

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕЙЦИТСОДЕРЖАЩИХ МАГМ
КОМПЛЕКСА БОЛЬСЕНА (Вульсини, Италия):
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ**

А.Т. Исакова, Л.И. Панина, Ф. Стоппа*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

**Dipartimento di Scienze DiSPUTer, Universita G.d'Annunzio via dei Vestini, 30, Chieti Scalo (CH), 66100, Italy*

Нами были проведены термобарогеохимические исследования лейцитсодержащих лав тефрито-фонолитового и фонолитового состава комплекса Больсена с целью получения прямой информации о химическом составе их исходных расплавов, эволюции в процессе кристаллизации и температурах кристаллизации. Было установлено, что исходной для рассматриваемых пород является тефрит-базанитовая магма. Ее кристаллизация началась с выделения клинопироксена при 1205—1100 °С, затем кристаллизовались лейцит (около 1120 °С) и плагиоклаз (1080—1060 °С). Исходный тефрит-базанитовый расплав был незначительно обогащен летучими компонентами (H₂O, F, SO₃ и Cl). По мере кристаллизации клинопироксена, лейцита и плагиоклаза состав исходной магмы менялся в сторону увеличения SiO₂, Al₂O₃, K₂O и уменьшения FeO, MgO и CaO, т. е. его состав эволюционировал в сторону фонолитов. Подобный тренд эволюции является типичным для щелочно-базитовых систем. Тефрит-базанитовый расплав, вероятно, являлся продуктом кристаллизационной дифференциации родоначальной мантийной магмы, по составу схожей с лейцитовыми тефритами-базанитами комплекса Монтефьясконе.

Лейцит, тефритофонолит, фонолит, расплавные включения, Римская магматическая провинция, Вульсини

**FORMATION CONDITIONS OF LEUCITE-BEARING LAVAS
IN THE BOLSENA COMPLEX (Vulsini, Italy):
RESEARCH DATA ON MELT INCLUSIONS IN MINERALS**

A.T. Isakova, L.I. Panina, and F. Stoppa

A melt inclusion study was carried out in the leucite-bearing tephriphonolite and phonolite lavas of the Bolsena complex in order to obