.

В южной части месторождения происходит расщепление жильной системы на отдельные кварцево-жильные тела, при этом мощность рудовмещающей зоны увеличивается до 100 м, с последующим выклиниванием ряда жил и образованием отдельных кулисообразных тел. На северном фланге месторождения также происходит расщепление жильной системы на отдельные кулисообразно расположенные кварцево-жильные тела (типа “конского хвоста”). По системе разломов северо-западного простирания (см. рис. 2а) северная часть месторождения опущена, здесь рудные тела постепенно погружаются к северу, переходя в “слепые”, не выходящие на дневную поверхность, с проявлением на верхних горизонтах надрудного ореола (20–30 м) интенсивного метасоматоза.

По-видимому, значительная протяженность рудного тела обусловлена его формированием в жерловых фациях упоминавшегося выше палеовулкана. В пользу такого вывода говорит также наличие в рудных телах месторождения большого

количества брекчий и мегабрекчий с кокардовыми текстурами обрастания обломков различного петрографического состава халцедон-адуляровым агрегатом (с Au–Ag минерализацией), а также разнообразие иных брекчий и даже внутрирудных эксплозивных брекчий.

При общей низкой сульфидности руд месторождения Купол обращает на себя внимание высокое содержание ярозита, который цементирует обломки кварцевого агрегата [Волков и др., 2012]. Ярозит обычен для фумарол или сольфатар, сопровождающих вулканические извержения и характеризующихся высокими давлениями и температурами, доходящими до 300°C [Савва и др., 2012]. В рудах отмечено преобладание сульфида серебра – акантита – над сульфосолями Ag. Для месторождения характерно последовательное снижение Au/Ag отношения от поверхности на глубину от 1 : 3 до 1 : 100 [Савва, Бянкин, 2009].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения взаимоотношений дайки риолитов с вмещающими вулканогенными породами и РТ 1 в горных выработках (горизонты 425, 455, 470, 515 м) по профилям, были отобраны пробы массой 500 г с интервалом 5 м и небольшими сгущениями вблизи кварцевых жил (рис. 3).

Вмещающие породы и метасоматические изменения в дайке риолитов изучены в шлифах, а рудная минерализация – в аншлифах. Кроме того, проведено количественное определение вторичных (метасоматических минералов) в шлифах методом полей. Также пробы были проанализированы рентгенофлуоресцентным методом – методики КХА 165/2009, НСАМ № 118-Х на спектрометре СРМ-25 (силикатный анализ, аналитик В.И. Мануилова, СВКНИИ ДВО РАН) и эмиссионным количественным спектральным анализом ЭКСА (СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Т.П. Козырева). Обработка петрохимических данных выполнена в программе EXCEL.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДАЙКИ РИОЛИТОВ

В центральной части месторождения Купол дайка риолитов линзовидная, местами плитообразная (азимут простирания – 5°–7° СВ), мощностью от 5 до 40 м (см. рис. 2а), протяженность в плане около 1 км, по падению прослежена более чем на 300 м. В подавляющем большинстве случаев контакты дайки тектонизированы с образованием зон катаклаза мощностью от 0.1 до 1–2 м (см. рис. 2б). В изученных профилях дайка риолитов пересекает и делит пополам РТ 1 (см. рис. 3).

Порода имеет порфириковую структуру (рис. 4б, 5б). Основная масса девитрифицирована с образованием афанитового кварц-полевошпатового агрегата с мозаичной микроструктурой. На от-

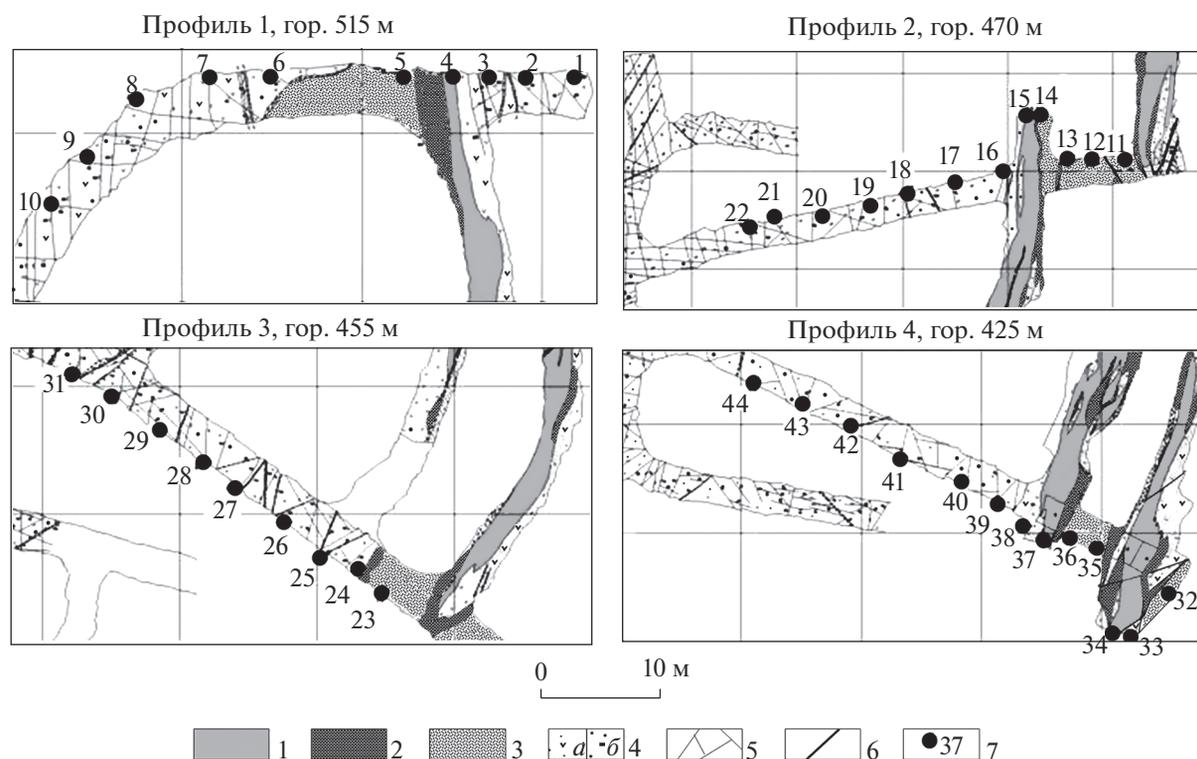


Рис. 3. Схема отбора проб по профилям на различных горизонтах горных выработок.

1 – продуктивные кварц-адуляровые жилы; 2 – сульфидизированные риолиты; 3 – окварцованные риолиты; 4 – сульфидизированные андезиты (а) и туфы андезитов (б); 5 – трещиноватость пород; 6 – тектонические нарушения; 7 – точки отбора проб на профилях и их номера. Условные обозначения соответствуют характеристике проб в табл. 1.

дельных участках в риолитах отмечается флюидальность (см. рис. 5а).

Полосы и линзы, отражающие флюидальность, замещены мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Автометасоматоз выражается в слабой гидрослюдизации. Порфиоровые вкрапленники представлены кислым плагиоклазом (An_{30-15}), калинадровым полевым шпатом (ортоклазом с содержанием альбитового компонента до 50 мол. %), а также кварцем (см. рис. 4б, 5б). Редко встречаются фенокристаллы биотита. Среди аксессуарных минералов наиболее распространены ильменит, циркон, апатит.

Риолиты содержат от 72.96 до 74.97 мас. % SiO_2 и соответствуют по составу биотитовым гранитам [Петрография ..., 2001]. Они относятся к низкоселочному ряду – $Na_2O + K_2O$ варьирует от 5.42 до 8.84 мас. %. Пониженное значение Na_2O (табл. 1) по сравнению со стандартными образцами указывает на эпигенетические преобразования породы [Петрография ..., 2001].

Взаимодействие дайки риолитов с вулканическими породами и рудными образованиями

Внедрение пострудной дайки оказало заметное влияние на вмещающие вулканические породы и рудные тела. В рудных телах образовались брекчии, состоящих из кварца 2-х генераций, где

обломки раннего кварца белого цвета сцементированы кварцем черного цвета (черная кварцевая брекчия) (см. рис. 4г, д). По контакту дайки и вмещающих вулканических пород образуется зона дробления, сложенная перетертым глинистым материалом (см. рис. 2б).

На контакте риолитов с продуктивными жилами отмечается зона остеклования мощностью 0.4 м, что указывает на внедрение дайки в уже остывшие породы. При этом риолит преобразуется в обсидиан (витрофир). Частично этот материал представлен перлитом с концентрически-скорлуповатой отдельностью, образовавшейся в результате гидратации (см. рис. 4а, 5а–г). Цвет витрофира темно-серый с гнездами (“глазками”) прозрачного пузырчатого стекла диаметром до 3 мм (предположительно кристобалит) и порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза (см. рис. 5г). Для витрофира характерна отчетливо проявленная полосчатая текстура (см. рис. 5б, в). Полосы отличаются по цвету и структуре, представляя собой следы вязкого течения твердеющего расплава. В первую очередь полосчатость обусловлена распределением различных по размеру удлиненных микролитов с субпараллельной ориентировкой в вулканическом стекле в виде потоков.

В приконтактных участках риолиты, слагающие дайку, нередко содержат мелкие 3–7 мм ксе-

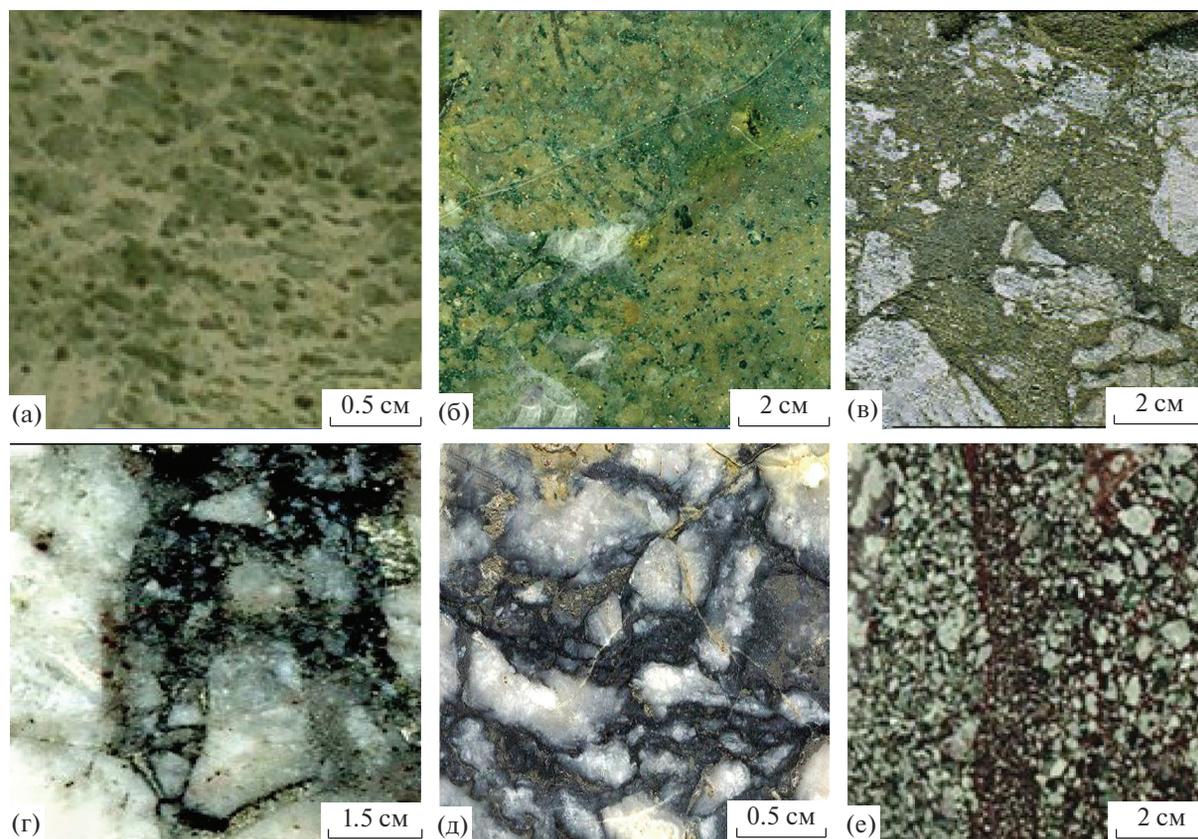


Рис. 4. Фотографии образцов из мест пересечения рудного тела дайкой риолитов.

а – витрофир; б – риолит мелкопорфировый с ксенолитами кварца; в – кварц брекчированный риолитом; г–е – разнობломочные брекчи, состоящие из кварца, сцементированного риолитом (участок отбора образцов. КУ-34-35, гор. 425 м).

нолиты кварцевой жилы и туфов андезита (см. рис. 4б, в). В отдельных случаях количество ксенолитов достигает 1–3% от массы породы. По-видимому, ксенолиты способствуют вариации химического состава риолитов. Материал кварцевой жилы на некоторых участках подробен и сцементирован риолитом (витрофиром) (см. рис. 4г–е).

Ксенолиты халцедона и халцедоновидного кварца в дайке имеют округлые очертания, раскристаллизовываются в виде перистых агрегатов от центра к периферии и имеют волнистое угасание (см. рис. 5е, ж). Крупные ксенолиты после перекристаллизации сохраняют реликты коллоидно-полосчатой текстуры, проявленной в волнисто-полосчатом расположении флюидных включений (см. рис. 5ж). Обломки кварцевой жилы в ксенолитах слабо корродируются по краям, кристаллизующимся расплавом риолита (см. рис. 5з).

Вмещающие породы вблизи дайки окварцованы и пиритизированы. Это фиксируется как по содержаниям SiO_2 в туфах в приконтактной зоне (см. рис. 6), так и при просмотре прозрачных шлифов (см. рис. 5и, к). Окварцевание туфов андезитов выражается в образовании тонкой сети кварцевых прожилков и линзовидных просечек (см. рис. 5и, к).

В целом состав риолитов по рудным элементам слабо отличается от рудовмещающих андезитов и их туфов. Тем не менее, в контактовой зоне отмечен незначительный привнос As и Ag (рис. 7).

Изучение рудных образований под микроскопом показало, что в приконтактной части с дайкой риолита туфы андезитов неравномерно пиритизированы. И эта пиритизация приурочена к наиболее пористым участкам туфов. Кроме того, в аншлифах отмечается приуроченность тонкой вкрапленности арсенопирита к экзоконтактам дайки, особенно на участках брекчированного кварца, примыкающего к дайке.

Сами риолиты практически не несут рудных минералов, за исключением тех случаев, когда в них попадают обломки сульфидизированных пород. При пересечении дайкой горизонта пепловых туфов вместе с ксенолитами этих туфов в дайку попадает фрамбоидальный пирит, широко распространенный именно в этом горизонте. На рис. 7б, в показано, что при попадании фрамбоидального пирита из горизонта пепловых туфов в дайку риолитов в нем появляется реакционная кайма.

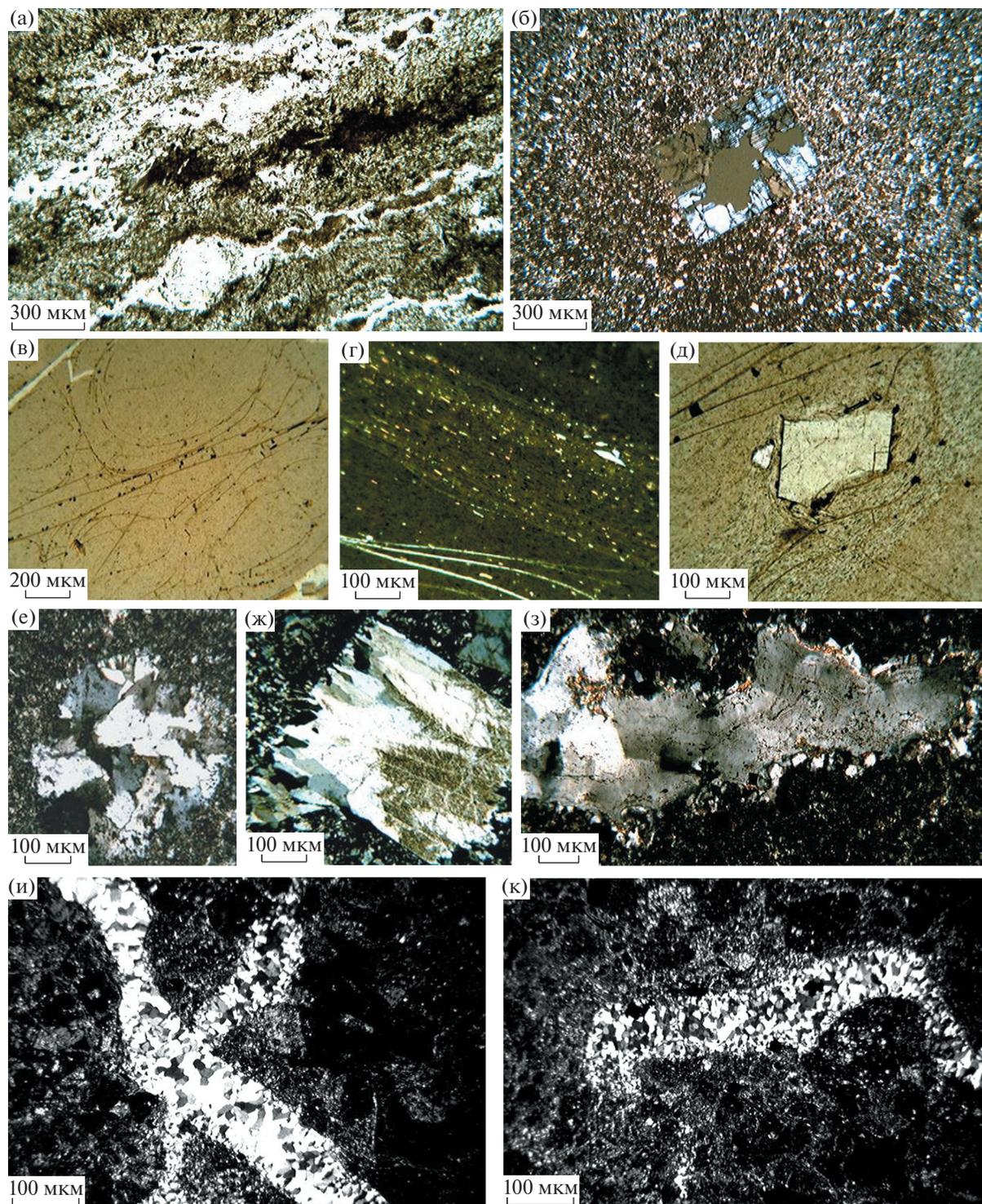


Рис. 5. Риолиты, витрофиры (а–д) и ксенолиты кварца (е–з) из мест пересечения рудного тела дайкой риолитов. Окварцевание вмещающих пород (и, к). Фотографии прозрачных шлифов (снято с анализатором; а, в, д – без анализатора).

а, б – риолиты (обр. КУ-37–38): а – флюидалный риолит, б – риолит со стекловатой основной массой и окварцованным порфировым вкраплением плагиоклаза; в–д – витрофир (обр. КУ-38): в – перлитовая структура стекла, г – следы течения стекла, субпараллельная ориентировка микролитов, флюиальность, д – обтекание вкрапленника плагиоклаза, следы течения; е–з – ксенолиты кварца в риолите U-35–36: е – ксенолит изометричной формы, ж – ксенолит, представленный обломком кварцевого прожилка, з – ксенолит кварца преобразован в результате термометаморфизма, хорошо просматривается кристаллически-зернистое строение с различным угасанием и перераспределением флюидных включений; в обрамлении – новообразованный кварц с серицитом; и, к – приконтактовое окварцевание туфов КУ-24: прожилки и линзы кварца.

Таблица 1. Химический состав вмещающих пород и руд месторождения Купол

№ п/п	№ пробы	Порода	Содержание оксидов в массовых долях, %											
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	KU – 1	Андезит	66.02	0.60	13.52	6.77	0.32	1.89	0.88	0.85	2.95	0.17	6.03	100.00
2	KU – 2	Андезит	65.13	0.73	16.36	6.49	0.15	0.46	0.38	<0.25	5.47	0.21	4.43	99.81
3	KU – 3	Андезит	70.23	0.58	13.64	4.32	<0.002	0.20	0.26	<0.25	7.48	0.17	3.01	99.89
4	KU – 4	Кв. жила	93.51	<0.007	0.76	0.35	<0.002	0.09	0.06	<0.25	0.09	0.02	5.10	99.98
5	KU – 5	Окв. риолит	72.96	0.10	13.43	1.59	0.02	0.52	0.70	1.30	5.62	0.03	3.71	99.98
6	KU – 6	Андезит	60.86	0.79	16.81	6.63	0.11	1.82	1.58	1.28	4.92	0.21	4.98	99.99
7	KU – 7	Базальт?	58.75	0.76	15.92	6.76	0.12	2.55	5.39	2.44	3.42	0.18	3.71	100.00
8	KU – 8	Базальт?	59.37	0.77	16.03	6.43	0.11	3.00	4.31	2.33	3.66	0.19	3.80	100.00
9	KU – 9	Базальт?	58.79	0.79	16.14	6.98	0.10	3.04	5.43	3.13	2.69	0.20	2.71	100.02
10	KU – 10	Базальт?	57.67	0.76	16.04	6.71	0.10	2.63	5.93	2.85	3.04	0.20	4.06	99.99
11	KU – 11	Риолит	75.79	0.06	13.82	0.74	0.03	0.17	0.46	2.62	4.12	0.03	2.17	100.01
12	KU – 12	Риолит	73.69	0.11	15.25	0.38	<0.002	0.12	0.24	2.36	4.76	0.05	3.03	99.99
13	KU – 13	Риолит	74.97	0.10	13.51	0.92	0.03	0.31	0.57	1.83	5.14	0.03	2.60	100.01
14	KU – 14	Кв. жила	82.04	0.35	7.14	4.14	<0.002	0.23	0.07	<0.25	2.44	0.03	3.50	99.87
15	KU – 15	Кв. жила	96.51	<0.007	1.75	0.18	<0.002	<0.06	0.05	<0.25	1.00	0.02	0.49	99.95
16	KU – 16	Туф	65.94	0.80	16.47	4.96	0.04	0.47	0.99	<0.25	5.28	0.19	4.62	99.76
17	KU – 17	Туф	62.84	0.81	15.42	8.95	0.14	2.34	0.41	<0.25	5.04	0.16	3.80	99.91
18	KU – 18	Туф	65.49	0.77	15.14	6.22	0.65	0.54	0.40	<0.25	5.83	0.14	4.75	99.93
19	KU – 19	Туф	58.38	0.84	14.74	8.20	0.28	3.46	3.04	0.46	5.03	0.18	5.39	100.00
20	KU – 20	Туф	66.25	0.70	12.47	6.76	0.19	2.68	1.83	1.89	3.04	0.10	4.08	99.99
21	KU – 21	Туф	60.90	0.85	18.42	6.55	0.17	1.08	0.51	<0.25	7.27	0.23	3.92	99.90
22	KU – 22	Туф	58.00	0.84	17.12	6.23	0.12	1.41	3.73	2.06	4.67	0.18	5.66	100.02
23	KU – 23	Риолит (кон- такт с туфами)	74.04	0.06	13.50	1.13	0.04	0.11	1.08	3.22	4.52	0.04	2.26	100.00
24	KU – 24	Туф	58.13	0.87	15.69	6.83	0.16	3.56	3.73	3.07	2.52	0.18	5.26	100.00
25	KU – 25	Туф	65.25	0.63	16.29	4.00	0.08	2.09	1.70	2.75	3.37	0.14	3.69	99.99
27	KU – 27	Андезит	61.55	0.68	16.48	6.40	0.26	5.24	0.53	<0.25	2.97	0.13	5.74	99.98
28	KU – 28	Андезит	53.24	0.92	17.64	8.83	0.19	3.46	3.77	3.11	3.50	0.27	5.06	99.99
29	KU – 29	Андезит	58.60	0.72	17.19	5.92	0.23	4.10	1.99	1.79	4.93	0.20	4.33	100.00
30	KU – 30	Туф	56.84	0.77	17.42	7.40	0.11	3.98	2.46	3.71	2.38	0.19	4.74	100.00
31	KU – 31	Туф	57.23	0.77	16.36	6.70	0.15	3.39	3.96	3.49	2.33	0.20	5.40	99.98
32	KU – 32	Риолит	73.92	0.06	13.53	1.75	0.15	0.37	0.63	2.90	4.16	0.03	2.50	100.00
33	KU – 33	Андезит	67.75	0.67	17.03	3.07	0.01	0.35	0.08	<0.25	7.18	0.05	3.81	100.00
34	KU – 34	Брекчия	97.56	<0.007	1.06	0.43	<0.002	0.07	0.05	<0.25	0.24	<0.02	0.58	99.99
35	KU – 35	Риолит	76.57	0.05	13.29	0.57	0.02	0.11	0.48	2.60	4.88	0.04	1.39	100.00
36	KU – 36	Риолит	74.53	0.05	13.13	0.72	0.04	0.17	1.16	2.54	4.74	0.03	2.90	100.01
37	KU – 37	Кв. жила	89.36	0.16	4.93	1.17	<0.002	0.06	0.10	<0.25	2.89	0.04	1.19	99.90
38	KU – 38	Прожилок кварца	71.09	0.49	12.23	4.83	0.08	1.68	0.20	0.51	6.36	0.12	2.41	100.00
39	KU – 39	Туф	55.73	0.82	17.92	7.62	0.14	4.00	1.23	1.13	7.79	0.22	3.40	100.00
40	KU – 40	Брекчия	75.12	0.31	9.56	4.36	0.10	1.61	1.78	1.17	2.99	0.09	2.91	100.00
41	KU – 41	Туф	61.83	0.67	15.42	5.94	0.11	2.60	3.76	2.37	4.51	0.17	2.62	100.00
42	KU – 42	Туф	59.93	0.71	15.96	7.35	0.12	2.30	2.31	2.70	5.03	0.19	3.40	100.00
43	KU – 43	Туф	60.09	0.71	15.84	7.51	0.11	2.23	2.29	2.82	4.91	0.20	3.27	99.98
44	KU – 44	Туф	52.89	0.79	17.25	7.48	0.17	3.32	4.22	3.05	5.20	0.22	5.42	100.01

Примечание. РФА, спектрометр СРМ-25, аналитик В.И. Мануилова, СВКНИИ ДВО РАН.

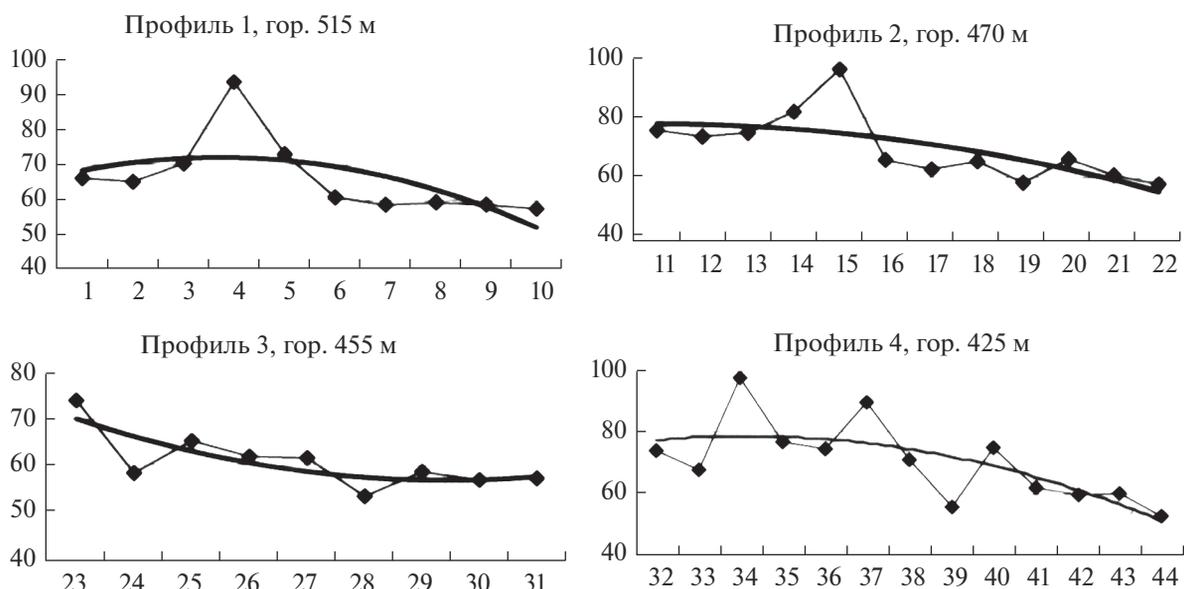


Рис. 6. Интенсивность окварцевания вмещающих пород на контакте с пострудной дайкой риолита. По оси абсцисс – точки отбора проб на профилях (см. рис. 3, табл. 1), по оси ординат – концентрации SiO_2 в %.

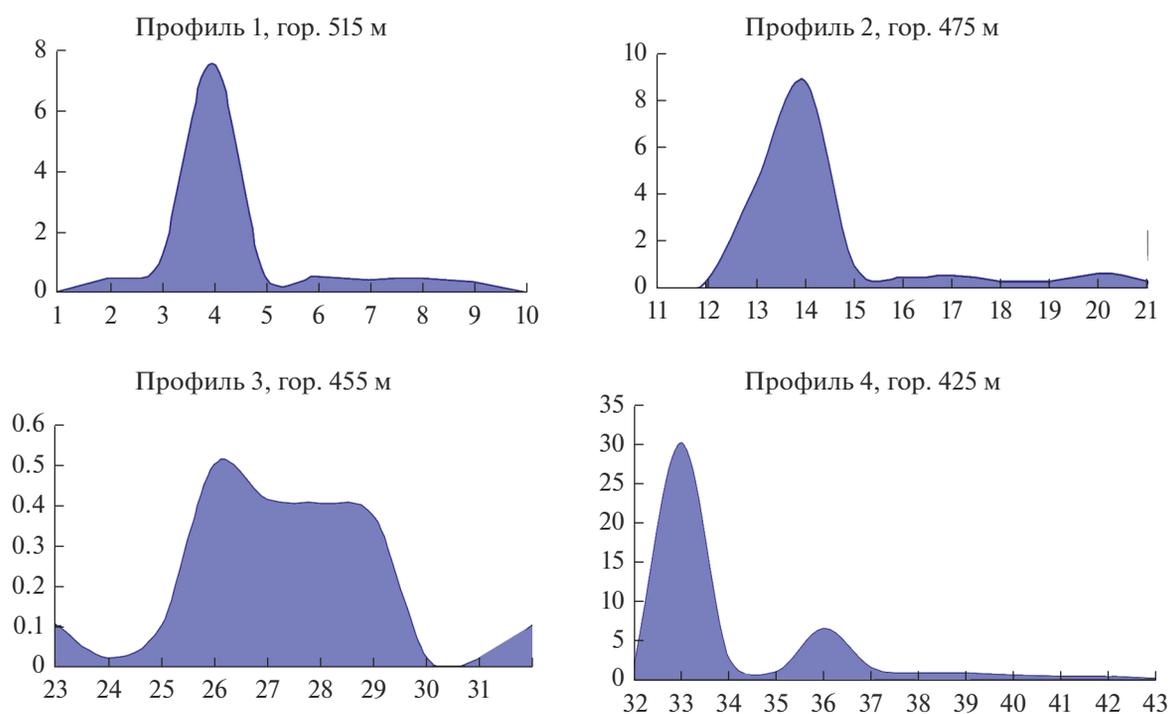


Рис. 7. Изменение концентраций Ag по профилям на основании данных количественного спектрального анализа (ЭКСА). По оси абсцисс – точки отбора проб на профилях (см. рис. 3, табл. 1), по оси ординат – концентрации Ag в г/г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ литературных данных показывает, что для локализации руды наиболее значим структурный контроль со стороны дорудных даек [Lewis, 1955; Mookher, 1970]. Последние обычно представ-

ляют собой проницаемые, трещиноватые (компетентные) тела, которые играют роль вмещающих пород или каналов для рудных растворов.

Некомпетентные дайки служат барьерами, обтекаемыми рудными растворами по их контактам. Трещиноватость на контактах даек также со-

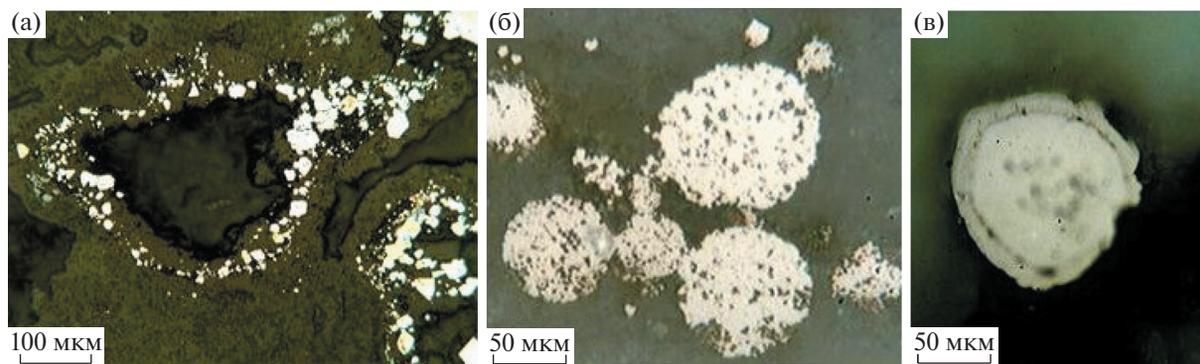


Рис. 8. Различные виды пиритизации в риолитах и пепловых туфах.

а – пиритизация туфа андезитов в приконтактной части дайки; б – фрамбоидальный пирит в пепловом туфе; в – преобразование фрамбоидального пирита при попадании в дайку риолита на участке ее пересечения с пепловыми туфами.

здает каналы и карманы для рудоотложения. Пересечение даек с зонами разломов, контактами пластов, флексурами и замками складок обеспечивает отличные структурные ловушки для рудообразования.

Пострудные дайки также имеют большое значение, как индикаторные факторы, контролирующее движение рудных растворов. Пострудные дайки могут значительно разубоготить или наоборот обогатить рудные тела; они могут воздействием тепла вызвать изменения в минеральном составе и распределении полезных компонентов. Внедрение пострудных даек приводит к околоконтактовым изменениям рудных тел и самой дайки, а в отдельных случаях может сопровождаться дополнительным привнесением металлов.

Следует отметить, что по обоим зальбандам дайки сохранились одинаковые мощности продуктивной жилы, ее морфологические особенности, содержания Au и Ag, а также одинаковые текстуры и повторяющиеся ритмы в участках ритмично-полосчатого сложения в жиле. Таким образом, дайки риолитов на месторождении Купол, по-видимому, не замещают продуктивную жильную систему, что свидетельствует об их дилатационном характере и заполнении трещин отрыва.

При рассмотрении петрографии и петрохимии риолитов, слагающих дайку, становится очевидным, что баланс вещества остается достаточно близким (см. табл. 1). Вместе с тем, отмечается окварцевание туфов на контакте с дайкой (см. табл. 1, рис. 5и, к).

Обычно дайки риолитового состава на многих хорошо изученных эпитегрмальных месторождениях ОЧВП почти всегда – дорудные. Однако в результате выполненных исследований установлено, что риолитовая дайка на месторождении Купол образовалась позднее, чем рудное тело.

К признакам, указывающим на послерудный возраст дайки можно отнести следующие данные: 1) отчетливое пересечение дайкой мощной рудной жилы; 2) остеклование материала дайки на

контакте с жилой; 3) цементирование риолитом раздробленного кварцевого жильного материала; 4) появление отдельных мелких апофиз дайки, проникающих в кварцевую жилу; 5) ксенолиты кварцевого жильного материала в теле дайки; 6) отсутствие проникновения в дайку апофиз рудного тела; 7) увеличения концентрации жильных и рудных минералов на поверхности контакта дайки или в трещинах эндоконтактной зоны.

Факт остеклования дайки на контакте с жилой свидетельствует о ее внедрении в уже остывшую систему.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акиннин В.В., Томсон Б., Ползунов Г.О. U–Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы // Материалы VI Росс. конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф., Сидоров А.А., Волков А.В., Ващилов Ю.Я. Структура и развитие Каемравеевского рудного поля (новый рудный район Чукотки) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 10–18.
- Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П., Щепотьев Ю.М. Золотосеребряные руды Кайемравеевского узла Чукотского автономного округа // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 10–18.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. Рудообразование на золото-серебряном месторождении Купол, Северо-восток России (по данным изучения флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 350–359.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Геохимические особен-

сти эпitherмальных Au–Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 1–20.

Глухов А.Н. Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол (Чукотский автономный округ) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 3. С. 34–45.

Котляр В.Н., Яковлев П.Д. Вулканизм и оруденение. М.: Недра, 1984. 108 с.

Кравцов В.С., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А., Томсон И.Н. Региональная геолого-структурная позиция золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка) // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 216–219.

Леонова В.В., Акинин В.В., Гельман М.Л., Глухов А.Н. Характерные особенности петрографии рудовмещающего комплекса золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка), новое определение возраста // Чтения памяти акад. К.В. Симакова (Магадан, 27–29 ноября 2007 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 94–95.

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова М.: Логос, 2001. 768 с.

Савва Н.Е., Бянкин М.А. Au–Ag месторождение Купол – типичный или не типичный объект? // Чтения памяти академика К.В. Симакова // Тез. докл. Всеросс. науч-

ной конференции, Магадан 25–27 ноября 2009 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. С. 137–138.

Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А. К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 457–466.

Сахно В.Г., Цурикова Л.С., Максимов С.О. Геохронология и петрогеохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России // Литосфера. 2019. Т. 19. № 6. С. 861–888.

Сахно В.Г., Цурикова Л.С. Изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России // Литосфера. 2020. Т. 20. № 2. С. 196–211.

Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Геология и условия образования уникального золото-серебряного месторождения на Чукотке // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 2. С. 234–239.

Сидоров А.А., Ващиллов Ю.Я., Волков А.В., Белый В.Ф. Глубинное строение Каемравеевского рудного района и особенности формирования золото-серебряного оруденения // Докл. АН. 2008. Т. 421. № 1. С. 80–85.

Lewis D.V. Relationships of ore bodies to dykes and sills // Econ. Geol. 1955. V. 50. P. 495–516.

Mookher A. Dykes, Sulphide Deposits, and Regional Metamorphism: Criteria for Determining their Time Relationship // Mineral. Deposita. 1970. V. 5. P. 120–144.

The Relationship of the Ore Body, Volcanic Rocks and Rhyolite Dikes at the Epithermal Kupol deposit (Western Chukotka)

N. E. Savva^{1,*}, A. V. Volkov^{2,**}, A. A. Sidorov², and M. A. Byankin¹

¹Northeast Multidisciplinary Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Portovaya str., 16, Magadan, 685010 Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: nsavva7803@mail.ru

**e-mail: tma2105@mail.ru

The relationship of the ore body, volcanic rocks, and rhyolite dikes in the large epithermal Kupol deposit (Western Chukotka) is considered. Almost throughout its entire length (more than 3000 m), the ore body of the deposit is intersected by rhyolite dikes. In the studied profiles in the mine workings at the horizons 425, 455, 470, 515 m, the rhyolite dike clearly intersects and bisects the ore body – a substantially quartz vein with an adult, about 20 m thick. Rhyolite has a porphyry structure. The main mass is devitrified with the formation of an aphanite quartz-feldspar aggregate with a mosaic microstructure. Fluidity is observed in some areas. Rhyolites contain from 72.96 to 74.97 wt % SiO₂, and the composition corresponds to biotitic granites of the low-alkaline series. Identified the following criteria that indicates the age of the post-ore dikes: a clear intersection of the dike powerful ore veins; the dykes material vitrification on contact with ore veins; cementing by rhyolite a times-crushed quartz vein material; the emergence of some small dikes apophyses in quartz vein; xenoliths of quartz vein material in the dike body; absence of penetration of the apophysis of the ore body into the dike; increased concentration of vein and ore minerals on the contact surface of the dike or in the fracturing of the endocontact zone. The formation of obsidian (vitrophyre) along the rhyolite contact with the ore body, indicates the introduction of a dike into the already cooled system. Preservation of the productive vein thickness, its morphological features, and the Au and Ag contents of the rhyolite dikes on both sides; the same textures and repeating rhythms in the areas of rhythmic-banded addition in the vein on both sides of the dike shows that in the Kupol deposit, post-ore dikes do not replace or dilute the productive vein system, which is probably due to their dilatation nature and the implementation of separation fracture.

Keywords: Western Chukotka, volcanic belt, Kupol deposit, epithermal veins, breccias, xenoliths, post-ore dyke of rhyolites, vitrophyre, petrography, petro chemistry

УДК 552.11:549.01+549.6+549.7

ТЕФРА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЭТНА НА СИЦИЛИИ В 1669 г.: ЕЕ ПЕТРО-МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

© 2021 г. В. И. Силаев^{а, *}, Г. А. Карпов^{б, **}, Л. П. Аникин^б, V. Scribano^с, Д. Н. Ремизов^{д, ***}, В. Н. Филиппов^а, Д. В. Киселёва^{с, ****}, Б. А. Макеев^а, С. Н. Шанина^а, К. В. Тарасов^б, С. К. Симаков^г

^аИнститут геологии им. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

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

^сUniversity of Catania, Department of biological, geological and environmental Sciences, Universitetskaya pl., 2, Catania, 57.95129 Italy

^дВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского “Роснедра”, Средний просп., 74, ВО, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^еИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 20016 Россия

^гИнновационный центр “Сколково” ООО “АДАМАНТ”, Тихорецкий просп., 10/1-61, Санкт-Петербург, 194064 Россия

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@ksnet.ru

***e-mail: dnr1957@yandex.ru

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

Поступила в редакцию 15.07.2020 г.

После доработки 10.08.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

Впервые проведены комплексные петролого-минералого-геохимические исследования прикратерной тефры катастрофического извержения в 1669 г. стратовулкана Этна на Сицилии. Исследованы гранулометрический, химический и минерально-фазовый состав тефры. Определено содержание в ней микроэлементов, состав капсулированных литогенных газов. Согласно полученным данным, Этна относится к внутриплитным вулканам с глубинным магматическим очагом. Особое значение имеет выявление в продуктах извержения Этны вулканогенных органоидов, близких по фазовому, элементному и изотопному составу органоидам в алмазосодержащих продуктах извержений некоторых камчатских вулканов. Это подтверждает ранее сделанный нами вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях наземного вулканизма.

Ключевые слова: Этна, тефра, внутриплитные вулканы, микроэлементы, литогенные газы, органоиды, углеродный абиогенез в условиях вулканизма

DOI: 10.31857/S020303062102005X

ВВЕДЕНИЕ

Стратовулкан Этна является одним из активнейших вулканов Мира. Он располагается в восточной части о. Сицилия (южная Италия), в центре Средиземного моря (рис. 1). В настоящее время вулканическая постройка занимает здесь площадь около 1260 км², а ее вершина достигает абсолютной отметки в 3340 м. Этна имеет длительную историю геологического развития, проявляя почти непрерывную активность, по крайней мере, со среднего плейстоцена [Святловский, Китайгородский, 1988]. Например, в XX в. только наиболее сильные извержения происходили в 1911, 1928, 1949, 1950–1951, 1964, 1968, 1971, 1983,

1989, 1990, 1991–1993 гг. Но вулканологов всегда поражала не только высокая активность Этны, но и скорость, с которой меняется облик вулканической постройки [Тазиев, 1987; Encyclopedia ..., 1999].

Современный вулкан залегает на мощном, сложно тектонизированном вулканогенно-осадочном фундаменте миоцен-раннеплейстоценового возраста, который в западном секторе постройки выступает над уровнем моря на 1300 м. Восточно-северо-восточная сторона вулкана, спускающаяся к береговой линии, образует вулканотектоническую впадину Валье-дель-Бове размером 8 × 4 км. Хотя дно впадины полностью

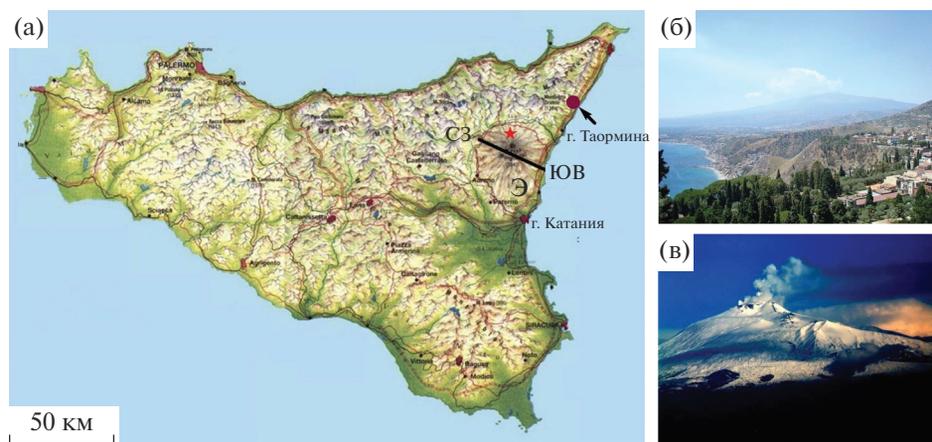


Рис. 1. Остров Сицилия (а): Э – вулкан Этна, СЗ–ЮВ – профиль для реконструкции геологической истории вулкана, вид на Этну из исторического поселения – г. Таормина (б) и картина начала одного из современных извержений Этны (в). Красной звездочкой показано место отбора материала для исследований.

перекрыто относительно недавними потоками лавы, на его внутренних склонах сохранились несколько реликтов более древних извержений.

Этна – вулкан грубослоистый, конической формы, с открытым каналом и беспорядочными извержениями, происходящими в настоящее время через четыре вершинных кратера. Активность Этны выражается, во-первых, дегазацией с незначительными выбросами пепла продолжительностью от нескольких месяцев до нескольких лет, во-вторых, ритмичными извержениями лавовых брызг и пирокластических бомб (стромболианский тип извержений), а в-третьих, отдельными мощными фонтанами и потоками лав (гавайский тип) или сильными взрывами с большими выбросами лавы и пеплов (плинианский тип извержений). Кроме того, здесь случаются кратковременные потоки лавы из одного или нескольких центральных кратеров в сочетании с лавовыми фонтанами. Боковые трещинные извержения также довольно часты. Все склоны горы Этна на разных высотах усеяны шлаковыми конусами и покрыты потоками лав, образовавшихся в доисторические и исторические времена.

По геологическим данным [Branca et al., 2011a, b; De Beni et al., 2011], современная Этна представляет собой композицию из нескольких последовательно возникавших в ходе длительной истории вулканических построек [Romano, 1982]. Начало зарегистрированной магматической активности в районе Этны произошло около 500 тыс. лет назад (первая половина среднего плейстоцена), выразившись субвулканическими внедрениями в миоцен-раннеплейстоценовую вулканогенно-осадочную толщу (рис. 2, профиль 1) как на суше, так и в широком заливе, который занимал тогда часть территории современной Этны. Соответствующая магма имела толеитовый состав и геохимическое

средство как с нормальными (N-MORB), так и обогащенными (E-MORB) базальтами COX (рис. 3). Вскоре после этого появилась субаэральная вулканическая постройка щитового типа, частичное разрушение которой произошло в период временного прекращения вулканической активности. Продукты следующей мощной вулканической активизации, начавшейся примерно 170 тыс. лет назад (конец среднего плейстоцена) и продолжающейся до настоящего времени, имеют преимущественно трахибазальтовый состав (см. рис. 2, профили 2–5) с геохимическими и изотопно-геохимическими признаками базальтоидов океанических островов – OIB.

Петрологические и геохимические особенности вулканитов, а также характер извержений Этны указывают на тектоническую обстановку растяжения. Этот факт может поддержать гипотезу о том, что Этна представляет собой продолжение в пространстве и времени мезо-кайнозойской базальтово-магматической деятельности прилегающего района Хибле (юго-восток Сицилии). Там вулканическая активность развивалась в связи с дизъюнктивной тектоникой, часто вдоль подводных линейных трещин, реже в виде центральных вулканов типа океанических островов. Напротив, историю извержений Этны вряд ли можно привязать к геодинамическим моделям, трактующим вулканизм на границе конвергирующих плит, в частности африканской и евразийской.

Геодинамическая природа вулкана Этна, а следовательно, и всего Центрального Средиземноморья, все еще остается спорным вопросом. Так, на основании анализа сейсмических данных было выдвинуто предположение [Finetti, 1982] о том, что литосфера под Ионическим бассейном, на востоке Сицилии, является реликтом океана Тетис, датирующегося поздним палеозоем–ран-

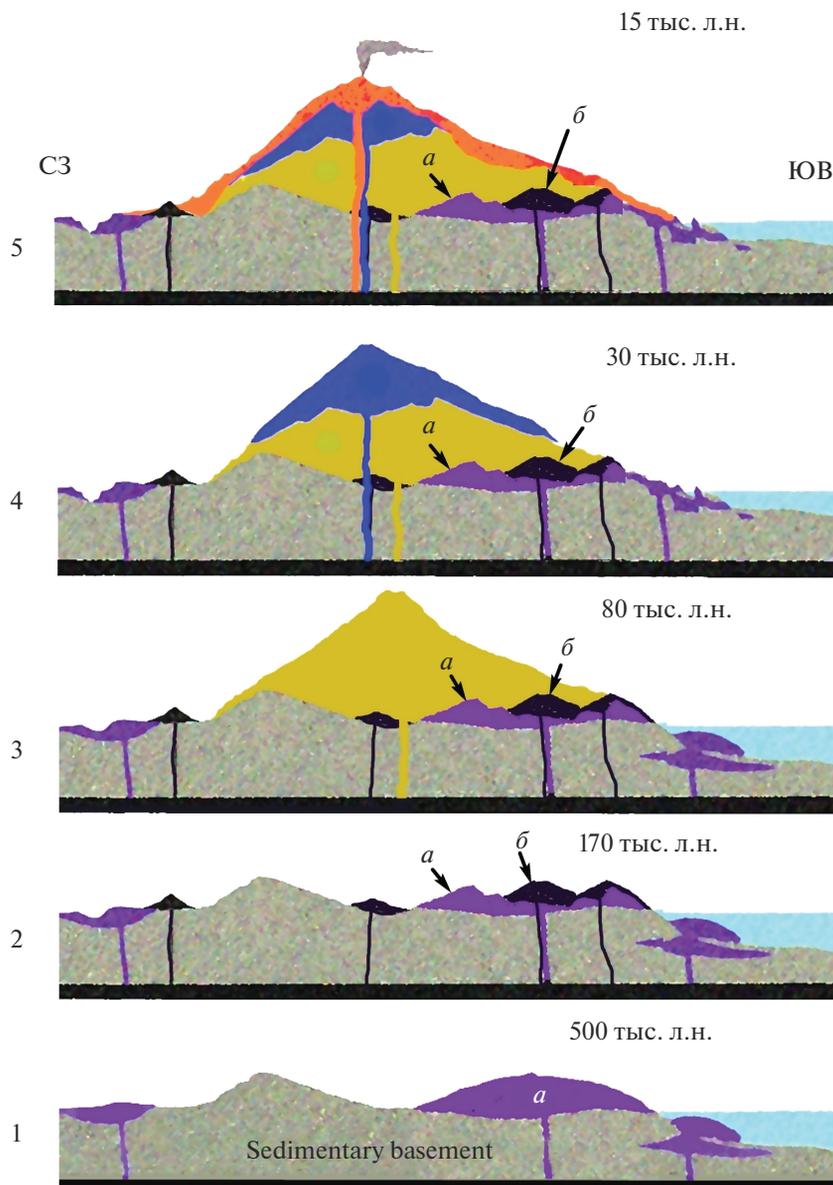


Рис. 2. Геологическая история вулкана Этна, охарактеризованная хронологическим разложением геологического разреза по линии СЗ–ЮВ (см. рис. 1).

Этапы: 1 – извержение ранних толеитовых базальтов (*a*); 2 – появление первых щелочных базальтов (*б*); 3–5 – последовательное формирование вулканических построек, соответственно Трифольетто, раннего и позднего Монгибелло. Приведено по Р. Романо [Romano, 1982] с упрощениями.

ним мезозоем. Изучавший распределение глубоководной пермской фауны в различных средиземноморских районах Г.Б. Вай [Vai, 1994, 2003] тоже сделал вывод о том, что фундамент под Сицилией является реликтом ионической ветви океана Тетис, известной также как морская цепь Оман–Ирак–Левант–Сицилия–Техас. Тем не менее, некоторыми авторами идея ионосицилийской океанической непрерывности литосферы подвергается серьезному сомнению, поскольку они считают восточную часть Сицилии фрагментом пассивной континентальной окраины, а Си-

цилию и Этну относят к элементам африканской континентальной плиты [BenAvraham et al., 1990]. Результаты геофизических исследований в этом регионе не дают оснований для окончательной геодинамической диагностики, поскольку они вписываются как в гипотезу существования здесь тонкой континентальной коры [Chironi et al., 2000], так и в гипотезу сильно серпентинизированной океанической литосферы [Giampiccolo et al., 2017].

Результаты тридцатилетнего петрологического изучения глубинных ксенолитов из диатрем

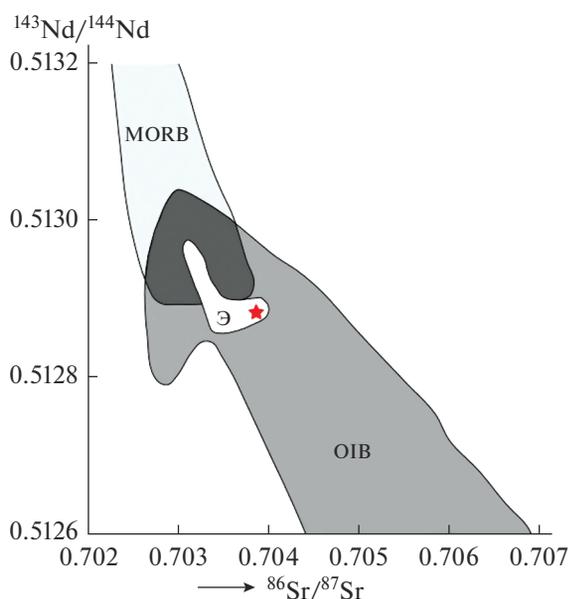


Рис. 3. Изотопная диагностика первичного субстрата продуктов извержения 1669 г. вулкана Этна (поле “Э”, где звездочкой показана точка изотопного состава исследованного образца). Экспертные поля: MORB – базальты COX, OIB – базальты океанических островов [Tonarini et al., 1996].

района Хибле [Scribano et al., 2006a, b; Manuella et al., 2015] дали убедительные доказательства того, что погруженный фундамент на юго-востоке Сицилии имеет палеоокеаническое происхождение и исторически связан с палеоокеаном Тетис. Поэтому ионийский край упомянутого района следует считать частью этого палеоокеана, а весь восточный край Сицилии и его подводное продолжение на юг вдоль пелагического шельфа – реликтом Тетиса [Scribano et al., 2006a] или частью зоны океанического разлома. На этих основаниях Этну можно отнести к вулканам типа OIB, базирующимся на палеоокеанической коре (см. рис. 3). Обнаружение серпентинитов на глубине под вулканом Этна может стать ключевым фактом, свидетельствующим об участии в извержениях Этны глубинных магм, обогащенных магнием [Correale et al., 2019].

За весь исторический период от 1226 лет до н. э. до настоящего времени было зарегистрировано около 30 извержений Этны с перерывами, широко варьирующимися по длительности. В интервале до 1669 г. перерывы колебались в пределах 1047–78 лет, в интервале между 1669 и 1971 гг. они составляли 197–6 лет, а в интервале между 1971 г. и настоящим временем длительность перерывов сократились до 9–1 года. Из этого следует, что частота извержений Этны в исторический период имеет очевидную тенденцию к многократному возрастанию, т.е. в последние 50 лет частота из-

вержений Этны резко увеличилась. При этом французские и итальянские вулканологи считают, что характер извержений Этны в последнее время изменяется от преимущественно эффузивного к существенно эксплозивному.

Примерно такой же вывод следует и из анализа частоты катастрофических извержений Этны, которых в рассматриваемый исторический период случилось четыре, а именно в 122, 1169, 1669 и 1928 гг. В результате этих извержений были уничтожены десятки населенных пунктов, погибло от 50 до 150 тыс. человек. Из приведенных выше дат видно, что перерыв между первым и вторым катастрофическим извержением составил 1047 лет, между вторым и третьим он уменьшился до 500 лет, между третьим и четвертым не достиг и 260 лет. То есть в случае катастрофических извержений также наблюдается явная акселерация их частоты. Простейшая экстраполяция показывает, что следующего катастрофического извержения Этны можно ожидать около 2040 г.

Из уже случившихся наиболее катастрофичным по своим результатам представляется именно извержение 1669 г. [Corsaro et al., 1996]. По выражению известного вулканолога Г. Тазиева это был “чудовищный катаклизм, когда казалось, что поднялись сами циклопы, сидящие в недрах горы” [Тазиев, 1987]. Извержение началось выбросом пепла из бокки (отверстия) на высоте 2200 м, затем эксплозивный этап сменился эффузивным. Скорость излияния базальтовой лавы из жерла достигала 5.7 м³/с, суммарный ее объем оценивается в 231 × 10⁶ м³ [Enciclopedia ..., 1999], продолжительность извержения составила 471 день. Число погибших оценивают в 15–100 тыс. человек¹. В силу большой энергии этого извержения на поверхность, кроме лав, была выброшена огромная масса пирокластического материала, хорошо сохранившегося на лавовых потоках до сих пор. Исследование этого материала в условиях его значительной недоизученности в сравнении с лавовыми продуктами представляет собой весьма актуальную задачу. Особенно в связи с высказанным выше прогнозом приближающегося очередного катастрофического извержения.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследований послужила большеобъемная проба пеплоосадка (тефры) бурого цвета, отобранная итальянским вулканологом Витторио Скрибано в 2018 г. у южного подножия шлакового конуса, образовавшегося в ходе катастрофического извержения Этны в 1669 г. (рис. 4). Извержение началось 11 марта 1669 г. из трещины, расположенной на высоте около 800 м над

¹ Для сравнения: при извержении вулкана Везувий в 79 г. н. э. погибло около 2 тыс. человек.

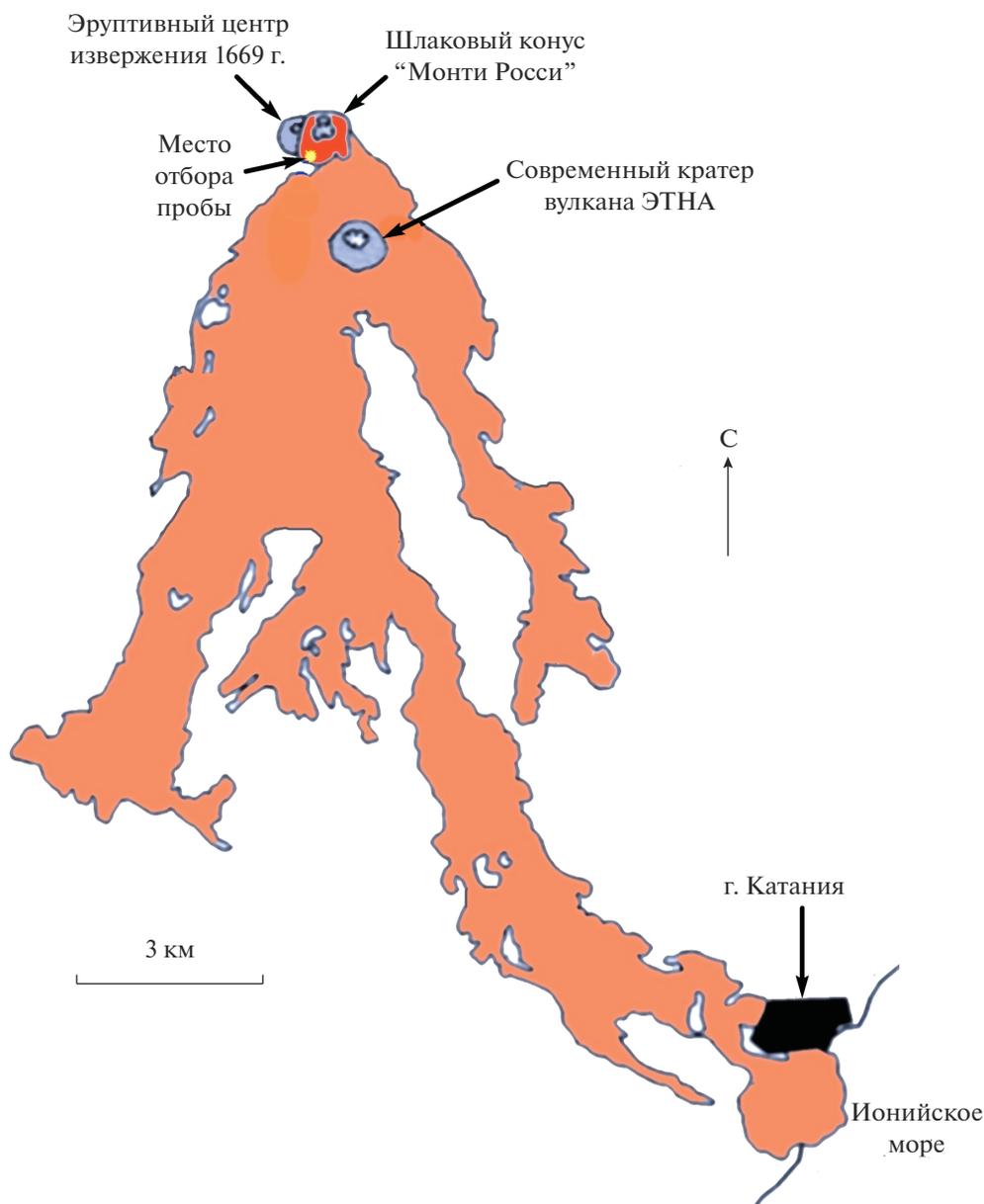


Рис. 4. Карта шлакового конуса с точкой отбора материала для исследований и потоков лавы (бурое), образовавшихся в ходе извержения 1669 г.

уровнем моря на южном склоне Этны. В начале извержения образовался большой шлаковый конус, названный впоследствии Монти Росси. Потом пошла лава, обтекая выступы рельефа, стекая вниз по южному склону и разрушая все на своем пути. В конце марта лавовый поток фронтом в 2 км достиг городских стен Катании и к 23 апреля слился в море. В последующие два месяца лава продолжала течь под землей через систему лавовых труб, поэтому никто не знает точной даты окончания этого извержения.

В ходе исследований тефры применялись следующие методы: гранулометрия, рентгеновская дифрактометрия (Shimadzu XRD-6000); рамановская спектроскопия (LabRam HR800 Horiba, He-Ne лазер 632.8 нм); аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 с ЭД и волновым спектрометрами); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (Perkin Elmer ELAN 9000); рентгенофлуоресцентный анализ (Shimadzu XRF-1800, аналитик С.Т. Неверов); изотопная масс-спектрометрия (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT

Таблица 1. Валовый химический состав исследуемой тефры, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Среднее ± СКО
SiO ₂	44.96	45.41	44.86	44.67	43.90	44.52	45.14	45.18	44.57	43.79	44.37	44.67 ± 0.51
TiO ₂	1.42	1.43	1.43	1.27	1.06	1.17	1.54	1.43	1.41	1.16	1.11	1.31 ± 0.16
ZrO ₂	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06 ± 0.01
Al ₂ O ₃	19.58	18.08	18.48	19.45	18.60	18.09	18.79	19.35	19.39	19.25	19.10	18.92 ± 0.54
Cr ₂ O ₃	0.02	Н.о.	0.04	0.03	0.03	Н.о.	Н.о.	0.03	Н.о.	0.03	0.03	0.02 ± 0.01
Fe ₂ O ₃	10.76	11.49	10.78	10.72	10.72	10.29	10.80	10.88	10.85	10.85	10.72	10.81 ± 0.28
CuO	0.03	Н.о.	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02 ± 0.01
ZnO	0.02	»	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02 ± 0.01
MnO	0.22	0.27	0.23	0.21	0.22	0.20	0.23	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22 ± 0.02
MgO	4.38	3.95	4.53	6.06	8.55	7.33	4.43	4.54	5.23	7.65	7.64	5.84 ± 1.66
CaO	11.60	12.56	12.77	11.29	11.48	12.78	12.12	11.44	11.58	11.35	11.26	11.84 ± 0.6
SrO	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11	0.12	0.12 ± 0.01
Na ₂ O	3.36	3.06	3.19	3.09	2.82	2.91	3.19	3.36	3.32	2.90	2.81	3.09 ± 0.21
K ₂ O	2.63	2.72	2.60	2.24	1.81	1.90	2.64	2.53	2.43	1.97	1.95	2.31 ± 0.35
Nb ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.001 ± 0.004
P ₂ O ₅	0.64	0.70	0.63	0.56	0.46	0.47	0.66	0.61	0.58	0.48	0.47	0.57 ± 0.09
SO ₃	0.19	0.16	0.09	0.05	0.05	0.04	0.09	0.06	0.06	0.04	0.03	0.08 ± 0.05
Cl	Н.о.	Н.о.	0.14	0.13	0.11	0.11	0.14	0.14	0.14	0.12	0.11	0.11 ± 0.04

Примечание. Данные рентгенофлуоресцентного анализа, приведены к 100%. СКО – среднее квадратичное отклонение.

1112 и газовым коммутатором Confo IV; аналитик И.В. Смолева); газовая хроматография (“Цвет-800” с пиролитической приставкой). Микроэлементный анализ ИСП-МС проводился в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”. Остальные определения осуществлены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ТЕФРЫ И МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ

Гранулометрический анализ исследуемой тефры осуществлялся методом последовательного расситования с последующим взвешиванием фракций. Полученные результаты по двум частям пробы (А и Б) оказались сходными, демонстрируя близкое к одномерному нормальному (гауссовскому) распределению частиц в диапазоне от 0.25 до 3 мм, т.е. в пределах от мелкозернистых псаммитов до гравия (рис. 5). Мода этого распределения приходится на фракции крупно- и грубозернистых псаммитов, общая доля которых в тефре составляет 73–75%. Такой характер распределения и явное преобладание грубозернистых фракций убедительно свидетельствуют о прикратерной локализации исследуемого пеплового материала.

Частицы тефры имеют субизометричный облик с незначительным колебанием коэффициента вытянутости в пределах 1.18 ± 0.08 . Подавляющая их часть характеризуется угловатостью и уплощенностью поверхностей (рис. ба–е), изредка встречаются близкие по размеру частицы, но со сглаженно-округлыми поверхностями (см. рис. бж, з).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Эффузивные производные (лавы) извержения 1669 г. по данным итальянских вулканологов колеблются по химическому составу в последовательности от базальтов и трахибазальтов к трахиандезибазальтам и далее к трахидацитам и трахитам (рис. 7). При этом наибольшей встречаемостью в лавах отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты. Исследуемая тефра характеризуется явно более основным составом, чем лавы, варьируясь по валовому составу от щелочных пикробазальтов до щелочных базальтов, лишь спорадически достигая трахибазальтов (см. рис. 7, табл. 1). В среднем – это щелочные базальты.

Вулканическое стекло в тефре (см. рис. 7, табл. 2) по составу изменяется от щелочных пикробазальтов до базальтов, трахи- и щелочных базальтов и

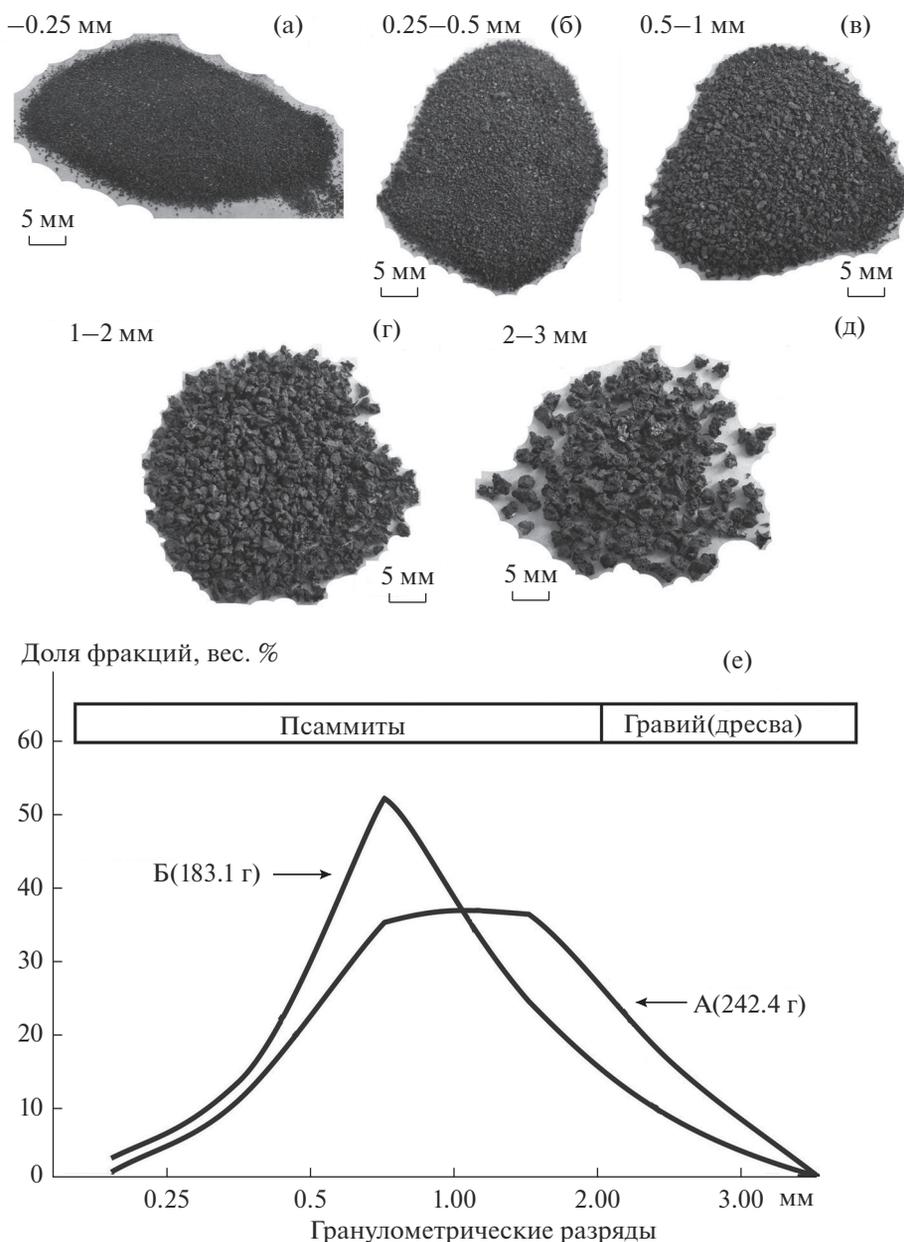


Рис. 5. Гранулометрический состав исследуемой тефры.

а–д – гранулометрические фракции; е – распределение частиц тефры по гранулометрическим фракциям; А и Б – проанализированные пробы.

далее до андезибазальтов и трахиандезибазальтов, соответствуя в среднем трахибазальтам.

В составе тефры выявлены 50 микроэлементов, включая 14 лантаноидов (табл. 3). Содержания микроэлементов колеблются в очень узких пределах, на что указывают значения соответствующих коэффициентов вариации, колеблющиеся за редким исключением в диапазоне 9–50%. Суммарное содержание микроэлементов изменяется от 1730 до 2350 (1985.28 ± 207.71) г/т, сумма лантаноидов составляет 189–261 (223.24 ± 31.76) г/т. На диаграммах Th–Hf–Ta [Wood,

1980], Ta/Nb–Th/Yb [Boynnton, 1984] и Zr–Zr/Y точки состава исследуемой тефры располагаются в полях пород, образовавшихся в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb [Humbert et al., 2019] те же точки группируются между значениями примитивной мантии и обогащенными базальтами СОХ.

Тренды содержаний индикаторных микроэлементов, нормированных на континентальную кору (рис. 8а), соответствуют трендам микроэлементов во внутриплитных базальтоидах. Важным

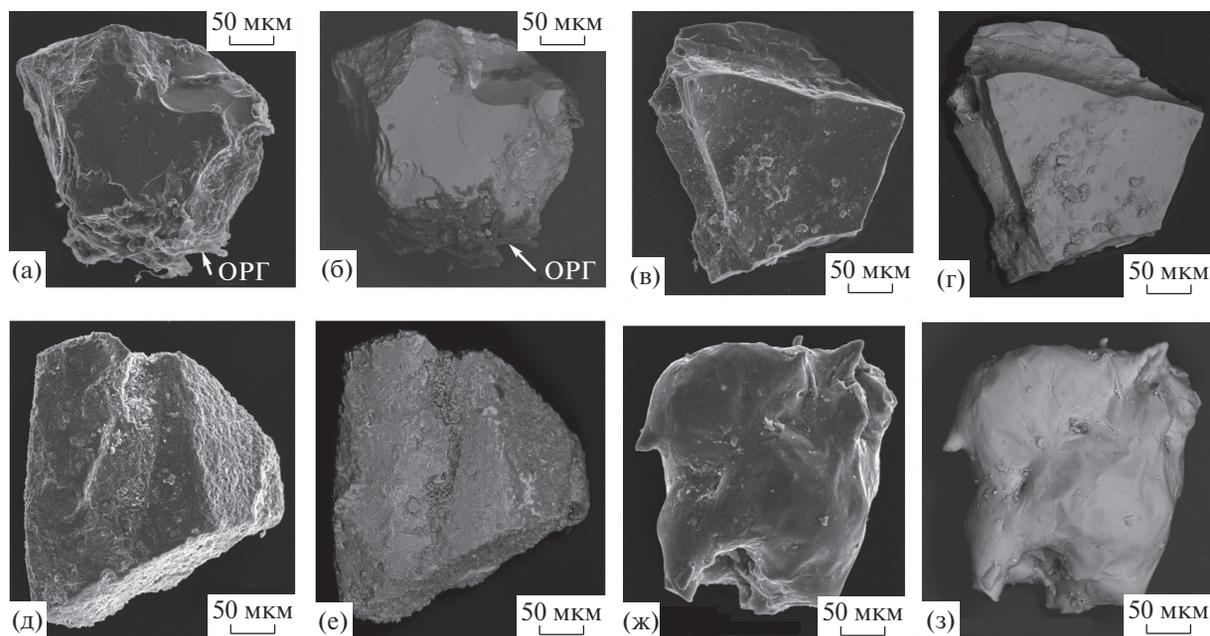


Рис. 6. Морфология типичных частиц исследованной тефры.

а, б – показаны примазки частиц органоидов (ОРГ); СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

здесь представляется факт относительного обогащения исследуемой тефры ниобием, стронцием, титаном и особенно иттербием. Как показали наши исследования, положительная аномалия иттербия вообще является непосредственным индикатором глубинности источника вещества в земных горных породах [Силаев и др., 2016].

Тренд хондритнормированных концентраций лантаноидов комплементарен соответствующему тренду для обогащенных лантаноидами цериевой подгруппы E-MORB (см. рис. 8б). Генеральная диаграмма нормированных на N-MORB концентраций (см. рис. 8в) указывает на плюмовую внутриплитную природу магматизма.

Сравнительный анализ приводит к выводу о том, тephра рассматриваемого извержения Этны представляет собой в рамках примеров внутриплитного вулканизма продукт плавления наиболее глубокой мантии. Отрицательные аномалии Ti, Ni, Sr обусловлены, скорее всего, накоплением воды в промежуточном очаге в ходе магматической дифференциации с отсадкой магнетита, оливина, пироксена и основного плагиоклаза. Примечательно, что на графиках (см. рис. 8в) нет даже намека на отрицательную Ta–Nb аномалию, что свидетельствует не только об отсутствии субдукционной компоненты в области магмогенерации, но и об отсутствии мощной континентальной коры на пути подъема расплава. В целом полученные нами по исследуемой тефре графики могут быть эталоном именно для продуктов глубокого внутриплитного магматизма.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕФРЫ

На рентгеновских дифрактограммах исследуемой тефры в области углов 2Θ 22° – 38° регистрируется аморфное гало (FWHM = 16°) с максимумом дифракционного отражения при 29° , что отвечает вулканическому стеклу. На фоне этого гало выделяется серия узких пиков, соответствующих микролитам породообразующих минералов, о пропорциях между которыми можно судить по числу и интенсивностям соответствующих отражений (в последовательности снижения относительных содержаний).

Плагиоклазы основного состава диагностированы по 34 отражениям (\AA , в скобках соответствующие индексы Миллера): 4.04 (201)–3.90 ($1\bar{1}1$)–3.76 ($1\bar{3}0$)–3.63 (130)–3.48 ($1\bar{1}2$)–3.21 ($2\bar{2}0$)–3.18 (002)–3.13 (220)–3.02 ($1\bar{3}1$)–2.94 ($0\bar{4}1$)–2.90 ($2\bar{2}2$)–2.83 (131)–2.65 ($1\bar{3}2$)–2.52 ($2\bar{2}1$)–2.46 ($2\bar{4}0$)–2.27 ($3\bar{3}1$)–2.13 ($2\bar{4}1$)–2.10 (151)–1.985 (061)–1.95 ($2\bar{2}2$)–1.929 ($4\bar{2}2$)–1.881 ($2\bar{6}0$)–1.849 ($4\bar{0}3$)–1.835 (062)–1.816 (260)–1.798 ($1\bar{7}0$)–1.772 ($2\bar{0}4$)–1.756 ($2\bar{4}2$)–1.747 (420)–1.730 ($2\bar{2}4$)–1.712 ($4\bar{4}1$)–1.615 (353)–1.577 ($0\bar{2}4$).

Клинопироксен (диопсид) определен по 20 отражениям: 4.67 (200)–3.24 (220)–2.99 ($22\bar{1}$)–2.94 (310)–2.90 ($31\bar{1}$)–2.56 ($13\bar{1}$)–2.52 (002)–2.22 (113)–2.13 ($33\bar{1}$)–2.10 ($42\bar{1}$)–2.04 (041)–2.02

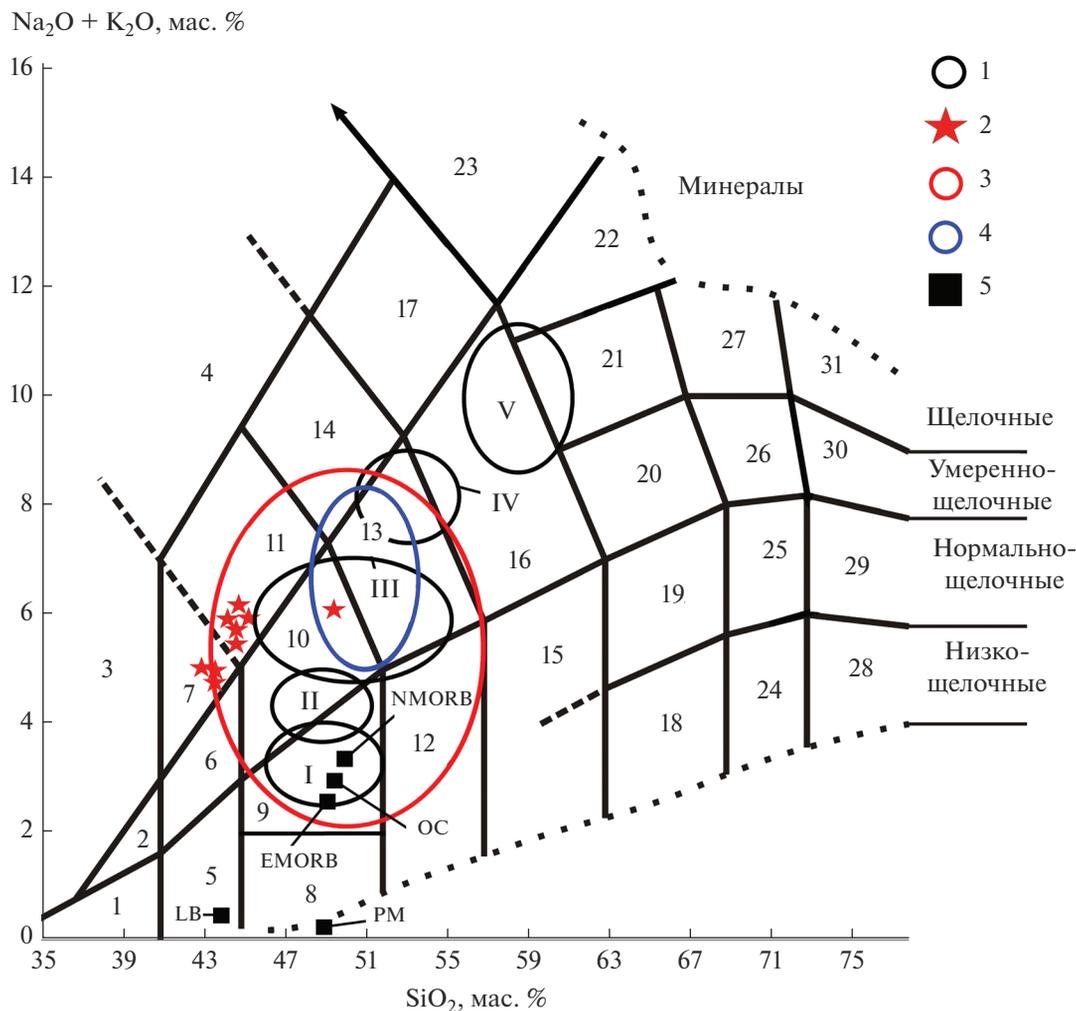


Рис. 7. Диаграмма TAS [Петрографический кодекс, 2008] химизма продуктов эффузивной (1) и эксплозивной (2–4) фаций извержения 1669 г. вулкана Этна.

Графы на диаграмме: 1 – пикриты; 2, 3 – пикриты, соответственно умеренно-щелочные, щелочные, основные; 4 – фондиты; 5–8 – пикробазальты, соответственно ультраосновные, умеренно-щелочные, щелочные, основные; 9 – базальты; 10 – трахибазальты; 11 – базальты щелочные; 12 – андезитобазальты; 13 – трахиандезитобазальты; 14 – фонотэфриты; 15 – андезиты; 16 – трахидациты; 17 – тефрифонолиты; 18 – дациты низкощелочные; 19 – дациты; 20 – трахидациты; 21 – трахиты; 22 – трахиты щелочные; 23 – фонолиты; 24 – риодациты низкощелочные; 25 – трахидациты; 26 – трахириодациты; 27 – риодациты щелочные (пантеллериты); 28 – риолиты низкощелочные; 29 – риолиты; 30 – трахириолиты; 31 – риолиты щелочные (комендиты).

Поля состава лав (среднее ± СКО) извержения 1669 г. (1): I – базальты, II – щелочные базальты, III – трахибазальты-трахиандезитобазальты, IV – трахиандезитобазальты, V – трахиандезиты-трахиты. Исследованная тефра: 2 – точки валового состава, 3 – поле состава вулканического стекла в частицах тефры, 4 – состав включений вулканического стекла в частицах органоидов. Составы эталонных объектов (5): LB – лунные базальты, PM – примитивная мантия, NMORB и E-MORB – соответственно нормальные и обогащенные базальты COX, OC – океаническая кора [Барсуков и др., 1979; Тарасов и др., 1980; Тейлор, Леннан, 1988; Войткевич и др., 1990].

(40 $\bar{2}$)–1.835 (510)–1.816 (132)–1.756 (24 $\bar{2}$)–1.678 (042)–1.669 (31 $\bar{3}$)–1.625 (22 $\bar{3}$)–1.584 (530)–1.559 (600).

Кварц (9 отражений): 4.25 (100)–3.35 (101)–2.46 (110)–2.27 (102)–2.22 (111)–2.13 (200)–1.985 (201)–1.985 (201)–1.816 (112)–1.678 (202).

Оливин (5 отражений): 5.13 (020)–3.90 (021)–2.78 (130)–2.52 (112)–2.27 (233).

Рентгеноспектральным микронзондовым методом в составе исследуемой тефры подтверждено присутствие следующих минералов.

Оливин большей частью соответствует составу форстерита, иногда форстерит-гортонолита и гортонолита (табл. 4). Эмпирическая брутто-формула этого минерала может быть представлена как $(\text{Mg}_{1.29-1.72}\text{Fe}_{0.30-0.69}\text{Mn}_{0-0.02})_{1.98-2.03}[\text{SiO}_4]$ или

Таблица 2. Химический состав вулканического стекла в тефре (1–10) и в органоидах (11–17), мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl
1	51.22	Н.о.	28.04	1.07	Н.о.	Н.о.	11.89	7.27	0.51	Н.о.	Н.о.
2	49.33	2.44	15.18	11.93	»	3.89	6.56	4.86	4.61	0.83	0.37
3	49.27	1.86	14.98	10.69	»	6.18	7.02	6.10	2.55	1.35	Н.о.
4	49.32	2.07	16.56	10.60	0.36	4.87	7.08	6.39	2.50	Н.о.	0.25
5	46.27	2.54	12.06	20.80	Н.о.	3.93	11.51	Н.о.	3.19	»	Н.о.
6	47.43	2.09	11.88	15.30	0.47	5.65	8.95	5.46	2.49	»	0.28
7	68.73	1.70	11.72	9.75	Н.о.	3.26	3.82	Н.о.	0.80	»	0.27
8	50.30	2.14	15.10	17.23	0.42	3.56	9.35	Н.о.	1.90	»	Н.о.
9	43.72	1.91	12.87	16.32	Н.о.	5.97	9.90	5.35	2.95	1.01	»
10	46.06	2.34	13.90	19.74	0.71	4.29	0.46	Н.о.	3.50	Н.о.	»
Среднее ± ± СКО	50.16 ± ± 6.90	1.91 ± ± 0.72	15.23 ± ± 4.79	13.34 ± ± 5.82	0.20 ± ± 0.27	4.16 ± ± 1.78	7.65 ± ± 3.51	3.54 ± ± 3.12	2.5 ± ± 1.21	0.32 ± ± 0.53	0.12 ± ± 0.15
11	49.88	2.61	16.20	13.63	Н.о.	4.15	8.83	0.48	3.28	0.94	»
12	49.72	2.21	15.79	11.87	»	4.26	7.91	4.21	2.81	1.16	»
13	51.44	1.43	21.37	6.80	»	2.70	10.24	4.76	1.09	Н.о.	0.17
14	51.53	1.43	21.41	6.81	»	2.70	10.25	4.77	1.10	»	Н.о.
15	54.17	0.76	23.96	3.64	»	Н.о.	9.59	6.27	1.61	»	»
16	55.10	Н.о.	26.49	0.98	»	»	8.67	8.11	0.65	»	»
17	49.76	2.42	14.85	12.10	»	4.58	7.68	4.87	2.70	0.84	0.20
Среднее ± ± СКО	51.66 ± ± 2.19	1.55 ± ± 0.95	20.01 ± ± 4.48	7.98 ± ± 4.74	Не опр.	2.63 ± ± 1.94	9.02 ± ± 1.04	4.78 ± ± 2.31	1.89 ± ± 1.03	0.42 ± ± 0.53	0.05 ± ± 0.09

Fe_{0.65–0.86}. Именно такой оливин свойственен для базальтов MORB и OIB.

Магнетит характеризуется умеренной титанистостью (табл. 5), его брутто-формула имеет вид: (Fe_{0.97–1}Mn_{0–0.03})(Fe_{1.55–1.88}Ti_{0.12–0.45}Cr_{0–0.05}V_{0–0.02})₂O₄. Корреляционный анализ показал, что миналы, входящие в состав исследуемого магнетита, контрастно (с коэффициентами парной корреляции ±0.35–0.99) распадаются на две группы – более плотных (магнетит + хромит) и менее плотных (ульвит + яacobсит + кулсонит). Это указывает на то, что важным фактором кристаллизации магнетита в исследуемой тефре было, вероятно, давление, т.е. отсадка магнетита начиналась на значительной глубине (относительное обогащение более плотными миналами) и продолжалась в пути расплава к поверхности (обогащение менее плотными миналами).

К числу микроминералов с размером индивидов (1.74 ± 0.68) × (1.14 ± 0.55) мкм в исследуемой тефре относятся *рутил* (Ti_{0.99–1}V_{0–0.01})O₂, *монацит* (La_{0.23–0.29}Ce_{0.45–0.52}Pr_{0.06–0.2}Nd_{0–0.2}Sm_{0–0.03}Gd_{0–0.03})[(P_{0.95–1}S_{0–0.05}O₄)], *яроуит-спинокопит* (группа халькозина) Cu_{1.28–1.3}S, *самородное железо* Fe_{0.9–0.93}Cu_{0.06–0.08}Zn_{0–0.01}Mn_{0–0.01}) и *латунь* Cu_{0.59}Zn_{0.41}. Характер локализации на поверхности частиц тефры, в частности частая приуроченность к ямкам и

микротрещинам (рис. 9), приводит к выводу об образовании этих минералов в пепло-газовом облаке на поздней стадии извержения. Следует отметить, что подобные минералы как типично взрывные выявлены и в продуктах извержения камчатских вулканов [Карпов и др., 2017; Силаев и др., 2019б].

ЛИТОГЕННЫЕ ГАЗЫ

Состав капсулированных в исследуемой тефре литогенных газов анализировался газово-хроматографическим методом (хроматограф GC-17A Shimadzu) с четырехступенчатым нагреванием в диапазоне 100–1000°C. Приемы такого анализа были нами отработаны ранее в ходе комплексных исследований бразильских карбонатов [Petrovsky et al., 2008]. В рассматриваемом случае осуществлен анализ четырех образцов, полученные результаты (табл. 6) позволяют сделать следующие выводы.

Состав пиролизатов обусловлен двумя группами газов: 1) неорганических – H₂, N₂, CO, CO₂, H₂O и 2) органических – предельных и непредельных углеводородов в диапазоне C₁–C₄. Общее содержание газов, выделившихся при нагревании, варьировалось от 2687 до 3758 мкг/г, доля углеводородных газов составляла 6–11%. В ходе нагревания выделение газов имело устойчивую

Таблица 3. Содержание микроэлементов в тефре, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	Среднее ± СКО
Li	9	8	8	8	7	6	7.67 ± 1.03
Be	1.4	1.5	1.4	1.3	1.2	1.1	1.32 ± 0.15
B	6	4	6	3.6	3.4	2.8	4.3 ± 1.37
Sc	20	19	18	19	20	24	20 ± 2.1
V	280	200	160	200	150	190	196.67 ± 45.9
Cr	28	37	50	70	60	60	50.83 ± 15.8
Mn	1600	900	900	1000	900	1000	1050 ± 273.86
Co	30	29	30	42	42	50	37.17 ± 8.73
Ni	16	18	22	40	40	50	31 ± 14.13
Cu	120	120	120	110	100	90	110 ± 12.65
Zn	70	100	100	100	90	90	91.67 ± 11.69
Ga	17	18	18	17	16	15	16.83 ± 1.17
Ge	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.85 ± 0.05
As	2	1.7	1.5	1.24	1.22	1.1	1.46 ± 0.34
Se	0.63	0.84	0.59	0.58	0.5	0.65	0.63 ± 0.11
Rb	76	36	35	31	28	25	38.5 ± 18.83
Sr	1000	900	900	900	800	800	883.33 ± 75.28
Y	27	24	23	21	20	20	22.5 ± 2.74
Zr	270	220	210	190	180	170	206.67 ± 36.15
Nb	70	60	60	55	50	46	56.83 ± 8.49
Mo	6	3.5	3.4	3.1	2.8	2.5	3.55 ± 1.26
Ag	1.9	1.2	1.2	1	0.92	0.88	1.18 ± 0.38
Cd	0.13	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14 ± 0.01
Sn	1.3	1.3	1.3	1.1	1	1	1.17 ± 0.15
Sb	0.13	0.12	0.13	0.1	0.09	0.09	0.11 ± 0.02
Te	0.21	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04 ± 0.08
Cs	0.7	0.6	0.06	0.5	0.46	0.42	0.46 ± 0.22
Ba	600	500	500	480	430	400	485 ± 69.21
La	60	60	50	50	40	40	50 ± 8.94
Ce	110	110	90	90	80	80	93.33 ± 13.66
Pr	12	12	12	11	10	9	11 ± 1.26
Nd	50	50	40	40	38	36	42.33 ± 6.12
Sm	8	8	8	7	7	7	7.5 ± 0.55
Eu	2.3	2.4	2.3	2.2	2	2	2.2 ± 0.17
Gd	7	7	7	6	6	6	6.5 ± 0.55
Tb	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.75 ± 0.05
Dy	5	5	4.5	4.2	3.9	3.9	4.42 ± 0.5
Ho	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8 ± 0.09
Er	2.4	2.3	2.2	2	1.9	1.8	2.1 ± 0.24
Tm	0.33	0.31	0.29	0.27	0.25	0.25	0.28 ± 0.03
Yb	2.1	1.9	1.8	1.7	1.56	1.5	1.76 ± 0.22
Lu	0.3	0.28	0.27	0.25	0.23	0.22	0.26 ± 0.03
Hf	5	4	4	4	4	4	4.17 ± 0.41
Ta	2.8	3.9	3.8	3.4	3	2.8	3.28 ± 0.49
W	0.9	0.6	0.7	0.5	0.5	0.4	0.6 ± 0.18
Tl	1.4	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.25 ± 0.56
Pb	7	8	12	5	6	4	7 ± 2.83
Bi	0.04	0.001	0.01	0.001	0.001	0.001	0.01 ± 0.01
Th	9	9	8	7	7	6	7.67 ± 1.21
U	2.5	2.4	2.4	2.1	2	1.8	2.2 ± 0.27

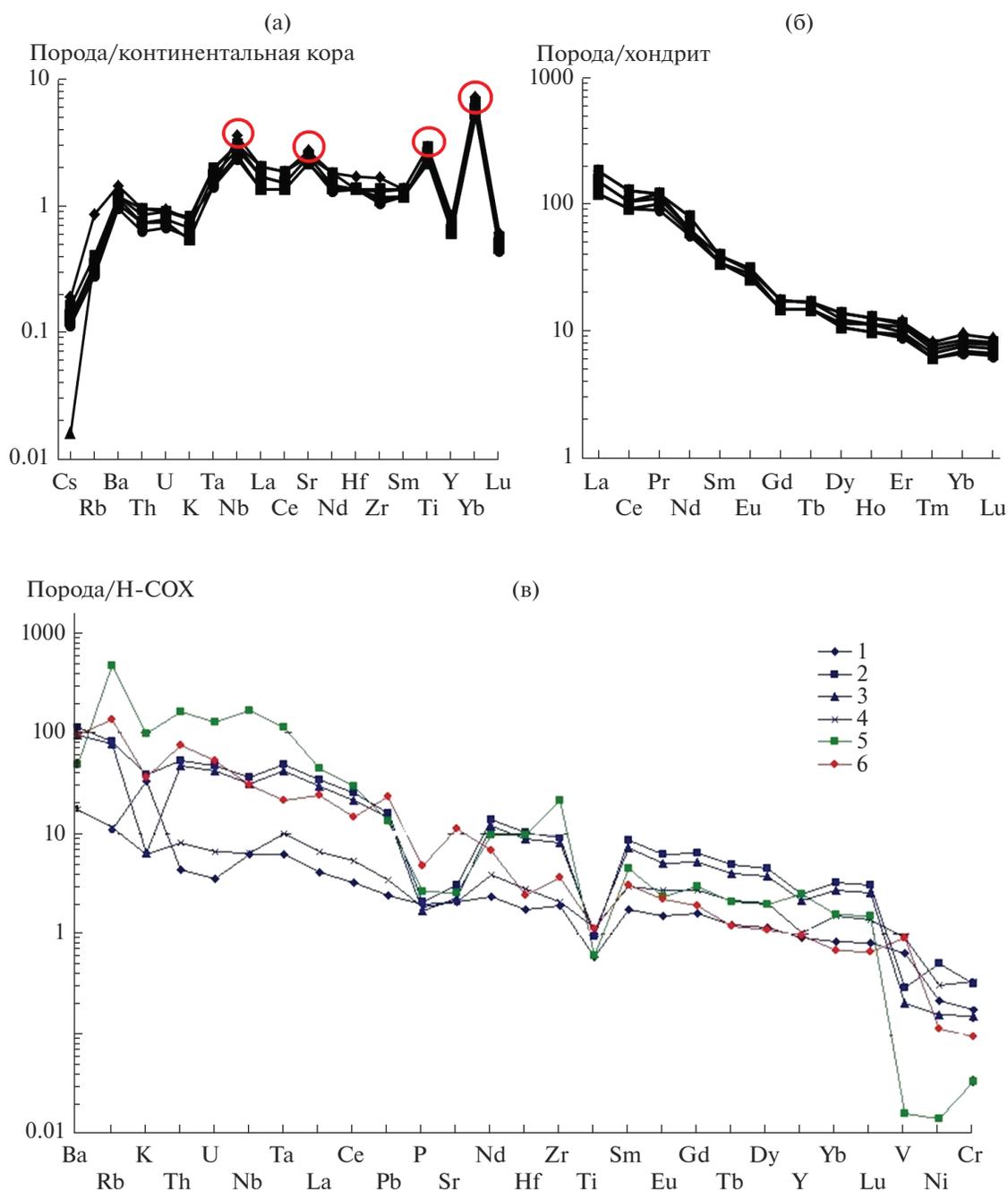


Рис. 8. Тренды содержаний наиболее индикаторных микроэлементов в составе исследуемой тефры, нормированные на континентальную кору (на (а) отмечены элементы с аномально высокими относительными концентрациями), хондрит (б) и N-MORB (в).

тенденцию к снижению в 1.8–4.3 раза, что обеспечивалось сокращением дебита H_2O и N_2 соответственно в 3–9 и 2–6 раз. Содержание остальных газов в пиролизатах возрастало, достигая максимума для H_2 , CO и CO_2 при температуре 800–1000°C, а для углеводородных газов в диапазоне температур 400–800°C. Таким образом, в ходе нагревания состав капсулированных в частицах тефры литогенных газов становился менее

($N_2 + H_2O$)-содержащим и напротив обогащался H_2 , CO , CO_2 и углеводородами. Из этого следует, что именно последняя группа газов наиболее прочно законсервирована в тефре и поэтому имеет больше шансов оказаться первичной.

Обобщение полученных данных (рис. 10) приводит к следующему заключению. С петрологических позиций состав как неорганических, так и

Таблица 4. Химический состав микролитов оливина в тефре, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	Среднее ± СКО
SiO ₂	39.37	35.75	39.24	39.20	37.83	37.49	38.15 ± 1.42
Fe ₂ O ₃	17.33	30.87	16.23	15.55	23.03	25.04	21.34 ± 6.05
MgO	43.30	30.85	43.88	44.87	38.77	36.98	39.78 ± 5.36
MnO	Н.о.	0.53	0.45	0.38	0.37	0.49	0.44 ± 0.07

Примечание. Данные приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 – (Mg_{1.65}Fe_{0.33})_{1.98}[SiO₄] (форстерит); 2 – (Mg_{1.29}Fe_{0.69}Mn_{0.01})_{1.99}[SiO₄] (гортонолит); 3 – (Mg_{1.68}Fe_{0.31}Mn_{0.01})_{1.99}[SiO₄] (форстерит); 4 – (Mg_{1.72}Fe_{0.30}Mn_{0.01})_{2.03}[SiO₄] (форстерит); 5 – (Mg_{1.54}Fe_{0.46}Mn_{0.01})_{2.01}[SiO₄] (форстерит); 6 – (Mg_{1.48}Fe_{0.50}Mn_{0.02})₂[SiO₄] (форстерит-гортонолит).

Таблица 5. Химический состав включений магнетита в тефре (1–5) и органоидах (6, 7), мас. %

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	Среднее ± СКО
Fe ₂ O ₃	84.81	96.08	91.65	90.79	90.96	84.97	88.49	89.58 ± 3.98
Cr ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	1.27	1.28	1.71	Н.о.	Н.о.	0.61 ± 0.77
TiO ₂	13.59	3.92	7.08	7.23	7.33	15.03	11.51	9.38 ± 4.04
MnO	0.83	Н.о.	Н.о.	0.70	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.22 ± 0.37
V ₂ O ₅	0.77	»	»	»	»	»	»	0.11 ± 0.29
Миналы, мол. %	1	2	3	4	5	6	7	Среднее ± СКО
Магнетит FeFe ₂ O ₄	55	88	77	76	75.5	55	65	70.21 ± 12.34
Ульвит Fe ₂ TiO ₄	41	12	21	22	22	45	35	28.28 ± 12.13
Хромит FeCr ₂ O ₄	Н.о.	Н.о.	2	2	2.5	Н.о.	Н.о.	0.93 ± 1.17
Якобсит MnFe ₂ O ₄	3	»	Н.о.	Н.о.	Н.о.	»	»	0.43 ± 1.13
Кулсонит FeV ₂ O ₄	1	»	»	»	»	»	»	0.14 ± 0.38

Примечание. Данные приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 – (Fe_{0.97}Mn_{0.03})(Fe_{1.57}Ti_{0.41}V_{0.02})₂O₄; 2 – Fe(Fe_{1.88}Ti_{0.12})₂O₄; 3 – Fe(Fe_{1.75}Ti_{0.21}Cr_{0.04})₂O₄; 4 – (Fe_{0.98}Mn_{0.02})(Fe_{1.74}Ti_{0.22}Cr_{0.04})₂O₄; 5 – Fe(Fe_{1.73}Ti_{0.22}Cr_{0.05})₂O₄; 6 – Fe(Fe_{1.55}Ti_{0.45})₂O₄; 7 – Fe(Fe_{1.65}Ti_{0.35})₂O₄.

органических литогенных газов, выявленных в исследуемой тефре с Этны, явно коррелируется с составом газов в продуктах корово-мантийных взаимодействий. При этом выявляющийся температурный тренд состава пиролизатов только усиливает картину такого сродства, указывая в части неорганических газов на рост в более высокотемпературных пиролизатах доли СО и СО₂ относительно воды. В части органических газов выявляется, во-первых, преобладание более сложных углеводородов, что свойственно именно глубинным обстановкам, а во-вторых, в ходе ступенчатого нагревания обнаруживается тенденция к существенному усложнению состава этих газов вследствие их смешения.

В целом проведенное исследование состава литогенных газов вполне подтверждает глубинность магматического очага, послужившего источником исследуемой тефры и, разумеется, соответствует выводу о внутриплитной геодинамической природе вулкана Этна.

АБИОГЕННЫЕ ОРГАНОИДЫ

В исследуемой тефре выявлены частицы органоидов черного цвета, оптически непрозрачных, встречающихся как в виде примазок к частицам тефры (см. рис. ба, б), так и в свободном состоянии. По морфологии и внутреннему строению эти частицы подразделяются на два типа – фибриллярные с микрочастками сетчатого строения и глобулярно-чечевицеобразные.

Органоиды первого типа (рис. 11) по частоте встречаемости резко преобладают. Их размеры колеблются в пределах (456 ± 252) × (231 ± 136) мкм (V = 55–60%). Коэффициент удлинения составляет 2.47 ± 1.16 (V = 47%). Фибриллы в частицах имеют толщину 6.7 ± 7.8 мкм (V = 116%). Отсюда число фибрилл в частицах в среднем лежит в пределах 30–40 штук.

Органоиды второго типа (рис. 12) чаще всего наблюдаются в виде примазок к фибриллярным частицам (см. рис. 11а, б). По форме они округ-

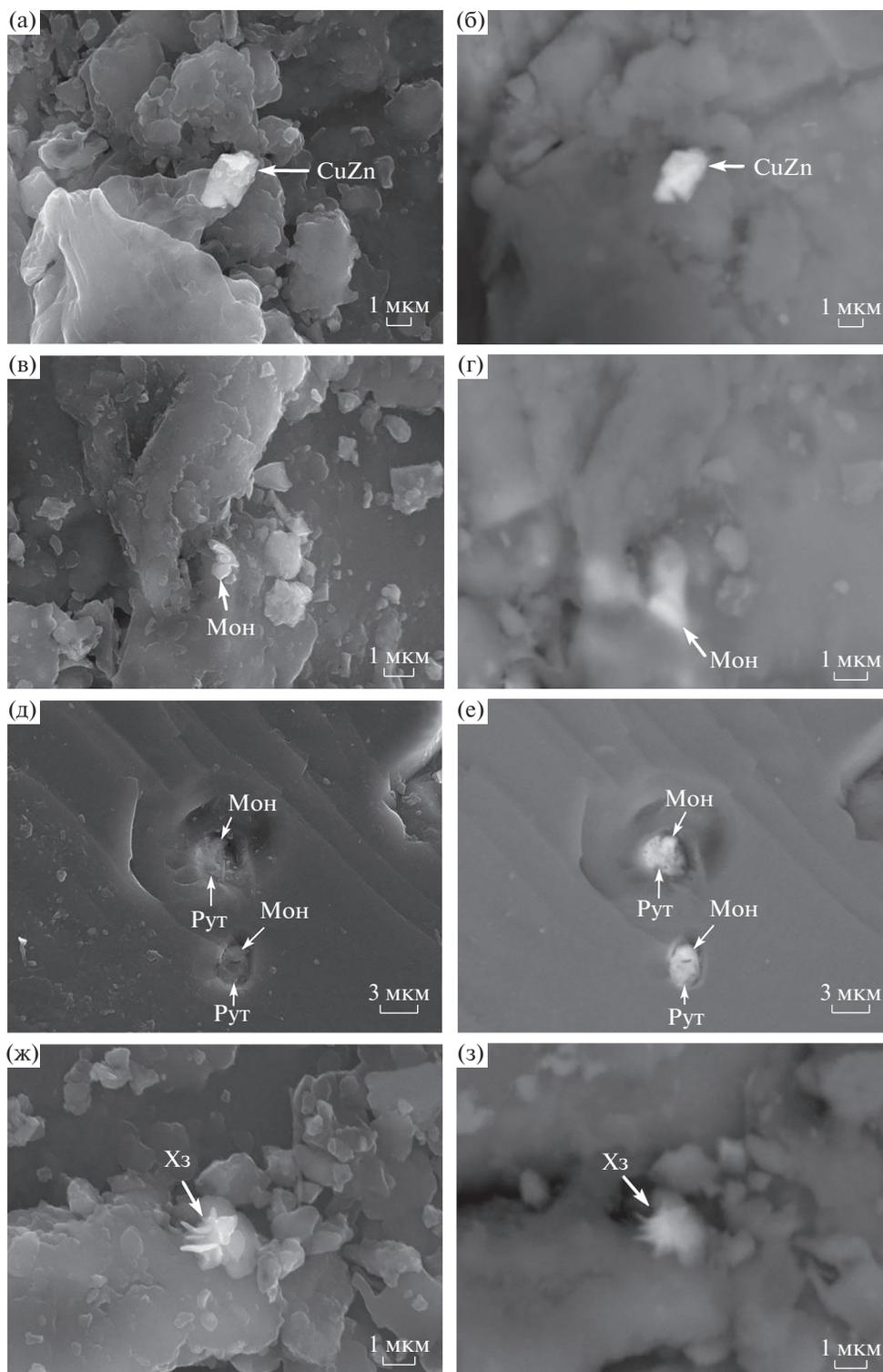


Рис. 9. Акцессорные минералы в исследуемой тефре.

CuZn – латунь, Мон – монацит, Рут – рутил, Хз – ярроуит-спироккопит. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

лые с характерной вогнутостью по центру, с размером $(47 \pm 5.3) \times (31.5 \pm 7.4) \times (9.3 \pm 2.1)$ мкм ($V = 11\text{--}23\%$). Коэффициент удлинения составляет 1.57 ± 0.28 мкм ($V = 23\%$).

Оба типа частиц органоидов насыщены микровключениями вулканического стекла, сходного по составу со стеклом в частицах тефры. Размер включений в частицах фибриллярных органоидов

Таблица 6. Химический состав пиролизатов, полученных в результате ступенчатого нагревания образцов тефры

№ обр	T, °C	H ₂	N ₂	CO	CO ₂	H ₂ O	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	Сумма
1/1	100–400	0	12.9	56.22	101.57	1645	0.135	0.075	0.002	0.125	0.023	1816.05
			0.71	3.1	5.59	90.58	0.007	0.004	0.0001	0.007	0.002	100
1/2	400–600	0.55	3.04	43.31	267.39	661	6.157	4.339	2.248	6.02	2.384	996.438
		0.055	0.305	4.35	26.838	66.336	0.618	0.435	0.226	0.6	0.237	100
1/3	600–800	207	1.68	24.26	122.55	364	9.01	3.245	2.177	3.312	1.291	533.595
		0.388	0.315	4.546	22.967	68.216	1.688	0.608	0.408	0.621	0.242	100
1/4	800–1000	1.3	2.34	40.1	166	189	1.269	0.064	0.009	0.011	0.003	411.796
		3.157	0.568	9.738	40.311	45.896	0.308	0.015	0.002	0.003	0.002	100
2/1	100–400	0	6.5	15.59	68.58	1043	0.041	0.042	0.001	0.111	0.024	1133.889
			0.573	1.375	6.048	91.984	0.004	0.004	0.0001	0.01	0.09	100
2/2	400–600	0.71	1.03	43.6	268.65	840	5.859	4.456	2.441	5.798	2.25	1174.794
		0.06	0.088	3.711	22.868	71.502	0.499	0.379	0.208	0.493	0.192	100
2/3	600–800	1.3	0	13.98	77.35	131	7.869	4.015	2.881	4.08	1.554	244.029
		0.533		5.729	31.697	53.682	3.225	1.645	1.181	1.672	0.636	100
2/4	800–1000	7.47	3.46	74.03	607.68	360	4.985	0.538	0.156	0.221	0.038	1058.578
		0.706	0.327	6.993	57.405	34.008	0.471	0.051	0.015	0.021	0.003	100
3/1	100–400	0	4.56	13.53	50	865	0.044	0.029	0.004	0.064	0.002	933.253
			0.491	1.45	5.358	92.687	0.005	0.003	0.0004	0.006	0.0002	100
3/2	400–600	0.28	0.084	37.74	267.45	721	5.222	4.009	2.257	5.714	2.368	1046.88
		0.027	0.08	3.605	25.547	68.871	0.499	0.383	0.215	0.546	0.227	100
3/3	600–800	2.75	0	20.42	111.25	251	10.531	4.508	3.301	4.64	2.057	410.457
		0.67		4.97	27.104	61.151	2.566	1.098	0.804	1.13	0.507	100
3/4	800–1000	2.61	0	39.85	145.144	106	2.09	0.091	0.018	0.014	0	296
		0.881		13.457	49.116	35.797	0.706	0.031	0.006	0.006		100
4/1	100–400	0	7.29	39.56	52.95	795	0.074	0.026	0	0.071	0	894.971
			0.815	4.42	5.916	88.829	0.009	0.003		0.08		0
4/2	400–600	0	3.93	46.49	284.28	684	4.645	2.688	1.308	3.813	1.596	1032.75
			0.381	4.502	27.526	66.23	0.45	0.26	0.127	0.369	0.155	100
4/3	600–800	2.77	0	25.58	148.57	189	10.327	4.605	3.107	4.796	1.741	390.496
		0.709		6.551	38.046	48.4	2.644	1.179	0.796	1.228	0.447	100
4/4	800–1000	3.59	1.22	72.56	294.79	120	1.909	0.091	0.009	0.013	0	494.182
		0.726	0.247	14.683	59.652	24.282	0.386	0.018	0.002	0.004		100

Примечание. Данные о содержаниях компонентов приведены в мкг/г (сверху) и в % (снизу).

дов варьируется в пределах $(10.9 \pm 8.2) \times (6.4 \pm \pm 4.7)$ мкм, коэффициент удлинения составляет 2 ± 0.8 . Для чечевицеобразных частиц те же параметры оцениваются соответственно как $(4.8 \pm \pm 3.1) \times (2.4 \pm 1.3)$ мкм и 2 ± 0.9 . Таким образом, обнаруживается сходство по форме, но некоторое различие по размеру включений вулканогенного материала в разных типах органоидов. Очевидно, что последнее прямо коррелируется с размерами частиц самих органоидов.

Химический состав вулканических включений в разных типах частиц органоидов практически тождественен, но в сравнении со стеклом в тефре состав включений колеблется в гораздо более узких пределах – от щелочных базальтов и андезибазальтов до трахиандезибазальтов, отвечая в среднем последним (см. рис. 7). Соответственно этому, в стекле рассматриваемых включений содержится несколько больше Al_2O_3 , CaO, Na_2O , но меньше MgO и Fe_2O_3 . Кроме того, выясняется, что по многим порообразующим компонентам

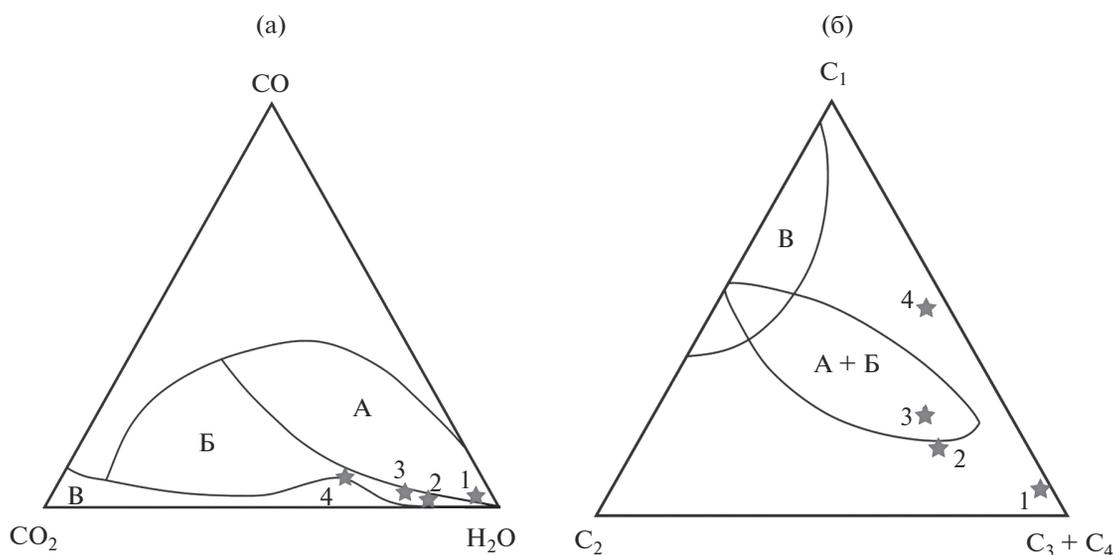


Рис. 10. Петрологические аспекты происхождения литогенных газов в исследуемой тефре.

а – пропорции неорганических газов в мантийно-коровых производных (А – мантийные производные (алмазы), Б – продукты мантийно-коровых взаимодействий (минералы алмазосодержащих парастерезисов), В – коровые производные) [Petrovsky et al., 2008]; б – то же самое для углеводородных газов (С₁ – метан, С₂ – этан, С₃ + С₄ – пропан + бутан). Звездочками показаны составы пиролизатов, полученных при нагревании в интервалах 100–400 (1), 400–600 (2), 600–800 (3) и 800–1000 (4)°С.

(SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, P₂O₅) вулканическое стекло в органоидах однороднее, чем в непосредственно в частицах тephры. По другим компонентам (TiO₂, Fe₂O₃, MgO) – картина обратная. Анализ собственно органоидов указал на значительную примесь в них неорганических компонентов (мас. %): SiO₂ 3.75 ± 3.66; TiO₂ 0.09 ± 0.19; Al₂O₃ 1.79 ± 1.66; Fe₂O₃ 1.12 ± 1.32; MgO 0.23 ± 0.39; CaO 3.11 ± 1.7; K₂O 0.41 ± 0.41; P₂O₅ 0.22 ± 0.48; SO₃ 0.78 ± 0.62; общее содержание – 11.49 ± 7.51. Между всеми основными компонентами рассматриваемой примеси существует сильная прямая корреляция – $r = 0.42–0.96$. Очевидно, что состав и корреляции неорганического вещества в органоидах характеризуют его как тонкодисперсную примесь вулканогенного материала.

Фазовая диагностика органоидов осуществлялась Е.А. Васильевым (Санкт-Петербургский Горный университет) методом рамановской спектроскопии. В отличие от сильно люминесцирующего вещества современного растительного и животного органического вещества [Силаев и др., 2013], исследуемые органоиды дают КР-спектры, в которых на фоне умеренной люминесценции выявляются две значительно уширенные рамановские линии с максимума при 1410–1435 см⁻¹ (FWHM = 150–170 см⁻¹) и 1580–1600 см⁻¹ (FWHM = 100–110 см⁻¹), близкие по своему положению к линиям в спектрах многих углеродистых веществ – соответственно D (A_{1g} – мода колебаний атомов углерода) и G (E_{2g} – мода). Обычно

такого рода спектры интерпретируются как результат рассеяния на ароматических кольцах и на химических связях С=О.

Элементный состав органоидов анализировался на аналитическом СЭМ Tescan VEGA 3 с ЭД-спектрометром X-max50 (мас. %): С = 62.86 ± 7.48; N = 16.07 ± 1.15; O = 21.07 ± 8.34. Эти результаты довольно близки к ранее полученным данным для частиц конденсированных органоидов в продуктах извержения камчатских вулканов [Силаев и др., 2018; Silaev et al., 2018; Силаев и др., 2019a]. Исследованные тем же методом и на том же приборе современные бактерии дали существенно отличный от органоидов результат (мас. %): С = 78.73 ± 4.79; N = 11.41 ± 4.66; O = 9.85 ± 2.61. Кроме того, в сравнении с выявленными в тephре Этны органоидами бактерии оказались гораздо однороднее по содержанию углерода (коэффициент вариации – 6 против 12%) и кислорода (26 против 40%).

По изотопному составу углерода и азота органоиды близки к углеродному веществу, рассеянному непосредственно в тephре Этны (табл. 7), что указывает на их генетическое родство. По изотопным свойствам как тephра, так и органоиды могут быть коррелированы с эндогенным углеродным веществом в современных СОХ [Cartigny, 2005] и углеродом в вулканиках и вулканогенных органоидах на Камчатке (рис. 13). Современные бактерии, микрогрибы и микроводоросли характеризуются существенно иными изотопными параметрами (‰): 1) бактерии – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -19.01 \pm 1.80$,

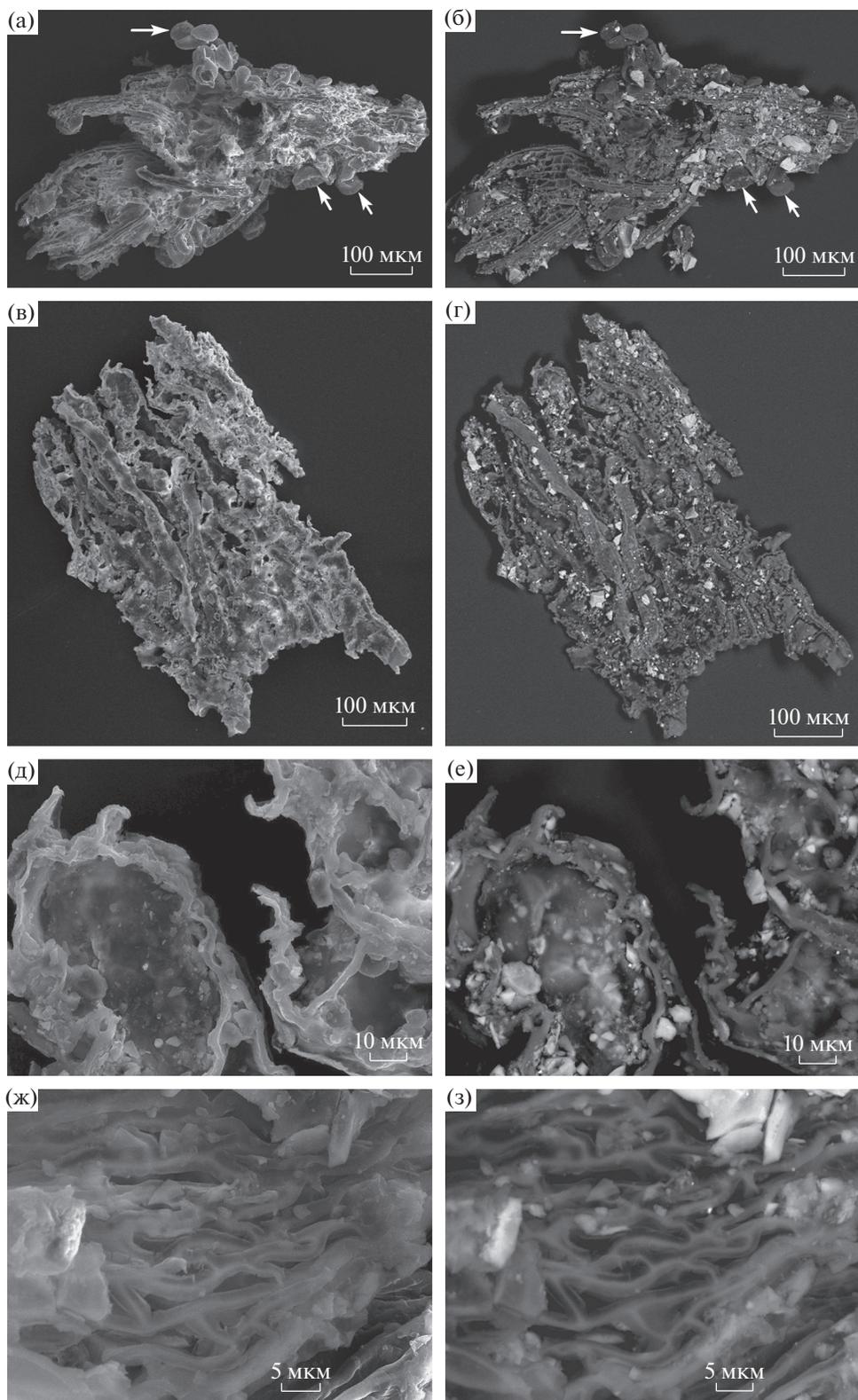


Рис. 11. Морфология частиц фибриллярных органоидов.

Стрелками на (а, б) показаны примазки органоидов глобулярно-чечевицеобразной формы; СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов. Светлые частицы на (б, г, е, з) – загрязнения органоидов микрочастицами вулканического пепла.

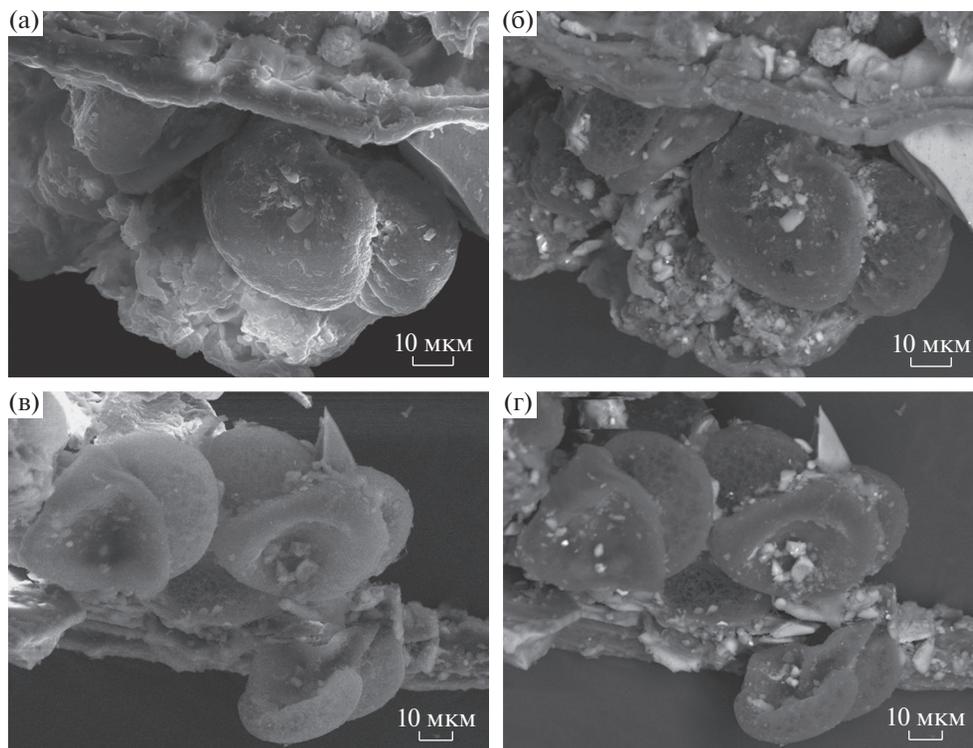


Рис. 12. Морфология частиц глобулярно-чечевицеобразных органоидов. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в) и упруго-отраженных (б, г) электронов. Светлые частицы на б, г – поверхностные загрязнения органоидов вулканическим материалом.

$\delta^{15}\text{N}_{\text{air}} = 6.48 \pm 3.75$; 2) микрогрибы и микроводоросли – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -15.65 \pm 1.35$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{air}} = 1.57 \pm 1.37$.

Таким образом, по КР-спектрам, элементному составу, изотопии углерода и азота выявленные в тефре Этны органоиды существенно отличаются от современных организмов и вполне могут быть признаны абиогенными производными. Выявление таких производных на Этне подтверждает уже сделанный нами ранее вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях современного вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые осуществлены комплексные минерало-геохимические исследования тефры катастрофического извержения в 1669 г. одного из активнейших вулканов Мира – вулкана Этна на Сицилии. Исследованная тефра характеризуется крупно-грубосаммитовым гранулометрическим составом, что свидетельствует о прикратерной локализации пеплового материала. По валовому химическому составу она варьируется от щелочных пикробазальтов до трахибазальтов, отличаясь от лав того же извержения более основным составом. Вулканическое стекло в тефре колеблется по химическому составу в несколько более широком диапазоне – от щелочных пикробазальтов до тра-

хиандезибазальтов, что указывает на некоторую степень раскристаллизованности вещества тефры.

В составе тефры выявлены 50 микроэлементов, суммарное содержание которых составляет 1985 ± 208 г/т. Из диаграмм Th–Hf–Ta, Ta/Nb–Th/Yb и Zr–Zr/Y следует, что исследуемая тефра соответствует вулканизму в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. Тренды содержаний индикаторных микроэлементов, нормированных на континентальную кору, согласуются с аналогичными трендами во внутриплитных базальтоидах. На соответствующих графиках отчетливо наблюдается иттербиевый максимум, указывающий на значительную глубинность генерации магматического материала. По тренду хондрит-нормированных концентраций лантаноидов тефра Этны комплементарна E-MORB, генеральная диаграмма нормированных на N-MORB концентраций указывает на плюмовый внутриплитный характер магматизма. Таким образом, все полученные по тефре геохимические данные дают основание отнести Этну к внутриплитным вулканам с глубинным магматическим очагом. Не исключено, что именно данные по Этне могут послужить эталоном для диагностики вулканов, действующих в условиях внутриплитной геодинамической обстановки.

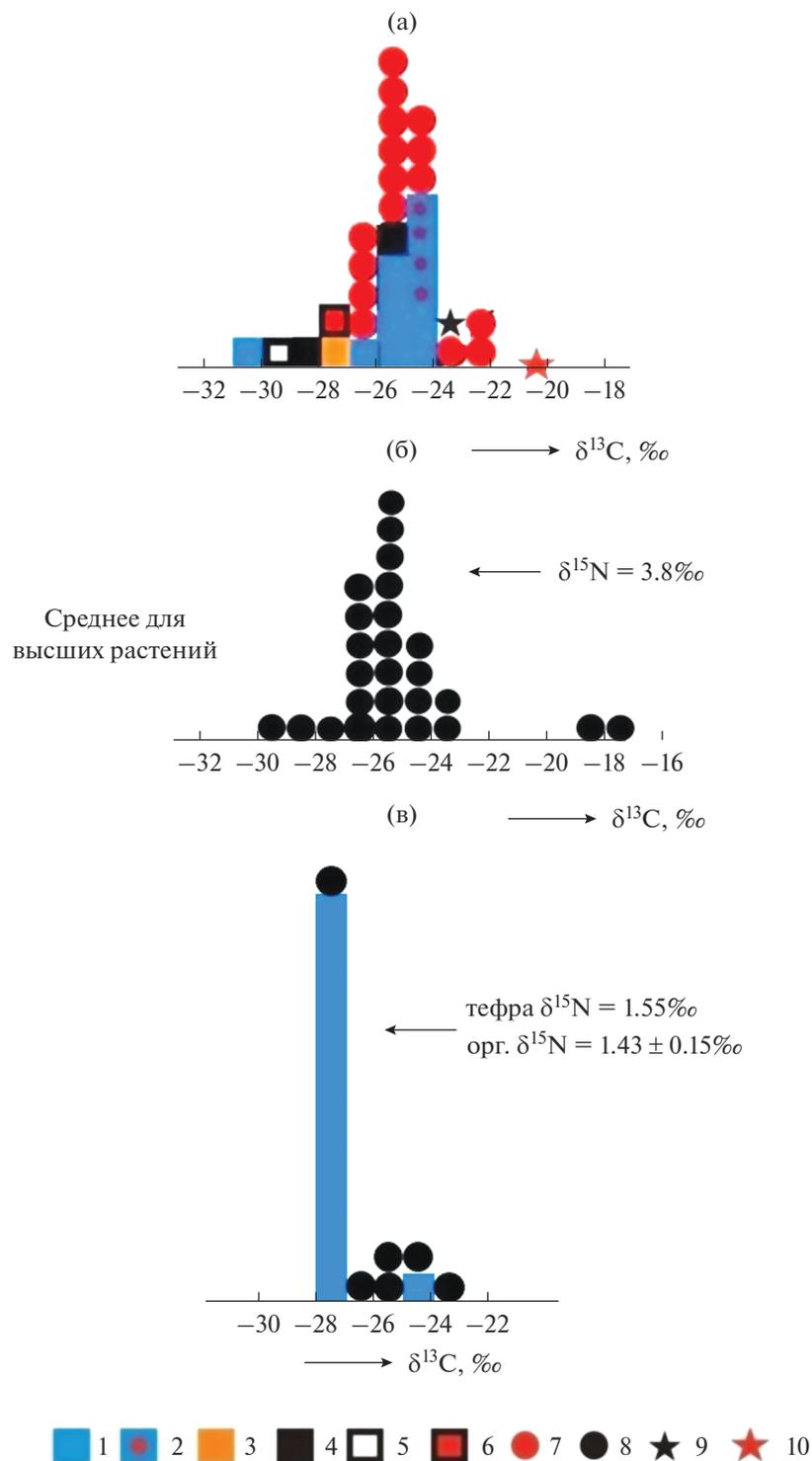


Рис. 13. Изотопный состав углерода, атомарно-рассеянного в продуктах современного вулканизма (а), и углерода и азота в конденсированных вулканогенных органоидах на Камчатке (б), в тefре и органоидах извержения 1669 г. Этны (в). 1 – лавы и пеплы ТТИ-50, тefра с Этны; 2, 3 – алмазосодержащие тefры, соответственно ТТИ-50 и вулкан Ключевской; 4 – битумообразное УВ из пеплов ТТИ-50; 5 – битумообразное УВ с включениями самородного алюминия из пеплов ТТИ-50; 6 – частицы самородного алюминия с включениями микроалмазов, вулкан Ключевской; 7 – толбачинские алмазы; 8 – органоиды из пеплов камчатских вулканов и тefры с Этны; 9 – глобулы диуглерода; 10 – углеродное вещество в метеоритах.

Таблица 7. Изотопный состав углерода и азота в тефре (1–10) и органоидах (11–16), ‰

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{15}\text{N}_{\text{Air}}$
1	–24.11	1.55
2	–27.72	
3	–27.74	
4	–27.88	
5	–27.1	
6	–27.57	
7	–27.9	
8	–27.46	
9	–27.77	
10	–27.26	
11	–27.42	
12	–27.4	
13	–27.25	
14	–27.23	
15	–27.5	
Статистика (среднее \pm СКО)	–27.29 \pm 0.91 (V = 3.3%)	
16	–27.32	1.55
17	–25.15	1.2
18	–27.4	1.6
19	–25.13	1.5
20	–24.89	1.4
21	–23.64	1.3
Статистика (среднее \pm СКО)	–25.59 \pm 1.48 (V = 5.8%)	1.43 \pm 0.15 (V = 10.5%)

Среди микролитов в тефре установлены оливин состава Fo_{65–86}, диопсид, плагиоклазы основного состава, изредка кварц. Характерны также включения Cr–V-содержащего ульвит-магнетита, особенности минерального состава которого свидетельствуют о начале его отсадки на значительной глубине. В качестве микроминералов взрывного происхождения обнаружены рутил, монацит, яроуит-спинокопит (группа халькозина), самородное железо, латунь.

Выявленные в тефре Этны неорганические и органические литогенные газы коррелируются с составом газов в продуктах корово-мантийных взаимодействий. При этом температурный тренд состава пиролизатов в части неорганических газов указывает на рост в наиболее глубоко капсулированных флюидных включениях роли CO и CO₂ относительно воды, а в части органических газов – на преобладание более сложных, чем метан, углеводородов, что свойственно именно глубинным обстановкам.

В исследуемой тефре выявлены частицы абиогенных органоидов, подразделяющиеся по морфологии и внутреннему строению на фибриллярные и глобулярно-чечевицеобразные. Оба типа частиц насыщены тонкодисперсной примесью и микровключениями вулканического стекла, по составу сходного со стеклом в частицах тефры, но варьирующего в значительно более узких пределах – от щелочных базальтов и андезибазальтов до трахиандезибазальтов. По фазовому и элементному составу, изотопии углерода и азота выявленные в тефре Этны органоиды отличаются от современных бактерий, микрогрибов и микродорослей, но близки к абиогенным органоидам в продуктах извержения камчатских вулканов. Последнее подтверждает ранее сделанный нами вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях наземного вулканизма.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Микроэлементный анализ ИСП-МС проводился в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик” в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В.Л., Назаров М.А., Тарасов Л.С.* Минералогия лунного вещества // Записки ВМО. 1979. Ч. 108. № 1. С. 3–14.
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
- Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Взрывная минерализация // Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 241–255.
- Святловский А.Е., Китайгородский Ю.И.* Геодинамическая вулканология. М.: Недра, 1988. 255 с.
- Силаев В.И., Аникин Л.П., Шанина С.Н. и др.* Абиогенные конденсированные органические полимеры в продуктах современного вулканизма в связи с проблемой возникновения жизни на Земле. Сыктывкар: Геопринт, 2018. 128 с.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Минерально-фазовый состав парагенезиса в взрывных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть I. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 5. С. 54–67.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Минерально-фазовый парагенезис в взрывных продуктах современных вулканов. Часть II: Минералы-спутники алмазов толбачинского типа // Вулканология и сейсмология. 2019б. № 6. С. 36–49.
- Силаев В.И., Лютнев В.П., Петровский В.А., Хазов А.Ф.* Опыт исследований природных углеродистых веществ и некоторых аналогов методом рамановской спектроскопии // Минералогический журн. 2013. Т. 35. № 3. С. 33–47.

- Силаев В.И., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др.* Карбонатитовый комплекс необычных горных пород и минерализаций в Восточном Таймыре // Проблемы минералогии петрографии и металлогении. Вып. 19. Пермь, 2016. С. 119–136.
- Силаев В.И., Проскурнин В.Ф., Голубева И.И. и др.* Пелониты – новый тип эндогенных горных пород (о. Бельковский, Россия) // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 125–147.
- Тазиев Г.* На вулканах. Суфриер, Эребус, Этна. М.: Мир, 1987. 263 с.
- Тарасов Л.С., Назаров М.А., Шевалеевский И.Д. и др.* Петрография пород и особенности состава минералов реголита из Моря Кризисов // Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. С. 78–95.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Недра, 1988. 383 с.
- BenAvraham Z., Boccaletti M., Cello G., Grasso M., Lentini F., Torelli L., Tortorici L.* Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo central // Mem. Soc. Geol. Ital. 1990. V. 45. P. 453–462.
- Boynnton W. V.* Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Branca S., Coltelli M., Gropelli G., Lentini F.* Geological map of Etna volcano, 1 : 50000 scale // Italian J. Geosciences. 2011a. V. 130(3). P. 265–291. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.15>
- Branca S., Coltelli M., Gropelli G.* Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy // Italian Journal of Geosciences. 2011b. V. 130(3). P. 306–317. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.13>
- Cartigny P.* Stable U isotopes and the Origin of Diamond // Elements. 2005. V. 1. P. 79–84.
- Chironi C., De Luca L., Guerra I. et al.* Sea Land Group Crustal structures of the Southern Tyrrhenian Sea and Sicily Channel on the basis of the M25, M26, M28, M39, WARR profiles // Bull. Della Soc. Geol. Italy. 2000. V. 119. P. 189–203.
- Correale A., Scribano V., Paonita A. A.* Volcanological Paradox in a Thin-Section: Large Explosive Eruptions of High-Mg Magmas Explained Through a Vein of Silicate Glass in a Serpentinized Peridotite Xenolith (Hyblean Area, Sicily) // Geosciences (MDPI). 2019. V. 9. P. 150. <https://doi.org/10.3390/geosciences9040150>
- Corsaro R.A., Cristofolini R., Patanè L.* The 1669 eruption at Mount Etna: chronology, petrology and geochemistry, with inferences on the magma sources and ascent mechanisms // Bull. Volcanol. 1996. V. 58. P. 348–358.
- De Beni E., Branca S., Coltelli M. et al.* $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotopic dating of Etna volcanic succession // Italian J. Geosciences. 2011. V. 130(3). P. 292–305. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.14>
- Encyclopedia of Volcanoes / Eds H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix, S. McNutt. Academic Press, 1999. P. 1172–1177.
- Finetti I.* Structure, stratigraphy and evolution of central Media terra mean // Bull. DiGeofis. Teor. EAppl. 1982. V. 24. P. 247–312.
- Giampiccolo E., Brancato A., Manuella F.C. et al.* New evidence for the serpentinization of the Palaeozoic basement of southeastern Sicily from joint 3D seismic velocity and attenuation tomography // Geophys. J. Int. 2017. V. 211. P. 1375–1395.
- Guest J.E.* Styles of eruption and flow morphology on Mt. Etna // Memorie Società Geologica Italiana. 1982. V. 23. P. 49–73.
- Humbert F., de Kock M.O., Lenhardt N., Altermann W.* Neoproterozoic to Early Palaeoproterozoic Within-Plate Volcanism of the Kaapvaal Craton: Comparing the Venters-dorp Supergroup and Ongeluk and Hekpoort Formations (Tranvaal Supergroup) // The Achaean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa. Springer Nature Switzerland AG, 2019. P. 277–302.
- Manuella F.C., Scribano V., Carbone S., Brancato A.* The Hyblean xenolith suite (Sicily): an unexpected legacy of the Ionian–Tethys realm // Int. J. Earth Sci. (GR Geologische Rundschau). 2015. V. 104. P. 317–1336.
- Petrovsky V.A., Silaev V.I., Sukharev A.E. et al.* Fluid Phases in Carbonado and Their Genetic Significance // Geochemistry International. 2008. V. 46. № 7. P. 693–710.
- Romano R.* Succession of the volcanic activity in the Etnean area // Memorie Società Geologica Italiana. 1982. V. 23. P. 27–48.
- Scribano V., Sapienza G.B.T., Braga R., Morten L.* Gabbroic xenoliths in tuff-breccia pipes from the Hyblean Plateau: Insights into the nature and composition of the lower crust underneath Southeastern Sicily, Italy // Miner. Pet. 2006a. V. 86. P. 63–88.
- Scribano V., Ioppolo S., Censi P.* Chlorite/smectite-alkali feldspar metasomatic xenoliths from Hyblean Miocene diatremes (Sicily, Italy): Evidence for early interaction between hydrothermal brines and ultramafic/mafic rocks at crustal levels // Ofioliti. 2006b. V. 31. P. 161–171.
- Silaev V., Anikin L., Petrovsky V., Karpov G.* A biogenic organopolymers in products of modern volcanism // Уральский геологический журнал. 2018. № 3. С. 40–51.
- Tonarini S., D'Orazio M., Armenti P. et al.* Geochemical features of Eastern Sicily lithosphere as probed by Hyblean xenoliths and lavas // Eur. J. Mineral. 1996. V. 8. P. 1153–1173.
- Vai G.B.* Crustal evolution and basement elements in the Italian area: Palaeogeography and characterization // Bull. Geofis. Teor. Appl. 1994. V. 36. P. 141–144.
- Vai G.B.* Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2003. V. 196. P. 125–155.
- Wood D.A.* The Application of a Th–Hf–Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Tephra of the Catastrophic Eruption of Etna Volcano in Sicily in 1669: its Petro-Mineral-Geochemical Properties and Geodynamic Aspect

V. I. Silaev^{1,*}, G. A. Karpov^{2,}, L. P. Anikin², V. Skribano³, D. N. Remizov^{4,***}, V. N. Filippov¹,
D. V. Kisileva⁵, B. A. Makeev¹, S. N. Shanina¹, K. V. Tarasov², and S. K. Simakov⁶**

¹*Yushkin Institute of Geology FITZ Komi NC Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

³*University of Catania, Department of biological, geological and environmental Sciences,
Universitetskaya pl., 2, Catania, 57.95129 Italy*

⁴*The Russian scientific research geological Institute name Karpinsky "Rosnedra",
Sredny prosp., 74, VO, St. Petersburg, 199106 Russia*

⁵*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 20016 Russia*

⁶*Innovation Center "Skolkovo" OOO "ADAMANT", Tikhoretsky prosp., 10/1-61, St. Petersburg, 194064 Russia*

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@ksnet.ru

***e-mail: dnr1957@yandex.ru

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

For the first time, comprehensive petrological-mineralogical-geochemical studies of the crater tephra of the catastrophic eruption in 1669 of the Etna stratovolcano in Sicily were carried out. The granulometric, chemical and mineral-phase composition of tephra has been investigated. The content of trace elements in it, the composition of encapsulated lithogenic gases has been determined. According to the data obtained, Etna belongs to intraplate volcanoes with a deep magma chamber. Of particular importance is the identification of volcanogenic organelles in the products of the Etna eruption, which are similar in phase, elemental and isotopic composition to organelles in the diamond-bearing products of eruptions of some Kamchatka volcanoes. This confirms our earlier conclusion about the global development of carbon abiogenesis under the conditions of terrestrial volcanism.

Keywords: Etna, tephra, intraplate volcanoes, trace elements, lithogenic gases, organelles, carbon abiogenesis under volcanic conditions

УДК 551.21

КРИОВУЛКАНИЗМ И ДЕГАЗАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТИТАНЕ, СПУТНИКЕ САТУРНА

© 2021 г. Л. К. Малышева^{а, *}, А. И. Малышев^{а, **}

^аИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

*e-mail: malysheva@igg.uran.ru

**e-mail: malyshev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 04.08.2020 г.

После доработки 26.10.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

В работе рассмотрены распространение, разнообразие и особенности вулканических и дегазационных процессов на Титане, а также проанализированы максимальные газовые концентрации летучих соединений по вертикальному профилю его недр и атмосферы. Показано, что специфика вулканических и дегазационных процессов на Титане обусловлена низкими температурами, своеобразным вещественным составом и повсеместным распространением подповерхностного горизонта жидкости. Вследствие этого обычные (для Земли) формы (крио-)вулканической активности здесь редуцированы, тогда как широко распространены 1) “газлифтинговая дегазация”, формирующая многочисленные небольшие депрессии с повышенным уровнем жидкости и, возможно, являющаяся причиной появления “волшебных островов” в Море Лигеи, а также 2) лимнологические выбросы газообразного метана с последующим интенсивным облакообразованием, развитием метановых бурь и выпадением больших объемов осадков. В свою очередь и газлифтинговая дегазация, и лимнологические выбросы эндогенного метана обусловлены инверсией “конденсат → газ” на глубинах 1–2 км в недрах Титана. Ниже этого уровня эндогенные флюиды представлены практически безгазовыми конденсатами, тогда как выше — начинается их интенсивное вскипание. Сделан вывод о том, что дегазационные процессы являются важнейшим рельефообразующим фактором на Титане.

Ключевые слова: Титан, криовулканизм, дегазация, углеводороды, газлифтинг, лимнологические катастрофы

DOI: 10.31857/S0203030621030044

ВВЕДЕНИЕ

Изучение внеземного вулканизма и его сравнение с земными аналогами имеет большое значение для понимания природы вулканических процессов. В частности, несмотря на разнообразие внеземных проявлений вулканической деятельности, каких бы то ни было признаков тектоники плит, с которой обычно увязывают земной вулканизм, на других небесных телах Солнечной системы не обнаружено. Ранее было показано [Малышева, 2004; Малышев, Малышева, 2009], что дегазационный потенциал небесных тел, соответствующий аккумуляционному в них в процессе аккреции запасу летучих соединений, в первом приближении пропорционален объему небесных тел, а следовательно, уменьшается в кубической зависимости от размера этих тел. С другой стороны, возможность реализации этого потенциала может быть обусловлена как естественными (за счет выделения энергии при гравитационной дифференциации вещества), так и принуждающими (разогрев под воздействием

метеоритной бомбардировки или под воздействием сил приливного трения) процессами. В первом случае происходит быстрое уменьшение масштаба дегазационных процессов, так как кроме общего снижения дегазационного потенциала (в кубической зависимости от размера тел) падает и способность к реализации дегазационного потенциала (за счет уменьшения силы тяжести). Во втором случае, т.е. при развитии дегазационных процессов под внешним воздействием, масштаб этих процессов и их продолжительность зависят еще и от величины внешнего воздействия. Первый случай хорошо иллюстрирует эволюция древнего марсианского вулканизма [Малышев, Малышева, 2003], второй — современный вулканизм Ио (спутник Юпитера). Под воздействием приливного разогрева недр Ио давно потерял основную массу наиболее легко отделяемых летучих (H, H₂O, CO, CO₂ и т.п.), и сейчас вулканический процесс поддерживается дегазацией летучих “второго эшелона”, т.е. более тяжелых соединений (S₂, SO₂, паров Na, K и т.д.) [Малышева,

2004]. Ко второму типу относится и современная активность Титана, стимулируемая приливным разогревом недр из-за его взаимодействия с Сатурном. По определению, вулканизм есть поверхностное проявление магматических процессов, однако, как сказал еще Ф.А Перре, “газ — это активный агент, и магма является его переносчиком”. Поэтому в общем случае вулканическая деятельность может рассматриваться как поверхностное проявление планетарных дегазационных процессов [Малышев, 2000, 2007, 2015; Малышева, 2004].

На Титане установлены (крио)вулканические формы рельефа, есть факты, свидетельствующие о наличии современной эндогенной активности. Однако за все время наблюдений исследователи не смогли обнаружить признаки вулканической активности и однозначно идентифицировать ни одну “горячую” точку. Поэтому работа посвящена специфике (крио)вулканических и дегазационных процессов на поверхности Титана. Ее задачи: проанализировать имеющиеся данные; выявить и устранить причины возникших затруднений в поиске признаков современной активности; в первом приближении охарактеризовать и классифицировать дегазационные и (крио)вулканические процессы на Титане и на их примере проиллюстрировать многообразие дегазационных процессов и их значение как универсальной движущей силы планетарного вулканизма.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В нашей Солнечной системе Титан — единственный спутник с существенной атмосферой, причем единственное кроме Земли небесное тело, обладающее плотной азотной атмосферой и имеющее устойчивую жидкую среду на своей поверхности. Титан — самый крупный спутник Сатурна, его радиус составляет 2575 км. Титан находится на расстоянии ~ 1.43 млрд км (9.5 а. е.¹) от Солнца и ~ 1.22 млн км от Сатурна. Оси собственного вращения Титана и Сатурна практически параллельны и отклонены от оси их вращения вокруг Солнца примерно на 27° . Это обеспечивает на Титане смену времен года “зима—лето” с циклическостью, равной периоду вращения Сатурна вокруг Солнца — 29.5 земных лет. Сутки на Титане делятся 15.9 земных суток. За это время Титан делает один оборот вокруг Сатурна. По сравнению с Землей Титан получает около 1% солнечного теплового потока. При этом до поверхности Титана доходит 10% от того, что получает верхняя часть атмосферы (57% для Земли) [Hörst, 2017]. В результате температура поверхности очень низкая (-180°C). Тем не менее, годовой и суточной

изменчивости в поступлении солнечного тепла вполне достаточно для циклических климатических и метеорологических процессов, в частности для формирования атмосферных потоков, явлений испарения и конденсации как в атмосфере, так и на поверхности. Значение эксцентриситета орбиты Сатурна (0.054) обуславливает асимметрию смены времен года на южном и северном полушариях Титана — южное лето более короткое и жаркое, чем северное: в разгар южного лета полярная атмосфера получает на 1.5 Вт/м^2 больше солнечного потока, чем на пике северного полярного лета [Aharonson et al., 2009].

Средняя плотность Титана равна $1.9 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, масса — $1.34 \times 10^{23} \text{ кг}$ (2% массы Земли), гравитация составляет седьмую часть земной. Из-за сочетания низких температур и гравитации Титан обладает достаточно мощной атмосферой с приповерхностным давлением в полтора раза выше земного. Поверхностные T – P условия Титана близки к тройной точке метана, поэтому на Титане возможен постоянный углеводородный цикл, аналогичный круговороту воды на Земле. Большой объем информации о Сатурне и его спутниках был получен при помощи автоматической межпланетной станции (АМС) Кассини–Гюйгенс, вышедшей на заданную орбиту вокруг Сатурна 1 июля 2004 г. Спускаемый аппарат (СА) Гюйгенс 14 января 2005 г. совершил мягкую посадку на поверхность Титана в районе его экватора, однако спустя 72 мин связь с СА была потеряна. Орбитальная станция (ОС) Кассини исследовала систему Сатурна 13 лет и была разрушена в ходе финального эксперимента по изучению атмосферы Сатурна. Начало работы АМС Кассини–Гюйгенс соответствует лету в южном полушарии Титана и зиме — в северном. Длительные наблюдения, начавшиеся спустя 2 года после зимнего солнцестояния (октябрь 2002 г.), захватили равноденствие на Титане (август 2009 г.) и продолжались вплоть до летнего солнцестояния (май 2017 г.), что позволило изучить климатические изменения в обоих полушариях при смене времен года [Hörst, 2017]. Ниже изложена краткая информация об атмосфере спутника и его поверхности. Более подробный обзор имеющихся данных представлен в работе [Малышева, Малышев, 2020].

АТМОСФЕРА

В составе атмосферных газов [Clark et al., 2010] преобладает азот (95–98%), присутствуют метан (5–1.4%), водород (0.1–0.4%), аргон ($4.3 \times 10^{-3}\%$), этан ($n \times 10^{-3}\%$), ацетилен ($n \times 10^{-4}\%$), пропан ($n \times 10^{-5}\%$), этилен ($n \times 10^{-5}\%$), СО ($n \times 10^{-3}\%$) и СО₂ ($n \times 10^{-6}\%$), вода ($n \times 10^{-6}\%$), среди атмосферных аэрозолей зарегистрированы следы ам-

¹ а. е. — астрономическая единица, среднее расстояние от Земли до Солнца, 149.5 млн км.

миака. В северной полярной области Титана в течение зимы образуется аэрозольное облако цианистого водорода. В небольших концентрациях обнаружены пропилен C_3H_6 , диацетилен C_4H_2 , бензол C_6H_6 , циановодород HCN , метилацетилен CH_3C_2H , цианоацетилен HC_3N , метилцианид CH_3CN , этилцианид C_2H_5CN [Hörst, 2017, табл. 1]. При этом было установлено, что массовые отношения большинства перечисленных соединений увеличиваются с высотой, что характерно для молекул, образующихся вследствие фотохимических реакций на больших высотах. Солнечные фотоны и частицы с высоким уровнем энергии воздействуют на N_2 и CH_4 , запуская реакции диссоциации, ионизации и необратимого разрушения CH_4 с образованием H_2 и сложных органических молекул, таких как углеводороды и нитрилы [Hörst, 2017]. Последующее объединение и гетерогенные химические реакции этих молекул образуют аэрозоли, ответственные за характерный оранжевый цвет Титана и слои дымок. Образование аэрозолей происходит выше 300 км. Ниже 300 км дымка повсеместна. По мере оседания аэрозолей к поверхности, они образуют ядра конденсации для молекул HCN , C_2H_6 и CH_4 в нижних слоях атмосферы. Ниже 80 км аэрозоли представляют собой комбинацию фотохимически генерируемых дымок и конденсированных органических веществ.

Медленное вращение Титана обуславливает перераспределение тепла в виде глобальной циркуляции с восходящим движением в летнем полушарии и нисходящим движением около зимнего полюса. Как и на Земле, большой наклон сатурнианской системы (26.7°) приводит к сезонным колебаниям солнечного воздействия. В отличие от Земли, Титан обычно имеет одну главную ячейку циркуляции (от полюса до полюса). Исключение составляет период равноденствия, когда при смене циркуляции временно сосуществуют две ячейки (от экватора до полюса). Одинокая циркуляционная ячейка эффективно перераспределяет тепло, приводя к относительно небольшому контрасту температуры от экватора к полюсу: температура поверхности асимметрично уменьшается от экватора к полюсам на $3^\circ C$ в направлении зимнего полюса (60° с.ш.) и на $1^\circ C$ в направлении летнего полюса (60° ю.ш.) [Cottini et al., 2012]. Скорости ветра очень низкие (<1 м/с) на поверхности, увеличиваясь до 40 м/с около 60 км над поверхностью спутника, где они начинают уменьшаться, пока не достигнут минимума (5 м/с) около 75 км, потом снова увеличиваются до скоростей 200 м/с около 200 км, а затем уменьшаются до 60 м/с на больших высотах (около 450 км).

В атмосфере Титана присутствуют облака, состоящие из конденсата различных летучих веществ (CH_4 , C_2H_6 , HCN , HC_3N и т.д.). Среди них

выделяются тропосферные (высота до 35 км) конвективные метановые облака и высотные (от 30 до 300 км) стратиформные облака этана и нитрилов. Сезонный цикл существования стратосферного этан-нитрилового полярного облака обусловлен глобальной атмосферной циркуляцией. Этан и нитрилы, образующиеся под воздействием солнечного излучения в летнем полушарии, перемещаются в верхней части стратосферы, где скорость ветра достигает 200 м/с, в остывающее зимнее полушарие. Их охлаждение приводит к конденсации избыточных (по отношению к парциальному давлению насыщения) количеств этана и нитрила, за счет чего и формируется полярное облако.

Конвективные тропосферные облака наблюдались над Южным полюсом, первоначально с помощью земных телескопов с 2001 г. [Schaller et al., 2006], затем при помощи ОС Кассини с 2004 г. [Turtle et al., 2018]. Образование большого скопления облаков в октябре 2004 г. привело к выпадению осадков на Равнине Арракис (Arakis Planitia). Такая активность стала менее распространённой после 2005 г. по мере убывания южного лета. В то же время удлиненные полосы конвективных облаков постоянно наблюдались в средних (иногда в более низких) южных широтах ($\sim 40^\circ - 50^\circ$ ю.ш.) с начала миссии ОС Кассини до конца 2012 г., т.е. значительно позже южного осеннего равноденствия. Эта летняя среднеширотная облачная активность стала неожиданной для первоначальных моделей глобальной атмосферной циркуляции. Ее удалось смоделировать лишь с применением “влажной” физики, учитывающей термодинамику конденсирующегося метана. Тем не менее, использование этих моделей пришло в противоречие с дальнейшим развитием облачной активности в северном полушарии. Вопреки прогнозам на северном полюсе в северное лето погодная картина летнего южного полюса не повторилась – вместо ожидавшейся обширной облачной активности и осадков наблюдались лишь небольшие изолированные облака.

Метановый цикл Титана во многом аналогичен гидрологическому циклу Земли. Однако имеются и существенные различия. Во-первых, несмотря на то, что метан совершает цикл между атмосферой и поверхностью, он также в значительных количествах теряется из атмосферы. Поэтому цикл стабилен в геологических временных масштабах лишь в том случае, если есть источник метана. Второе отличие состоит в том, что на Титане большая часть метана находится в атмосфере, а не на поверхности. Дефицит метана на поверхности усугубляет проблему с его источником для поддержания метанового цикла в геологическом масштабе времени. В качестве гипотетических источников метана рассматриваются: эпизодическая дегазация метана из клатрат-гидратов ледяной

оболочки Титана [Tobie et al., 2006], производство метана путем серпентинизации [Atreya et al., 2006], просачивание метана из малоглубинных подземных резервуаров [Hayes et al., 2008], гидротермальные и криовулканические процессы [Glein, 2015]. С. Хёрст [Hörst, 2017] считает, что отсутствие информации о дополнительном источнике метана ограничивает способность полностью понять метановый цикл на Титане.

В частности, утверждается, что на экваторе обычно недостаточно метана для образования осадков, так как аппаратура СА Гюйгенс определила относительную влажность метана на поверхности ~50% [Niemann et al., 2005, 2010], тогда как в моделях облаков и гроз требуется от 60% (для образования конвективных облаков) до 80% (для гроз, способных вызывать значительные осадки) относительной влажности [Hörst, 2017]. Тем не менее, в низких широтах эпизодически наблюдались сильные штормы [Schaller et al., 2009], один из которых привел к обширным изменениям поверхности, предположительно в результате выпадения большого количества метановых осадков [Turtle et al., 2011b].

ПОВЕРХНОСТЬ

Состав поверхности Титана остается плохо изученным. На месте посадки СА выявлены следы испаряющегося метана, этана (C_2H_6), ацетилена (C_2H_2), циана (C_2N_2) и углекислого газа (CO_2), при этом испарение метана, по мнению исследователей [Niemann et al., 2010], свидетельствует о наличии недавно выпавших метановых осадков. Проблемы изучения поверхности Титана дистанционными методами обусловлены его протяженной, плотной и туманной атмосферой, насыщенной метаном. Прямое наблюдение поверхности возможно только с помощью радара и спектроскопии на нескольких специфических частотах в ближнем инфракрасном диапазоне, где поглощение метана слабое. Тем не менее, дистанционными методами зондирования на поверхности Титана обнаружены отложения твердого бензола (C_6H_6), твердого и/или жидкого этана (C_2H_6) или метана (CH_4) [Clark et al., 2010], твердого ацетилена (C_2H_2) [Singh et al., 2016]. Еще одним вероятным материалом поверхности считается водяной лед, однако его обнаружение остается дискуссионным [Hörst, 2017]: ряд исследователей обнаруживают в спектрах признаки его присутствия [Solomonidou et al., 2018; Griffith et al., 2019], другие утверждают, что эти особенности могут быть объяснены углеводородами или нитрилами [Clark et al., 2010; Nixon et al., 2016].

Согласно недавно составленной глобальной геоморфологической карте масштаба 1 : 20000000 [Lopes et al., 2020], на поверхности Титана выде-

ляются шесть основных геологических единиц: равнины (65% поверхности), дюны (17%), холмистый (hummocky) рельеф (14%), озера (1.5%), лабиринтный рельеф (1.5%) и ударные метеоритные кратеры (0.4%). Среди равнин по данным картирования 1 : 800000 [Malaska et al., 2016] наиболее распространены недифференцированные равнины — однородные (в масштабах от сотен до тысяч километров) радар-темные области, обширные, относительно невыразительные и имеющие низкий рельеф. Отсутствие флювиальных особенностей на этих равнинах в масштабе наблюдений Кассини, по мнению исследователей [Lopes et al., 2020], свидетельствует либо об их пористой поверхности, не способной поддерживать большие интегрированные каналы, либо о захоронении старых сетей каналов под поверхностными отложениями этих равнин.

Дюны формируют обширные поля в экваториальном поясе Титана, в пределах $\pm 30^\circ$ по широте и почти повсеместно по долготе, за исключением области Ксанаду (Xanadu, 70° – 140° в.д.). Они имеют ширину 1 км, междюнное расстояние 1–3 км, длину от многих десятков до нескольких сотен километров и высоту порядка 100 м [Rodríguez et al., 2014]. Спектры дюнных полей соответствуют “песку”, в котором преобладают твердые органические вещества, в частности бензол [Clark, 2010] и ацетилен [Singh et al., 2016].

Холмистый рельеф представлен горными цепями и изолированными возвышенностями. Наибольшую площадь эта единица рельефа имеет в области Ксанаду. В других местах фрагменты этого рельефа представлены в виде локально изолированных пиков или хребтов (обычно менее 30 км^2). Анализ спектральных данных указывает на относительно высокую водно-ледяную составляющую в породах этого рельефа, что согласуется [Lopes et al., 2020] с представлениями о холмистом рельефе, как об обнаженных остатках ледяной оболочки Титана, частично покрытых осадками органических соединений из его атмосферы.

Лабиринтные ландшафты расположены в основном в высоких широтах, занимают возвышенное положение по отношению к окружающим территориям, повсеместно сильно рассечены флювиальной эрозией, и в составе их поверхности доминируют твердые углеводороды [Lopes et al., 2016; Janssen et al., 2016]. Лабиринты всегда соседствуют с недифференцированными равнинами, в то время как многие недифференцированные равнины никак не связаны с лабиринтами. Основной особенностью лабиринтных ландшафтов являются каналы. Однако лишь несколько каналов, наблюдаемых в лабиринтах, выходят на соседние недифференцированные равнины, где они становятся более узкими и исчезают.

Озерный рельеф включает в себя озера и моря, которые могут быть либо сухими, либо заполненными жидкостью, преимущественно углеводородной. Он имеет существенное значение для понимания особенностей дегазационных процессов на Титане и поэтому более подробно будет рассмотрен ниже.

Очень малая распространенность метеоритного кратерного рельефа свидетельствует об относительной молодости поверхности Титана [Lopes et al., 2020]. С высокой степенью достоверности на ней были идентифицированы лишь 23 кратера диаметром более 20 км. Из этого следует, что на поверхности Титана ударные кратера сохраняются в течение не более нескольких сотен миллионов лет. Распределение кратеров также показывает, что самые старые поверхности расположены вблизи экватора, а самые молодые поверхности — вблизи полюсов, где наблюдается почти полное отсутствие кратеров. Большинство кратеров имеют признаки эрозии в результате эоловых и флювиальных или плювиальных процессов. Спектры излучения с кратерной поверхности согласуются с ледяными материалами, выброшенными при ударе. Их предполагаемый состав — коровой водяной лед или смесь корового водяного льда и органических материалов.

Снимки, полученные при спуске СА Гюйгенс, не обнаружили каких-либо значительных объемов жидкости, однако рельеф поверхности явно свидетельствовал о воздействии жидкости — топографические особенности, напоминающие береговую линию с речными протоками, вырезанными на низких холмах [Tomasko et al., 2005]. Поверхность на месте посадки представляет собой окатанную гальку размером 4–15 см в мелкозернистом влажном субстрате [Niemann et al., 2005; Lorenz et al., 2008].

На Титане широко распространены флювиальные формы рельефа [Langhans et al., 2012]. В нескольких местах имеются высокоразвитые сети с длиной каналов до 1200 км и шириной до 10 км, тогда как отдельные долины неравномерно разбросаны по всем широтам. Они часто встречаются в горных районах. Экваториальные дюнные поля и недифференцированные равнины в средних широтах, напротив, почти полностью свободны от долин. Следы флювиальной активности на всех широтах Титана свидетельствуют о климатических условиях с по меньшей мере эпизодическими осадками. Данные о разветвленных (дендритных) долинах возле места посадки СА Гюйгенс [Langhans et al., 2012] уникальны тем, что получены с высоким пространственным разрешением. С орбиты они не видны. Это узкие ветвящиеся каналы, берущие начало на яркой горной местности и направленные на более темные низины. Резко очерченная граница темной области расце-

нивается как “береговая линия” бывшего моря или озера, которое со временем высохло. Ширина каналов меняется от 17 до 250 м при длине до 15 км.

Радарное зондирование поверхности Титана с борта ОС Кассини выявило в полярных регионах порядка 580 пятен, сильно поглощавших радиоволны, имевших круглые или неправильные очертания и морфологическое сходство с озерами. Эта совокупность данных позволила подтвердить наличие на Титане углеводородных озер [Stofan et al., 2007]. Наиболее крупные, заполненные жидкостями депрессии, назвали морями — Море Кракена (Kraken Mare), Море Лигеи (Ligeia Mare) и Море Пунги (Punga Mare). Крупные озера и моря Титана обладают дендритными контурами и связаны с речными каналами. Северные моря Титана имеют береговые линии, которые включают неглубокие заливы с хорошо развитыми затопленными речными долинами [Stofan et al., 2007].

Большинство озер Титана представляют собой небольшие депрессии с четким контуром (sharp-edged depressions, SED), которые морфологически отличаются от крупных широких депрессий с пологими склонами [Hayes et al., 2017]. SED имеют относительно ровное дно, значительную глубину (до 600 м) и не имеют видимых (на уровне разрешения) каналов притока или оттока. Почти все SED с площадью более 750 км² (как заполненные, так и пустые) имеют края, приподнятые на высоту порядка сотни метров [Hayes, 2016; Hayes et al., 2017]. Это обрамление имеет крутые склоны (более 45° снаружи и практически вертикальные внутри) и ширину 1–5 км. Отсутствие идентификации подобного обрамления для более мелких депрессий, как считают исследователи, может быть следствием недостаточного разрешения наблюдений (1 км и более). Часть небольших депрессий имеет почти круглую форму диаметром от 10 до 30 км, с заглубленным дном, часто на разных уровнях. Этот морфологический тип признаков интерпретируется как карстовые воронки [Cornet et al., 2015] или вулканические кратеры [Wood, 2015]. Почти всегда рядом с кратероподобными депрессиями находятся другие, имеющие неправильную форму. Присутствуют также депрессии сложной формы, некоторые с кратероподобными краями. Исследователи [Wood, 2015] считают, что эти неправильные депрессионные формы рельефа образовались из множества меньших оригинальных депрессий. Часто соседние депрессии связаны друг с другом вмещающими жидкостями. Это дает основания исследователям считать, что стенки депрессий состоят из рыхлого легко разрушающегося материала.

Моря Титана по площади представляют 80% всех заполненных жидкостью поверхностей (Море Кракена — 500 тыс. км², Море Лигеи — 130 тыс. км²,

Море Пунги – 61 тыс. км² [Hayes, 2016]). Вблизи южного полюса расположены четыре широкие депрессии, подобные северным морям, но преимущественно сухие. В пониженной части одной из них расположено Озеро Онтарио (Ontario Lacus), самая большая наполненная жидкостью депрессия на юге. Интерпретируемые береговые линии пустых морей показывают аналогичную северным морям морфологию – большие дренажные каналы и палеоостровные структуры по их периметру [Birch et al., 2017]. Совокупность этих фактов позволяет [Hayes et al., 2014; Birch et al., 2017] считать, что широкие депрессии юга представляют собой палеоморя.

Аппаратный комплекс ОС Кассини позволил измерить глубину озер и морей Титана. Наибольшая глубина Моря Лигея составила около 160 м [Mastrogiuseppe et al., 2014], Озера Онтарио – 90 м. По предварительным оценкам [Hayes, 2016] состав Моря Лигеи соответствует смеси 71% CH₄, 11% C₂H₆ и 18% N₂, Озера Онтарио – 47% CH₄, 40% C₂H₆ и 13% N₂. Измерения ОС Кассини показали, что поверхности жидкости всех трех морей соответствуют одному эквипотенциальному уровню, находящемуся на расстоянии 2.57 тыс. км от центра масс Титана. Единый уровень поверхности свидетельствует о наличии гидравлической связи жидкости в морях Титана [Hayes et al., 2017]. Более того, дно пустых бассейнов в непосредственной близости от моря всегда выше единого уровня жидкости морей. В более удаленных районах донные поверхности пустых бассейнов находятся выше уровня местных заполненных жидкостью озер. Эти наблюдения позволили [Hayes et al., 2017] предположить, что присутствие или отсутствие озера контролируется поверхностью жидкого горизонта, а возможные отклонения этого уровня от уровня морей Титана могут быть обусловлены наличием локальной непроницаемой границы в пределах данного региона. Сведения о связи между региональными топографическими бассейнами отсутствуют.

Сухие или заполненные жидкостью моря и озера, а также речные каналы свидетельствуют о наличии активного “гидрологического” цикла на Титане, аналогичного циклу Земли, с обменов между недрами (грунтовые жидкости), поверхностью (озера, моря и речные каналы) и богатой метаном атмосферой Титана, где с помощью приборов ОС Кассини были обнаружены конвективные облака и единичные интенсивные ливни [Turtle et al., 2011b]. Несмотря на то, что метан совершает цикл между атмосферой и поверхностью, он в значительных количествах расходуется в атмосфере в фотохимических реакциях, формируя углеводородное многообразие отложений на поверхности Титана. В геологических временных масштабах “гидрологический” цикл на Титане

возможен лишь в том случае, если есть постоянный источник метана, восполняющий его потери. Этим источником мог бы быть первоначально предполагавшийся азот-метан-этановый океан на поверхности. Однако основная масса метана сконцентрирована именно в атмосфере. Поэтому исследователи вынуждены предполагать поступление метана в атмосферу из гипотетических глубинных резервуаров углеводородов [Tobie et al., 2006; Choukroun, Sotin, 2012; Faulk et al., 2019]. Вещ этим предположениям придают имеющиеся данные о дегазационных процессах на Титане.

ДЕГАЗАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

О сохраняющейся активности недр Титана свидетельствует наличие в составе атмосферы метана, радиогенного аргона, а также, возможно, избыток водорода относительно фотохимических моделей его образования, отмечаемый исследователями [Hörst, 2017] в верхних частях атмосферы. Метан участвует в необратимых химических реакциях фотолиза и должен был распадаться в течение ~10–100 млн лет [Yung et al., 1984 и др.]. Однако он не только присутствует в атмосфере, но имеет устойчивое увеличение концентрации к поверхности, что рассматривается как подтверждение его поступления из недр [Niemann et al., 2005] вследствие эндогенной дегазации. Помимо этого, в тропосфере ниже 18 км был обнаружен радиогенный ⁴⁰Ar, представляющий собой продукт распада ⁴⁰K с периодом полураспада 1.28 млрд лет. Поскольку сам калий не обнаружен ни в составе атмосферных соединений, ни на поверхности, то единственным источником атмосферного радиогенного аргона, присутствующего в концентрации 43 г/т, могут служить недра Титана [Niemann et al., 2005].

Криовулканизм – одно из проявлений современных дегазационных процессов на объектах Солнечной системы. Наблюдения ОС Кассини [Iess et al., 2012] показывают наличие приливных деформаций коры Титана, которые можно объяснить существованием под поверхностью слоя с высоким содержанием жидкости, основным компонентом которой, по мнению исследователей, является вода. Этот слой рассматривается в качестве источника для криовулканических процессов. Более того, на поверхности Титана присутствует большое количество объектов потенциально криовулканического происхождения [Lopes et al., 2013]. В частности, убедительным свидетельством криовулканизма могут служить особенности в регионе Сотра Патера (Sotra Patera) и потоки в Области Хотей (Hotei Regio). В регионе Сотра Патера в качестве криовулканических объектов рассматриваются две вулканические горы – Дум (диаметр ~70 км, высота 1.45 км) и Эребор (Erebog, диаметр 40 км, высота более 1000 м), глубокая

некруговая депрессия (Сотра Патера), Поток Мохини (Mohini Fluctus) протяженностью ~180 км, который, по-видимому, вытекает из горы Дум, а также ряд неправильных депрессий, интерпретируемых как структуры обрушения между двумя горами, и потоки, окружающие Эребор. Депрессия Сотра Патера (18 × 30 км) морфологически напоминает кальдеры и другие вулканические отрицательные формы рельефа, такие как маары и кратерные ямы, но она очень глубокая (1700 м). Криовулканические формы рельефа распространены на поверхности Титана не повсеместно, а локализуются в основном между 30° и 60° с.ш. [Lopes et al., 2010].

Тем не менее, за все время наблюдений не только не смогли обнаружить признаки вулканической активности, но на сегодняшний день не была однозначно идентифицирована ни одна горячая точка. Этот факт исследователи [Lopes et al., 2013] объясняют следующими причинами: 1) криовулканические процессы могут быть редкими; 2) разрешение радиометра составляет 5 км, поэтому усредненная по площади радиометра тепловая характеристика горячей точки может остаться незамеченной; 3) обогащенная водой криолава на поверхности Титана будет быстро остывать по сравнению с интервалом между наблюдениями ОС Кассини, поэтому свежие потоки криолавы могут быть трудными для обнаружения, если не наблюдается активное извержение; 4) но даже в случае совпадения радиометрических наблюдений с активным извержением криолавы, высокая диэлектрическая проницаемость водных криолав будет смягчать эффект потенциального теплового события.

К перечисленным выше причинам можно добавить еще одну: по нашему мнению, команда Розали Лопес недооценивает многообразие дегазационных процессов и их возможный спектр применительно к Титану (рис. 1). В качестве вулканических/криовулканических процессов исследователи рассматривают интенсивное поступление из недр сквозь твердую среду жидкого или газообразного вещества с достаточно высоким контрастом по температуре (обеспечивающим наличие тепловой аномалии). Этот подход оправдан для субаэрального вулканизма Земли, серного вулканизма Ио (спутник Юпитера) и криовулканизма Энцелада (спутник Сатурна). Однако даже в случае высокотемпературного силикатного вулканизма Земли обнаружение тепловых аномалий становится практически невозможным в субмаринных условиях или в условиях перекрывающих ледовых толщ [Loose et al., 2018]. В частности, хорошо известно описание Г. Тагиева [1980] спокойного течения лавового потока вулкана Ньямлагира по дну оз. Киву: бурное кипение наблюдалось лишь в месте впадения потока в озеро,

далее тепло лавового потока рассеивалось в огромном объеме воды озера.

Неучтенная исследователями специфика Титана обусловлена: 1) наличием одного или нескольких жидкостных горизонтов, имеющих глобальное или региональное распространение; 2) повышенной плавкостью вмещающих пород за счет легкоплавких углеводородов поверхности; 3) пониженным температурным контрастом (по отношению к вмещающим породам) инжецируемого глубинного вещества. Из-за низкой плотности Титана, по существующим оценкам [Дунаева и др., 2016], силикаты могут находиться лишь на глубинах более 1000 км, тогда как на меньших – водноледяная оболочка (высокотемпературные льды, внутренний океан, внешняя ледяная кора). Поэтому инъекции высокотемпературного вещества на Титане практически исключены. Напротив, любое внедрение глубинного горячего вещества должно сопровождаться плавлением вмещающих пород, смешением их вещества с внедряющимися расплавами и соответствующим понижением температурного контраста. Сочетание жидкостных близповерхностных горизонтов с выходящими на поверхность криовулканическими каналами обеспечивает идеальные условия для перемещения летучих соединений.

В первом приближении специфика криовулканических дегазационных процессов на Титане сопоставима с дегазационными процессами в кратерных и/или термальных озерах Земли, например в оз. Шампейн-Пул (Champagne Pool, Новая Зеландия), получившем свое название благодаря обильному выделению углекислого газа. Вполне вероятно, что на Титане этим процессам соответствует эпизодическое появление “волшебных островов” (неоднородностей поверхности) в двух областях Моря Лигеи [Hofgartner et al., 2016]. Обе области регистрировались ОС Кассини с высоким разрешением 6 раз. В 4 случаях какие бы то ни было неоднородности на поверхности Моря Лигея отсутствовали, тогда как в 2 случаях в одной из областей был обнаружен “волшебный остров”, имевший общую площадь 40 км² при пролете 10.07.2013 г. и 145 км² при пролете 21.08.2014 г. При пролете 21.08.2014 г. был обнаружен еще один “волшебный остров” на расстоянии 270 км от первого, имевший площадь 322 км². В качестве одной из причин образования “волшебных островов” исследователи рассматривают концентрацию пузырьков газа, но отдают предпочтение волнам на поверхности моря по той причине, что последние чаще наблюдаются на водных поверхностях Земли. Аналогичный эффект могут создавать также частицы льда, образующегося в холодных поверхностных условиях из наиболее тугоплавких компонентов эндогенных потоков жидкости (см. рис. 1, II).

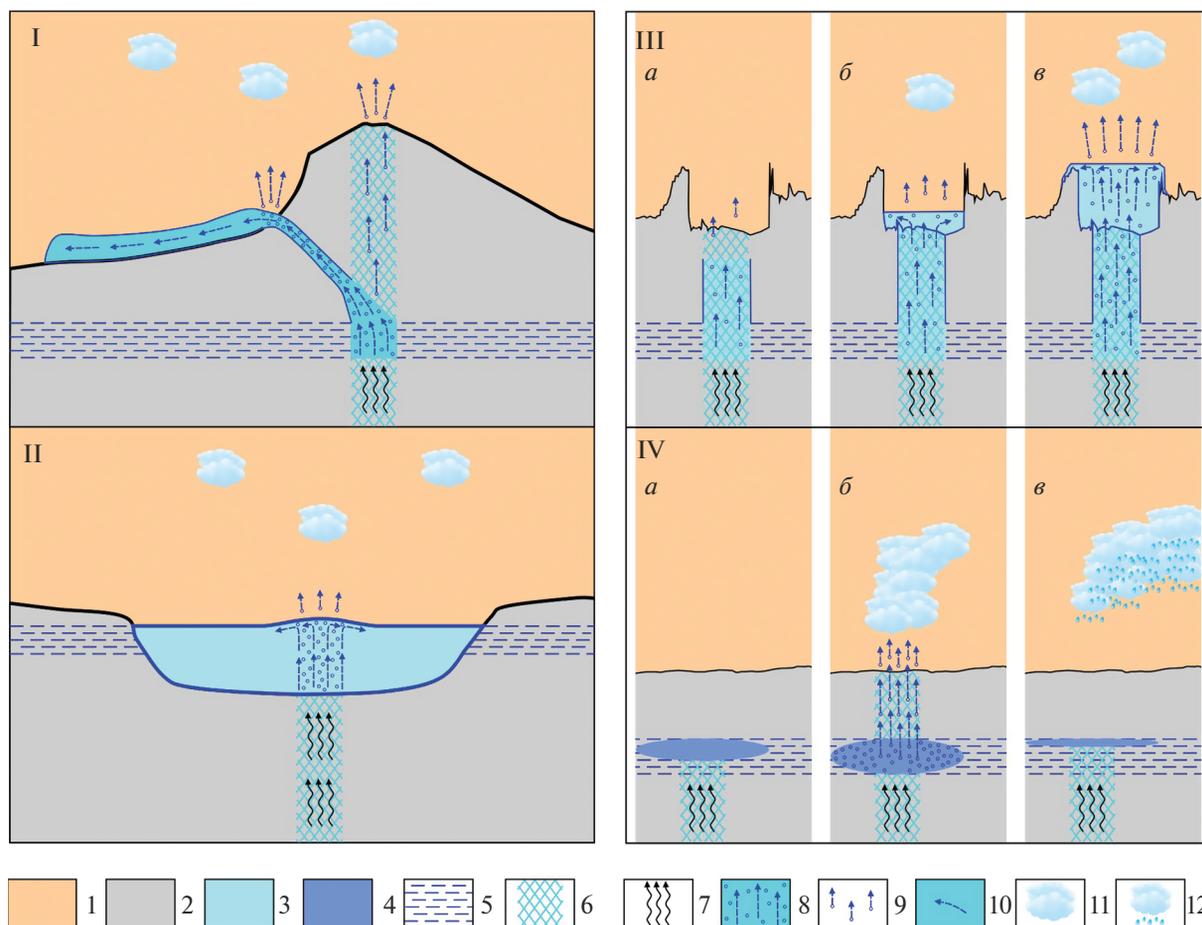


Рис. 1. Особенности дегазационных процессов в условиях Титана.

I – криовулканизм; II – газлифтинговая дегазация в крупных бассейнах жидкости (дегазация “волшебных островов”); III – газлифтинговая дегазация сквозь малые бассейны жидкости (SED-дегазация): *a* – низкая активность (сухие депрессии), *б* – умеренная активность, *в* – максимальная активность (изливы и намораживание оконтуривающей кромки); IV – дегазация эпизодических лимнологических выбросов: *a* – накопление потенциально летучих компонентов в сжиженном состоянии в подповерхностных условиях, *б* – выброс (объемное вскипание летучих компонентов в подповерхностном резервуаре под воздействием эндогенного тепла и заложения декомпрессионных трещин), *в* – интенсивные осадки, залечивание декомпрессионных трещин и возобновление накопления летучих соединений в сжиженном состоянии. 1 – атмосфера, 2 – коровые льды, 3 – резервуары жидкости, 4 – сжиженные потенциально летучие соединения, 5 – подповерхностный жидкостный горизонт, 6 – зоны проницаемости, 7 – эндогенные флюидные потоки, 8 – газлифтинговые потоки, 9 – потоки газа, 10 – потоки жидкости, 11 – конденсация, 12 – атмосферные осадки.

Еще одна особенность дегазационных процессов в кратерных и/или термальных озерах – пониженная плотность жидкости, насыщенной пузырьками газа, что обеспечивает подъем эквипотенциальной поверхности жидкости на участках максимального потока газа даже в пределах единого бассейна. Более того, дополнительный подъем уровня жидкости возможен благодаря ее вовлечению в движение газового потока (эффект газлифтинга), что обуславливает повышение уровня в дегазационных бассейнах на пиках газовой активности и нередко приводит к их переполнению и изливам избыточной жидкости за пределы кратера/бассейна. Эта особенность протекания дегазационных процессов сквозь жидкостную среду соответствует данным об уровне жидкости и мор-

фологии озер Титана, расположенных в небольших депрессиях (SED) (см. рис. 1, III). Именно для этих озер установлен факт превышения уровня жидкости на несколько сотен метров над общим уровнем морей Титана [Hayes et al., 2017], что, собственно, и вынуждает исследователей предполагать наличие нескольких эквипотенциальных жидкостных горизонтов на Титане. Приподнятое, узкое и крутосклонное обрамление SED обусловлено эпизодическим газлифтинговым повышением уровня жидкости в депрессиях, их переполнением и изливами вмещающей жидкости за пределы обрамления. При этом на гребне обрамления происходит намораживание тех компонентов жидкости, для которых температура плавления превышает поверхностную температу-

ру, а T – P условия насыщенных паров в условиях поверхности исключают или затрудняют сублимацию. Все остальное вещество изливов впитывается в грунт, испаряется и/или сублимирует. Именно вымораживание наиболее тугоплавких компонентов из изливающегося вещества обуславливает наращивание и крутосклонность приподнятого обрамления SED. Округлая форма заглубленного дна SED, часто в виде системы вложенных воронок, находящихся на разных уровнях, связана с проплавлением коровых льдов Титана восходящими газлифтинговыми потоками. Это можно рассматривать и как термальный карст, и как слабоконтрастный криовулканизм, что объединяет две приведенные выше [Cornet et al., 2015; Wood, 2015], казалось бы, антагонистические точки зрения.

Третья особенность протекания дегазационных процессов сквозь жидкостную среду – возможность накопления в сжиженном виде (под гидростатическим давлением вышележащих толщ) больших количеств потенциально летучих эндогенных компонентов и последующего бурного газообразования вследствие даже незначительных нарушений равновесия (повышения температуры и/или уменьшения давления). В условиях Земли эти процессы соответствуют так называемым лимнологическим катастрофам – внезапным выбросам больших объемов углекислого газа, накопленного в придонных слоях озера в жидком (растворенном) состоянии. Наиболее известны лимнологические катастрофы на высокогорных кратерных озерах Монун (15.08.1984 г., 37 погибших) [Sigurdsson et al., 1987] и Ниос (21.08. 1986 г., более 1700 погибших) [Cotel, 1999], расположенных на “вулканической линии” Камеруна. В последнем случае выброс $\sim 1 \text{ км}^3 \text{ CO}_2$ был локализован в виде фонтана высотой 120 м. С выбросом были связаны поверхностные волны на озере, которые поднимались на высоту 25 м над уровнем озера и в одной из точек побережья превысили 80 м. Выброшенный газ распространился двумя рукавами вниз по склонам на 25 км, убивая все на своем пути.

Подобные ситуации представляются весьма вероятными на Титане (см. рис. 1, IV). Роль действующего агента в подобном бурном газоотделении могут играть метан и/или азот, накапливаемые в подповерхностных условиях в жидком состоянии и провоцируемые на газообразование потоками вещества, поднимающимися из недр Титана (в виде газовой диффузии, жидкостной конвекции или неких аналогов земных мантийных плюмов) и транспортируемыми к его поверхности тепло глубоких горизонтов. По сравнению с вулканическими/криовулканическими извержениями лимнологические выбросы газа незначительно отличаются от вмещающей среды

по температуре и давлению и, соответственно, оказывают минимальное воздействие на окружающий рельеф. Они могут реализовываться в виде фонтанов на открытой поверхности бассейнов Титана или просачиваться по трещинам через перекрывающие их коровые льды и/или донные отложения. Формирование потоковых структур или взрывных кратеров для лимнологических выбросов маловероятно. Поэтому единственным возможным свидетельством подобной дегазации может быть лишь сам факт последующей конденсации выброшенного газа в низкотемпературных условиях атмосферы, т.е. внезапное появление облаков.

В связи с вышесказанным несомненный интерес представляют имеющиеся данные о внезапном облакообразовании и последующих сильных и трудно объяснимых с обычных метеорологических позиций бурях в атмосфере Титана. В отличие от Земли, которая примерно на 65% покрыта облаками в течение всего года, наблюдения Титана с 1990 г. показали тропосферную облачную активность, охватывающую обычно менее 1% видимого диска Титана. Однако в двух случаях (сентябрь 1995 г. и октябрь 2004 г.) наблюдалось [Schaller et al., 2009] резкое усиление облачности, покрывавшей 5–7% поверхности, причем октябрьское событие 2004 г. продолжалось по меньшей мере месяц.

Аналогичный всплеск облачной активности зарегистрирован 13 апреля 2008 г. в области с центром 29° ю.ш., 247° з.д. Последующие наблюдения показали смещение облаков относительно места образования в восточном, а затем в юго-восточном направлении со скоростью примерно 3 м/с. Наблюдения от 28 апреля и 1 июня 2008 г. выявили слабое облако, сохраняющееся на северо-западной окраине начального большого облака 14 апреля 2008 г. (15° ю.ш., 250° з.д.), указывая на возможное место зарождения облака, т.е. на район, по нашему мнению, первичного лимнологического выброса больших объемов газообразного метана.

27 сентября 2010 г. ОС Кассини зарегистрировала интенсивное формирование облачности в районе 10° ю.ш., 320° з.д. Спустя месяц (29 октября) к востоку от этого района (в направлении смещения штормовых облаков) обнаружены обширные изменения (потемнение) поверхности на участке $\sim 2000 \times 130$ км. Последующая съемка этого участка показала практически полное исчезновение обнаруженных изменений к 15 января 2011 г. Исследователи [Turtle et al., 2011b] рассматривают зарегистрированные изменения как результат обильных осадков метана (метановой бури), которые в течение короткого времени могут повлиять на огромную территорию в засушливом районе, покрытом преимущественно дюнами. Этим

объясняется быстрое появление (и исчезновение) изменений, а также их обширный и неоднородный характер.

Спорадическая высокая облачная активность осложняет построение моделей глобальной циркуляции атмосферы Титана, особенно учитывая, что большая часть наблюдавшихся внезапных метановых бурь (1995, 2008, 2010 гг.) произошла в засушливых низких широтах южного полушария и лишь одна (2004 г.) – в его полярной области. Поэтому, хотя разрабатываемые модели и предполагают наличие подземного резервуара метана, тем не менее исследователи [Turtle et al., 2011a] вынуждены признать, что спорадическое появление облаков в районе $15^\circ \pm 5^\circ$ ю.ш. не предсказывается ни одной из моделей.

В качестве одной из причин появления избыточного атмосферного метана рассматривается [Schaller et al., 2006] геотермальная или вулканическая активность, увеличивающая нагрев поверхности и провоцирующая активность облаков. Но и здесь отмечаются сложности. Во-первых, термальное или вулканическое воздействие на поверхность должно иметь более длительное развитие, а облака – протяженное развитие. Поэтому, по мнению исследователей [Schaller et al., 2006], повышенный нагрев поверхности, скорее всего, не является причиной наблюдаемых выбросов облаков. Во-вторых, как показали последующие исследования [Turtle et al., 2011b; Lopes et al., 2013], какие бы то ни было проявления вулканизма или криовулканизма в областях зарождения метановых бурь не обнаружены. Однако все имеющиеся вопросы и сложности снимаются, если принять во внимание возможность лимнологических выбросов газообразного метана из подповерхностных источников его накопления в жидком состоянии. Наглядным свидетельством этих выбросов является сам факт внезапного бурного облакообразования, т.е. остывания и конденсации эндогенных газов в низкотемпературных условиях атмосферы.

Если сопоставить приуроченность обильных осадков к спорадическим лимнологическим выбросам с распространенностью русловых форм рельефа, а также учесть потенциально газлифтинговый механизм формирования, заполнения и поддержания уровня жидкости SED-депрессий, то можно прийти к выводу: дегазационные процессы на Титане являются важнейшим рельефообразующим фактором.

ГАЗ-КОНДЕНСАТНЫЕ ИНВЕРСИИ В АТМОСФЕРЕ И НЕДРАХ ТИТАНА

Специфика дегазационных и криовулканических процессов на Титане получает дополнительное обоснование при анализе максимальных га-

зовых концентраций для наиболее распространенных в природе и вероятных на Титане летучих по вертикальному профилю его недр и атмосферы [Малышев, Малышева, 2020]. Для расчетов максимальных концентраций газообразных веществ в атмосфере и на поверхности Титана использованы результаты измерения температуры и давления, полученные при посадке на поверхность спутника СА Гюйгенс [Fulchignoni et al., 2005]. В качестве исходных данных для расчетов максимальных концентраций газообразных веществ в недрах Титана используются две модели внутреннего строения [Дунаева и др., 2016; Кронрод и др., 2020], в соответствии с которыми предполагается, что спутник состоит из трех основных структурных слоев разного состава: 1) внешней водно-ледяной оболочки (ледяная кора \pm подстилающий водный слой (океан) + льды высокого давления); 2) промежуточной каменно-ледяной мантии, состоящей из гомогенной смеси льдов высокого давления и скального материала (силикатов и/или гидросиликатов + Fe–FeS сплав); 3) центрального железосиликатного ядра (скальный материал + Fe–FeS сплав).

Для контроля влияния моделей на профили максимальных концентраций летучих веществ в газовых смесях нами также выполнен “безмодельный” вариант расчетов мольных долей этих веществ по осредненному профилю давления и температуры в недрах Титана. В этом варианте принимается линейное увеличение температуры от -179.5°C на поверхности до 1127°C в центре спутника (максимальная температура для ядра Титана по данным [Grasset et al., 2000; Дунаева и др., 2016]), что соответствует термическому градиенту $0.507^\circ\text{C}/\text{км}$ в его недрах. Давление P в недрах Титана на глубине h в этом варианте определяется исходя из его средней плотности ($\rho = 1.9 \times 10^3 \text{ кг}/\text{м}^3$) и закона всемирного тяготения в соответствии с формулой $P(h) = P_0 + 2/3\pi\rho^2G[R^2 - (R - h)^2]$, где $P_0 = 1.467 \times 10^5 \text{ Па}$ – давление на поверхности, $G = 6.674 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$ – гравитационная постоянная, $R = 2.575 \times 10^6 \text{ м}$ – радиус Титана. Для расчета максимально возможных мольных долей летучих веществ в газовых смесях по профилю недр и атмосферы Титана использованы справочные данные [Физические ..., 1991, табл. 11.1–11.6, 13.4–13.6].

Сами расчеты выполнены исходя из следующих соображений. Как известно, различия в физических характеристиках газообразного и конденсированного состояний вещества исчезают в критической точке. Здесь плотность жидкости и ее насыщенного пара становятся равны, а поверхностное натяжение жидкости падает до нуля, поэтому исчезает сама граница раздела фаз жид-

кость–пар. Такое состояние называется сверхкритической жидкостью.

На наш взгляд, формальное отождествление вещества с жидкостью в условиях закритических температур некорректно. Конденсированное и газообразное состояния вещества отличаются наличием (у первого) и отсутствием (у второго) сил межмолекулярного взаимодействия. Температура вещества соответствует тепловым колебаниям молекул. С ростом температуры (тепловых колебаний) межмолекулярные связи разрушаются, наиболее активные молекулы отрываются от жидкости и переходят в пар. Этот процесс можно в той или иной степени компенсировать ростом давления (сжатием вещества и сближением взаимодействующих молекул). Критическая температура соответствует такому уровню тепловых колебаний, при котором образование межмолекулярных связей становится невозможным ни при каком сжатии. А сам факт исчезновения границы раздела жидкость–газ в критическом состоянии свидетельствует об исчезновении именно жидкости. Газ, в отличие от жидкости или твердого тела, не имеет собственных фазовых границ и стремится распространиться по всему доступному пространству (в идеале – в бесконечность). Поэтому сверхкритическое состояние вещества по своей сути соответствует сверхкритическому газу.

Недопонимание сути критических состояний и использование некорректной терминологии привело в эндогенной геологии к системной гносеологической ошибке – отрицанию существования газообразных соединений в сверхкритических условиях недр Земли и других планет и спутников [Малышев, 2015]. Следствием этого отрицания является игнорирование эндогенного газового энерго-массопереноса и сопутствующих ему гетерогенных газ-конденсатных химических реакций. Все это в целом является серьезным препятствием в развитии эндогенной геологии и планетологии.

В связи с вышесказанным в данной работе под паром понимается газообразное состояние определенного вещества в подкритических условиях, тогда как термин газ используется применительно либо к веществу в сверхкритическом состоянии, либо к персонифицированной смеси газообразных соединений, находящихся как в подкритическом (пары), так и в сверхкритическом состояниях.

Давление газовой смеси P представляет собой сумму парциальных давлений p_i всех компонентов этой смеси: $P = \sum p_i$. Относительное парциальное давление $x_i = p_i/P$ вещества i , входящего в состав газовой смеси, в случае идеальных газов (что применимо к атмосфере Титана) соответствует

мольной доле данного вещества в составе смеси: $x_i = p_i/P = n_i/n$ (n_i – количество молей вещества i в газовой смеси, n – общее число молей в этой смеси). Однако для реальных газов (сжатые газовые смеси в недрах Титана), строгость этого соответствия нарушается. Тем не менее представляется возможным использовать относительное парциальное давление $x_i = p_i/P$ в качестве количественной характеристики концентрации вещества i в газовой смеси, учитывая, что для атмосферы Титана эта характеристика строго соответствует мольной доле вещества i , тогда как для недр Титана – лишь в первом приближении. Далее термины “относительное парциальное давление” и “концентрация вещества в газовой смеси” используются как синонимы.

В состав газовой смеси может входить любое количество вещества, находящегося в сверхкритических условиях. Однако в подкритических условиях концентрация паров вещества контролируется давлением его насыщения и общим давлением газовой смеси. Если давление насыщения данного вещества больше общего давления газа, то в газовой смеси может находиться любое количество паров этого вещества вплоть до формирования газа исключительно из паров этого вещества ($x_i = 1$). Если давление насыщения p_{ni} вещества i меньше общего давления газовой смеси, то возможная концентрация паров этого вещества ограничена сверху его парциальным давлением насыщения ($x_i \leq x_{i \max} = p_{ni}/P$). В зависимости от условий величина максимальной концентрации вещества в газовой смеси $x_{i \max}$ обуславливает как необходимость конденсации избытков парообразного вещества, так и возможность их испарения.

В данной работе величина $x_{i \max}$ рассматривается как функция положения газовой смеси на вертикальном профиле спутника $x_{i \max}(h) = p_{ni}/P(h)$, где h – расстояние до поверхности Титана в атмосфере или его недрах. В свою очередь давление насыщения p_{ni} определяется температурой газа $p_{ni} = p_{ni}(T(h))$, т.е. $x_{i \max}(h) = p_{ni}(T(h))/P(h)$. Вертикальные профили давления и температуры в атмосфере Титана определены прямыми измерениями [Fulchignoni et al., 2005], тогда как в недрах они задаются моделями или осредненными безмодельными расчетами.

Газы – относительно легкие молекулярные образования, не имеющие устойчивых связей ни между собой, ни с вмещающими структурами, – в эндогенных условиях предрасположены для диффузионного перемещения в сплошных средах, включая кристаллические структуры. Само диффузионное перемещение осуществляется миграцией комплексных, по определению М.А. Криволаза [1970], дефектов. В отличие от обычной химиче-

ской диффузии [Diffusion ..., 2010] эндогенная газовая диффузия [Малышев, 2015] ориентирована против силы тяжести, а не против градиента концентраций. Более того, диффузионное перемещение газообразных соединений в сплошных средах ведет к увеличению тепловых колебаний и способствует разрушению кристаллических решеток, что облегчает газовую диффузию на этих участках и способствует концентрации в них газообразных соединений, т.е. формированию газовых диффузионных зон, игнорирующих градиент концентраций (и закон Фика) и ориентированных по направлению к поверхности небесного тела. Газы в недрах небесного тела могут быть первичными (аккреционными), радиогенными (водород, гелий, аргон) или вновь образованными за счет химических взаимодействий. Однако вне зависимости от происхождения они испытывают тенденцию к формированию диффузионных потоков, ориентированных к поверхности и представляющих собой проявление планетарных процессов гравитационной дифференциации, являющихся мощным источником энергии. По сути, диффузионные газовые потоки транспортируют к поверхности небесных тел тепло и давление глубин. Именно этим обусловлена мощь вулканических извержений, и эта же энергия лежит в основе магмообразования и последующей динамической активности магматических систем.

Вместе с тем, дегазационные процессы в условиях недр Титана имеют свою специфику: термобарические условия, а также избыток воды в рассматриваемых моделях (водно-ледяная оболочка + мантийные льды) предполагают устойчивость в глубинах спутника клатратных соединений летучих [Journaux et al., 2020], что, теоретически, должно приводить к фиксации газов в ледяных конденсатах и затруднению их продвижения к поверхности. Поэтому наличие диффузионных потоков в клатратной вмещающей среде и подавление ими клатратообразования представляет самостоятельный интерес для понимания условий образования эндогенных флюидов в недрах Титана. Как известно [Дядин, Гушин, 1998], способностью образовывать гидраты обладают гидрофобные газы и пары летучих соединений, молекулы которых имеют размеры в пределах $3.8\text{--}9.2 \text{ \AA}$ (Ar, N₂, O₂, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈, CO₂, SO₂ и др.). Однако вместимость клатратных структур ограничена — на одну гостевую молекулу расходуются от 5.75 (кубическая структура клатратного каркаса) до 34 (гексагональная структура) молекул воды. Ограничена также и область существования клатратов: для диапазона давлений на предполагаемой границе гидросфера—порода в недрах спутника (650—850 МПа) они диссоциируют при температурах выше 50°C [Jour-

naux et al., 2020], тогда как существование водного конденсата возможно начиная с 374°C.

При прохождении диффузионного газового потока сквозь гидросферу Титана в условиях клатратообразования вероятны 4 стадии.

1. Стадия поглощения, соответствующая захвату диффундирующих газов и образованию газовых кристаллогидратов в жидкой среде и гидратной раскристаллизации водных льдов. В первом приближении эта стадия аналогична метасоматозу земных горных пород, а в условиях Титана ее можно считать стадией криометасоматоза гидросферы спутника.

2. Стадия насыщения, соответствующая локальному исчерпанию поглощающей способности кристаллогидратных структур в газовой диффузионной зоне и началу их разрушения с освобождением ранее поглощенных летучих. Стадия аналогична мигматизации земных горных пород, для Титана ее можно рассматривать как стадию локальной криомигматизации гидратной части гидросферы спутника.

3. Стадия разрушения, соответствующая формированию в разрушающихся кристаллогидратах каналов, в которых концентрируются и перемещаются к поверхности эндогенные флюидные потоки, включающие в себя и фрагменты каркасов ранее существовавших гидратных структур. Стадия аналогична формированию магматических каналов в недрах Земли и в условиях Титана соответствует криомагматизму.

4. Стадия восстановления возможна при прекращении активности газовой диффузионной зоны, уходе избыточных летучих к поверхности и захвате остаточных газов кристаллогидратными структурами. Стадия аналогична земным постмагматическим процессам.

Следует учитывать, что наличие гидратов в гидросфере Титана позволяет не только пропускать сквозь зону криометасоматоза эндогенные флюиды, но и автономно генерировать диффузионные газовые потоки из своего состава под воздействием эндогенного тепла: разрушение ниже расположенных гидратов неизбежно приводит к переизбытку летучих в верхних частях гидратной оболочки с соответствующим прохождением процесса по приведенным выше 2—4 стадиям. Более подробно эту интересную тему предполагается рассмотреть в отдельных работах, посвященных гетерогенным газ-конденсатным реакциям в недрах спутника.

В зависимости от *TP*-профиля недр и атмосферы Титана при перемещении газов от его центра максимальные концентрации паров в газовых смесях могут как уменьшаться, так и увеличиваться. Соответственно, конденсация вещества

Таблица 1. Уровни газ-конденсатных инверсий некоторых летучих веществ в условиях Титана

Вещество	Расстояние до поверхности h , км		$\lg x_i \max^*$			
Инверсия “конденсация → испарение” в атмосфере						
C ₂ H ₂	36		-9.654			
C ₃ H ₈	35		-10.159			
C ₂ H ₆	35		-6.542			
C ₂ H ₄	35		-5.703			
Kr	31		-2.591			
CH ₄	31		-1.818			
Ar	30		-0.393			
Инверсия “испарение → конденсация” на поверхности						
NH ₃	0		-10.438			
H ₂ S	0		-7.337			
C ₃ H ₈	0		-7.236			
C ₂ H ₂	0		-6.534			
C ₂ H ₆	0		-4.575			
CO ₂	0		-7.682			
C ₂ H ₄	0		-3.914			
Kr	0		-1.495			
CH ₄	0		-0.994			
Инверсия “конденсация → испарение” под поверхностью						
	Модель без океана		Модель с океаном		Без модели	
	h , км	$\lg x_i$	h , км	$\lg x_i$	h , км	$\lg x_i$
NH ₃	2	-11.32	1	-11.02	5	-11.94
SO ₂	3	-11.63	1	-11.33	5	-12.25
CO ₂	3	-8.641	1	-8.325	5	-9.252
H ₂ S	3	-8.337	1	-8.009	7	-8.950
C ₂ H ₂	3	-7.556	2	-7.233	7	-8.173
C ₃ H ₈	4	-8.281	2	-7.962	7	-8.898
C ₂ H ₆	5	-5.749	2	-5.431	9	-6.364
C ₂ H ₄	5	-5.116	2	-4.794	11	-5.733
Kr	8	-2.838	4	-2.515	15	-3.456
CH ₄	9	-2.413	4	-2.091	19	-3.031
Ar	15	-1.481	7	-1.157	29	-2.10
N ₂	18	-1.137	8	-0.812	34	-1.755

Примечание. * x_i – относительное парциальное давление вещества i , входящего в состав газовой смеси, в случае идеальных газов (что применимо к атмосфере Титана) соответствует мольной доле данного вещества в составе смеси.

может сменяться его испарением, и наоборот, испарение – конденсаций. Положение некоторых точек инверсий на вертикальном профиле недр и атмосферы Титана приведены в табл. 1 и показаны на рис. 2. Подповерхностная инверсия “конденсат → газ” обусловлена быстрым снижением давления в недрах Титана по мере приближения к

его поверхности в условиях малых глубин. Инверсия “газ → конденсат” на поверхности спутника связана с резким понижением температуры в приповерхностной части атмосферы, тогда как обратная инверсия “конденсат → газ” в самой атмосфере соответствует изменению температурного тренда на уровне нижней тропопаузы.

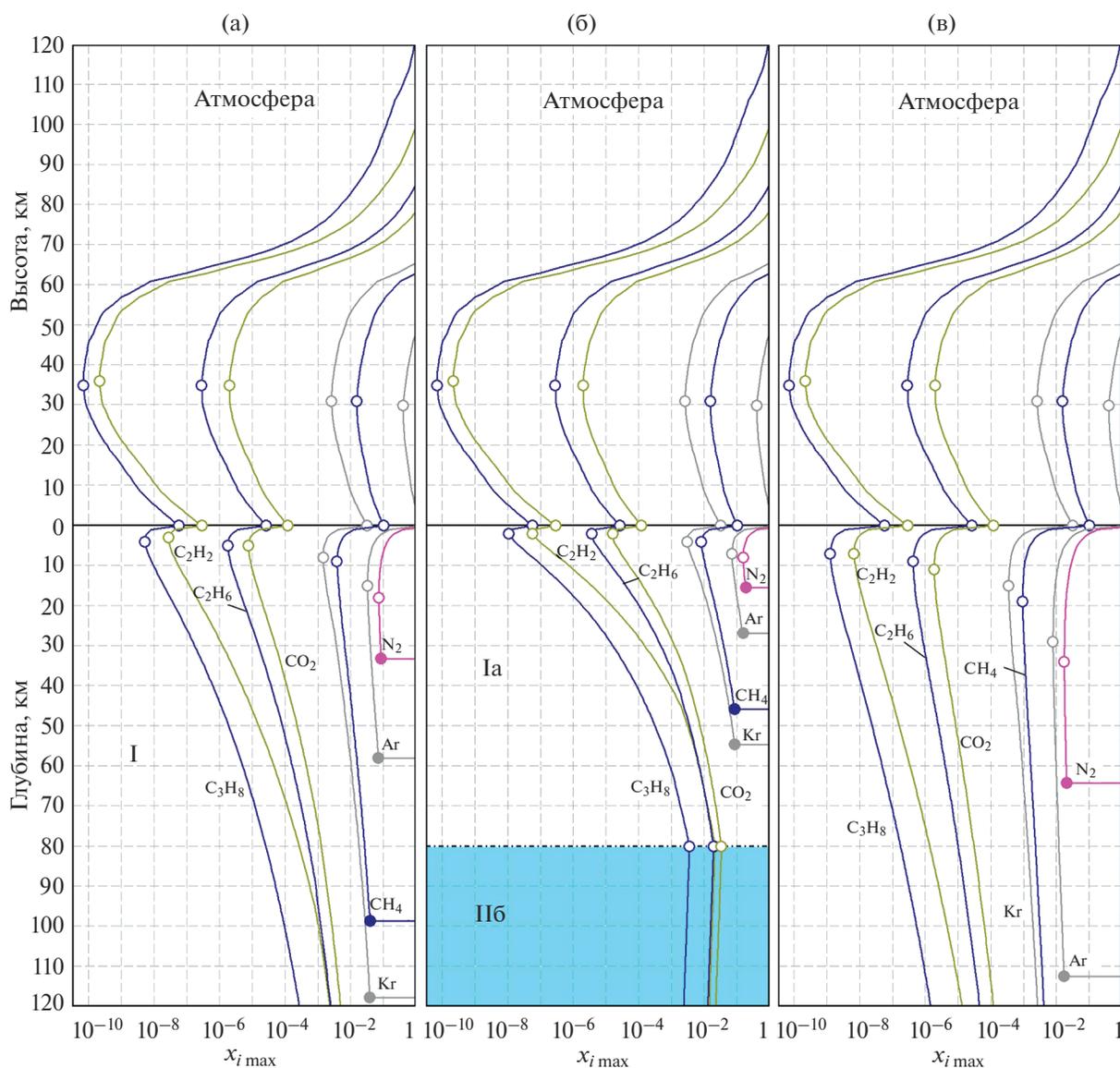


Рис. 2. Изменение максимальной концентрации $x_{i \max}$ паров летучих веществ в газовых смесях по вертикальному профилю атмосферы Титана и малых глубин в его недрах.

а – модель без внутреннего океана, б – модель с внутренним океаном, в – “безмодельный” вариант расчетов; I – ледяная кора, Ia – коровые льды, Ib – водный океан; кружками со сплошной заливкой показаны максимальные молярные доли газообразных веществ при критической (для данного вещества) температуре, кружками с белой заливкой – экстремумы максимальных содержаний летучих веществ в газовой смеси.

В “безмодельном” варианте TP -профиля недр Титана более глубокие инверсии отсутствуют. Однако в моделях с дифференцированным строением недр возможно появление небольших дополнительных инверсий вследствие неоднородностей TP -профиля. Тем не менее, три верхних инверсии (см. табл. 1) объективно определяются условиями в атмосфере Титана и на его поверхности. Они вполне реальны и имеют ключевое значение для понимания специфики дегазационных и атмосферных процессов, а также образования и накопления осадков на поверхности спутника. В

частности, газлифтинговая дегазация и лимнологические выбросы эндогенного метана обусловлены подповерхностной инверсией “конденсат → газ”. Ниже нее, начиная с глубины критической конденсации азота (см. рис. 2), эндогенные флюиды представлены практически безгазовыми конденсатами, так как на этой глубине сумма парциальных давлений паров подкритических летучих соединений существенно ниже литостатического давления. Поэтому выше глубин критической конденсации азота, самого распространенного вещества в атмосфере Титана, поддерживающее дав-

ление в газовых смесях могут обеспечить только водород, гелий и неон, вещества, сохраняющие сверхкритическое состояние в условиях Титана. Общее количество газов выше глубин критической конденсации азота контролируется содержанием этих веществ, так как пары остальных летучих соединений здесь могут существовать лишь в качестве примесей к сверхкритическим газам и при их отсутствии полностью переходят в конденсат.

По мере приближения к поверхности ситуация меняется, и горизонт практически безгазовых конденсатов переходит в горизонт их вскипания. Для азота подповерхностная инверсия “конденсация → испарение” находится примерно на вдвое меньшей глубине по сравнению с глубиной его критической конденсации. С этого уровня максимальная концентрация паров азота в газовых смесях начинает возрастать. Затем газовые смеси начинают пополняться парами аргона, метана и других подкритических летучих соединений. Вне зависимости от варианта расчета *TP*-профиля недр на глубине 1–2 км давление паров азота становится достаточным для обеспечения существования подкритических газовых смесей и начинается вскипание конденсата. Спокойное протекание этого процесса приводит к проявлениям газлифтинговой дегазации на поверхности, тогда как затрудненное поверхностными отложениями или усиленное внедрением глубинных конденсатов вызывает мощные эпизодические выбросы эндогенных газ-конденсатных смесей. Далее под воздействием холодной атмосферы (инверсия “конденсация → испарение” на поверхности спутника) происходит конденсация эндогенных паров, частичное замерзание образующего метан-этанового конденсата и его выпадение на поверхность. Максимального развития эти процессы достигают при лимнологических выбросах, обуславливая мощные метановые штормы в атмосфере Титана, интенсивные осадки и существенные изменения на поверхности спутника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для формирования углеводородного многообразия в атмосфере и на поверхности Титана ключевое значение имеет поступление эндогенного метана, постоянно расходуемого в атмосферных фотохимических реакциях. Дегазационные и криовулканические процессы, восполняющие потери атмосферного метана, имеют специфику, обусловленную их протеканием через жидкостную среду – глобальный (или несколько региональных) горизонт жидких углеводородов с единой эквипотенциальной поверхностью, частично обнажающийся на поверхности в виде озер и морей Титана. Поэтому классические криовулканические формы рельефа редки, и за все время на-

блюдений не была обнаружена ни одна “горячая точка”, свидетельствующая о современной криовулканической активности. В то же время имеющаяся совокупность наблюдательных фактов свидетельствует о наличии и распространенности специфических форм дегазации, протекающих сквозь жидкостную среду. Это “газлифтинговая дегазация”, обуславливающая формирование специфического рельефа SED депрессий и их заполнение углеводородной жидкостью с относительно высоким уровнем поверхности. Есть вероятность, что эпизодическое появление в море Лигеи “волшебных островов” также является результатом “газлифтинговой дегазации”. Еще одна специфическая форма дегазации на Титане – лимнологические выбросы эндогенного газообразного метана, который может накапливаться в подповерхностных резервуарах в жидком состоянии, а затем провоцироваться на газообразование потоками вещества, поднимающимися из недр Титана. Следствием подобной дегазации является внезапное облакообразование с последующим развитием метановых бурь и выпадением значительного количества осадков.

Наличие в приповерхностном профиле недр Титана слоя практически безгазовых конденсатов, сменяющегося вверх по разрезу горизонтом их вскипания вместе с глобальным распространением жидкостных горизонтов, определяет специфику дегазационных и криовулканических процессов на Титане и делает их ключевым фактором рельефообразования на спутнике и главной причиной углеводородного многообразия на его поверхности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за доброжелательное отношение к работе, ценные советы и замечания, способствующие улучшению рукописи и дальнейшему развитию исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А19-119072990020-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Физико-химические модели внутреннего строения частично дифференцированного Титана // *Геохимия*. 2016. № 1. С. 32–55.
- Дядин Ю.А., Гуцин А.Л.* Газовые гидраты // *Соросовский образовательный журн.* 1998. № 3. С. 55–64.
- Кривоглаз М.А.* Дефекты в твердых растворах, стабилизирующиеся при понижении температуры // *Физика твердого тела*. 1970. Т. 12. Вып. 8. С. 2445–2451.
- Кронрод В.А., Дунаева А.Н., Гудкова Т.В., Кусков О.Л.* Согласование моделей внутреннего строения частич-

- но дифференцированного Титана с данными гравитационного поля // *Астрономический Вестник*. 2020. Т. 54. № 5. С. 431–445.
- Малышев А.И.* Жизнь вулкана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 261 с.
- Малышев А.И.* Динамическая модель магматического процесса // *Геология Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 16–39.
- Малышев А.И.* Газовый фактор в эндогенных процессах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 324 с.
- Малышев А.И., Малышева Л.К.* Вулканизм и проблемы марсианского рельефообразования // *Вулканология и сейсмология*. 2003. № 2. С. 27–40.
- Малышев А.И., Малышева Л.К.* Планетарные дегазационные процессы и условия возникновения предбиологических состояний на планетах Солнечной системы: III. Малые небесные тела, метеориты и открытый космос // *Литосфера*. 2009. № 4. С. 93–103.
- Малышев А.И., Малышева Л.К.* Максимальные концентрации газообразных соединений в недрах и атмосфере Титана, спутника Сатурна // *Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого*. 2020. Вып. 167. С. 73–80.
- Малышева Л.К.* Внеземной вулканизм (информационный обзор) // *Вулканология и сейсмология*. 2004. № 6. С. 65–77.
- Малышева Л.К., Малышев А.И.* Углеводороды и дегазационные процессы Титана, спутника Сатурна // *Литосфера*. 2020. № 6. С. 873–895.
- Тазиев Г.* Запах серы / Пер. с французского. М.: Мысль, 1980. 222 с.
- Физические величины / Справочник*. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1232 с.
- Aharonson O., Hayes A.G., Lunine J.I. et al.* An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing // *Nat. Geosci.* 2009. V. 2. P. 851–854. <https://doi.org/10.1038/ngeo698>
- Atreya S.K., Adams E.Y., Niemann H.B. et al.* Titan's methane cycle // *Planet. Space. Sci.* 2006. V. 54. P. 1177–1187. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.05.028>
- Birch S.P.D., Hayes A.G., Dietrich W.E. et al.* Geomorphologic mapping of Titan's polar terrains: Constraining Surface Processes and Landscape Evolution // *Icarus*. 2017. V. 282. P. 214–236.
- Choukroun M., Sotin C.* Is Titan's shape caused by its meteorology and carbon cycle? // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. L04201. <https://doi.org/10.1029/2011GL050747>
- Clark R.N., Curchin J.M., Barnes J.W. et al.* Detection and mapping of hydrocarbon deposits on Titan // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. E10005. <https://doi.org/10.1029/2009JE003369>
- Cornet T., Cordier D., Bahers T.L. et al.* Dissolution on Titan and on Earth: Toward the age of Titan's karstic landscapes // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2015. V. 120. P. 1044–1074. <https://doi.org/10.1002/2014JE004738>
- Cotel A.J.* A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 88. P. 343–347.
- Cottini V., Nixon C.A., Jennings D.E. et al.* Spatial and temporal variations in Titan's surface temperatures from Cassini CIRS observations // *Planet. Space. Sci.* 2012. V. 60. P. 62–71.
- Diffusion in minerals and melts / Eds. Y. Zhang, D.J. Cherniak // *Rev. Mineral. Geochem.* 2010. V. 72. 1038 p.
- Faulk S.P., Lora J.M., Mitchell J.L. et al.* Titan's climate patterns and surface methane distribution due to the coupling of land hydrology and atmosphere // *Nature Astronomy*. 2019. <https://doi.org/10.1038/s41550-019-0963-0>
- Fulchignoni M., Ferri F., Angrilli F. et al.* In situ measurements of the physical characteristics of Titan's environment // *Nature*. 2005. V. 438. P. 785–791.
- Glein C.R.* Noble gases, nitrogen, and methane from the deep interior to the atmosphere of Titan // *Icarus*. 2015. P. 570–586.
- Grasset O., Sotin C., Dechamps F.* On the internal structure and dynamics of Titan // *Planet. Space. Sci.* 2000. V. 48. P. 617–636.
- Griffith C.A., Penteado P.F., Turner J.D. et al.* A corridor of exposed ice-rich bedrock across Titan's tropical region // *Nature Astronomy*. 2019. V. 3(7). P. 642–648.
- Hayes A.G.* The Lakes and Seas of Titan // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2016. V. 44. P. 57–83. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012247>
- Hayes A.G., Aharonson O., Callahan P. et al.* Hydrocarbon lakes on Titan: Distribution and interaction with a porous regolith // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L09204. <https://doi.org/10.1029/2008gl033409>
- Hayes A.G., Birch S.P.D., Dietrich W.E. et al.* Topographic constraints on the evolution and connectivity of Titan's lacustrine basins // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 11745–11753. <https://doi.org/10.1002/2017GL075468>
- Hayes A.G., Michaelides R.J., Turtle E.P. et al.* The distribution and volume of Titan's hydrocarbon lakes and seas // 45th Lunar and Planetary Science Conference. 2014. Abstract 2341.
- Hofgartner J.D., Hayes A.G., Lunine J.I. et al.* Titan's "Magnetic Islands": Transient Features in a Hydrocarbon Sea // *Icarus*. 2016. V. 271. P. 338–349.
- Hörsst S.M.* Titan's atmosphere and climate // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2017. V. 122. P. 432–482. <https://doi.org/10.1002/2016je005240>
- Iess L., Jacobson R.A., Ducci M. et al.* The Tides of Titan // *Science*. 2012. V. 337. P. 457–459.
- Janssen M.A., Le Gall A., Lopes R.M. et al.* Titan's surface at 2.18-cm wavelength imaged by the Cassini RADAR radiometer: Results and interpretations through the first ten years of observation // *Icarus*. 2016. V. 270. P. 443–459.
- Journaux B., Kalousová K., Sotin C. et al.* Large Ocean Worlds with High-Pressure Ices // *Space. Sci. Rev.* 2020. V. 216. № 7. <https://doi.org/10.1007/s11214-019-0633-7>
- Langhans M.H., Jaumann R., Stephan K. et al.* Titan's fluvial valleys: Morphology, distribution, and spectral properties // *Planet. Space. Sci.* 2012. V. 60. P. 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2011.01.020>
- Loose B., Naveira Garabato A.C., Schlosser P. et al.* Evidence of an active volcanic heat source beneath the Pine Island Glacier // *Nat. Commun.* 2018. V. 9. № 2431. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04421-3>
- Lopes R.M.C., Kirk R.L., Mitchell K.L. et al.* Cryovolcanism on Titan: New results from Cassini RADAR and VIMS // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2013. V. 118. P. 416–435. <https://doi.org/10.1002/jgre.20062>
- Lopes R.M.C., Malaska M.J., Schoenfeld A.M. et al.* A global geomorphologic map of Saturn's moon Titan // *Nature Astronomy*. 2020. V. 4(3). P. 228–233.
- Lopes R.M.C., Malaska M.J., Solomonidou A. et al.* Nature, distribution, and origin of Titan's Undifferentiated Plains // *Icarus*. 2016. V. 270. P. 162–182. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.11.034>

- Lopes R.M.C., Stofan E.R., Peckyno R. et al.* Distribution and interplay of geologic processes on Titan from Cassini radar data // *Icarus*. 2010. V. 205. P. 540–558.
https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.08.010
- Lorenz R.D., Lopes R.M., Paganelli F. et al.* Fluvial channels on Titan: meteorological paradigm and Cassini RADAR observations // *Planet. Space Sci.* 2008. V. 56. P. 1132–1144.
- Malaska M.J., Lopes R.M.C., Williams D.A. et al.* Geomorphological map of the Afekan Crater region, Titan: terrain relationships in the equatorial and mid-latitude regions // *Icarus*. 2016. V. 270. P. 130–161.
- Mastrogiuseppe M., Poggiali V., Hayes A. et al.* The bathymetry of a Titan sea // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 1432–1437.
https://doi.org/10.1002/2013GL058618
- Niemann H.B., Atreya S.K., Baueret S.J. et al.* The abundance of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe // *Nature*. 2005. V. 438. P. 779–784.
- Niemann H.B., Atreya S.K., Demick J.E. et al.* Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. E12006.
https://doi.org/10.1029/2010JE003659
- Nixon C.A., Lorenz R.D., Achterberg R.K. et al.* Titan's cold case files – Outstanding questions after Cassini-Huygens // *Planet. Space Sci.* 2018. V. 155. P. 50–72.
https://doi.org/10.1016/j.pss.2018.02.009
- Rodriguez S., Garcia A., Lucas A. et al.* Global mapping and characterization of Titan's dune fields with Cassini: Correlation between RADAR and VIMS observations // *Icarus*. 2014. V. 230. P. 168–179.
- Schaller E.L., Brouwn M.E., Roe H.G. et al.* A large cloud outburst at Titan's south pole // *Icarus*. 2006. V. 182. P. 224–229.
- Schaller E.L., Roe H.G., Schneider T. et al.* Storms in the tropics of Titan // *Nature*. 2009. V. 460. P. 873–875.
https://doi.org/10.1038/nature08193
- Sigurdsson H., Devine J.D., Tchoua F.M. et al.* Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun Cameroun // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. V. 31. P. 1–16.
- Singh S., McCord T.B., Combe J-Ph. et al.* Acetylene on Titan's surface // *The Astrophysical J.* 2016. V. 828. Iss. 1. Article id. 55. 8 p.
https://doi.org/10.3847/0004-637X/828/1/55
- Solomonidou, A. et al.* The spectral nature of Titan's major geomorphological units: constraints on surface composition // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2018. V. 123. P. 489–507.
- Stofan E.R., Elachi C., Lunine J.I. et al.* The lakes of Titan // *Nature*. 2007. V. 445. P. 61–64.
- Tobie G., Lunine J.I., Sotin C.* Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan // *Nature*. 2006. V. 440. P. 61–64.
- Tomasko M.G., Archinal B., Becker T. et al.* Rain, wind and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface // *Nature*. 2005. V. 438. P. 765–778.
- Turtle E.P., Del Genio A.D., Barbara J.M. et al.* Seasonal changes in Titan's meteorology // *Geophys. Res. Lett.* 2011a. V. 38. L03203.
https://doi.org/10.1029/2010GL046266
- Turtle E.P., Perry J.E., Barbara J.M. et al.* Titan's meteorology over the Cassini mission: evidence for extensive subsurface methane reservoirs // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 5320–5328.
https://doi.org/10.1029/2018GL078170
- Turtle E.P., Perry J.E., Hayes A.G. et al.* Rapid and Extensive Surface Changes Near Titan's Equator: Evidence of April Showers // *Science*. 2011b. V. 331. P. 1414–1417.
https://doi.org/10.1126/science.1201063
- Wood C.A.* North polar crater and lake basins: a variety of shapes – a single origin? // 46th Lunar and Planetary Science Conference. 2015. Abstract 2490.
- Yung Y.L., Allen M., Pinto J.P.* Photochemistry of the atmosphere of Titan – Comparison between model and observations // *Ap. J.* 1984. V. 55. P. 465–506.
https://doi.org/10.1086/190963

Cryovolcanism and Degassing Processes on Titan, Saturn's Satellite

L. K. Malysheva^{1,*} and A. I. Malyshev^{1,**}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS,
Akad. Vonsovsky str., 15, Ekaterinburg, 620016 Russia

*e-mail: malysheva@igg.uran.ru

**e-mail: malyshev@igg.uran.ru

The paper considers the distribution, diversity and features of volcanic and degassing processes on Titan, and also analyzes the maximum gas concentrations of volatile compounds along the vertical profile of its interior and atmosphere. It is shown that the specificity of volcanic and degassing processes on Titan is due to low temperatures, a peculiar material composition and the widespread distribution of the subsurface liquid horizon. As a result, the usual (for the Earth) forms of (cryo-)volcanic activity are reduced here, while widespread 1) “gas-lifting degassing”, which forms numerous small depressions with an increased liquid level and, possibly, is the cause of the appearance of “magic islands” in the Ligeia Mare, as well as 2) limnological emissions of gaseous methane, followed by intense cloud formation, the development of methane storms and the fallout of large volumes of precipitation. In turn, both gas-lifting degassing and limnological emissions of endogenous methane are caused by the “condensate → gas” inversion at depths of 1–2 km in the bowels of Titan. Below this level, endogenous fluids are represented by practically gas-free condensates, while above this, their intense boiling begins. It was concluded that degassing processes are the most important relief-forming factor on Titan.

Keywords: Titan, cryovolcanism, hydrocarbons, degassing, gaslift, limnological disasters

ПОПРАВКА

DOI: 10.31857/S020303062103007X

Исправление к статье: Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П., Трусенко М.С., Петрова В.В., Аникин Л.П. Петромагнитная и геохимическая характеристики вулканитов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алайд, Курильская островная дуга // Вулканонология и сейсмология. 2021. № 1. С. 3–21.

Значения, соответствующие содержанию CaO, отнесены к значениям, соответствующим содержанию MgO, и наоборот, значения, соответствующие содержанию MgO, отнесены к значениям, соответствующим содержанию CaO.

По недосмотру авторов появилось несоответствие — на стр. 7 в Таблице 1 в строчках 9 и 10 перепутаны местами столбцы 1–12.

Ошибочный вариант!

Таблица 1. Химический состав изученных продуктов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алайд

№ образца	ВА 174-1	ВА 174-2	ВА 174-3	ВА 174-4	ВА 174-5	ВА 174-6	ВА 174-7	Средн. геом.	Средн. арифм.	Станд. откл.	Макс.	Мин.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.95	48.17	48.67	48.68	49.31	48.52	48.71	48.71	48.72	0.35	49.31	48.17
TiO ₂	0.96	0.98	0.98	0.96	0.93	0.98	0.99	0.97	0.97	0.02	0.99	0.93
Al ₂ O ₃	20.05	20.11	19.85	19.81	20.16	19.71	19.74	19.92	19.92	0.18	20.16	19.71
Fe ₂ O ₃	5.58	3.88	5.12	5.36	5.32	5.81	3.05	4.77	4.87	1.02	5.81	3.05
FeO	5.51	7.73	6.4	6.15	5.52	5.88	9.04	6.50	6.60	1.31	9.04	5.51
MnO	0.21	0.21	0.21	0.21	0.2	0.21	0.22	0.21	0.21	0.01	0.22	0.20
CaO	2.27	2.44	2.48	2.59	2.12	2.56	2.35	2.40	2.40	0.17	2.59	2.12
MgO	9.9	10.55	9.99	10.05	9.85	9.99	10.11	10.06	10.06	0.23	10.55	9.85
Na ₂ O	3.23	3.02	3.11	2.96	3.27	3	3.06	3.09	3.09	0.12	3.27	2.96
K ₂ O	1.91	1.85	1.85	1.83	1.93	1.86	1.87	1.87	1.87	0.04	1.93	1.83
P ₂ O ₅	0.21	0.2	0.2	0.19	0.21	0.19	0.2	0.20	0.20	0.01	0.21	0.19

Правильный вариант!

Таблица 1. Химический состав изученных продуктов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алайд

№ образца	ВА 174-1	ВА 174-2	ВА 174-3	ВА 174-4	ВА 174-5	ВА 174-6	ВА 174-7	Средн. геом.	Средн. арифм.	Станд. откл.	Макс.	Мин.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.95	48.17	48.67	48.68	49.31	48.52	48.71	48.71	48.72	0.35	49.31	48.17
TiO ₂	0.96	0.98	0.98	0.96	0.93	0.98	0.99	0.97	0.97	0.02	0.99	0.93
Al ₂ O ₃	20.05	20.11	19.85	19.81	20.16	19.71	19.74	19.92	19.92	0.18	20.16	19.71
Fe ₂ O ₃	5.58	3.88	5.12	5.36	5.32	5.81	3.05	4.77	4.87	1.02	5.81	3.05
FeO	5.51	7.73	6.4	6.15	5.52	5.88	9.04	6.50	6.60	1.31	9.04	5.51
MnO	0.21	0.21	0.21	0.21	0.2	0.21	0.22	0.21	0.21	0.01	0.22	0.20
CaO	2.27	2.44	2.48	2.59	2.12	2.56	2.35	2.40	2.40	0.17	2.59	2.12
MgO	9.9	10.55	9.99	10.05	9.85	9.99	10.11	10.06	10.06	0.23	10.55	9.85
Na ₂ O	3.23	3.02	3.11	2.96	3.27	3	3.06	3.09	3.09	0.12	3.27	2.96
K ₂ O	1.91	1.85	1.85	1.83	1.93	1.86	1.87	1.87	1.87	0.04	1.93	1.83
P ₂ O ₅	0.21	0.2	0.2	0.19	0.21	0.19	0.2	0.20	0.20	0.01	0.21	0.19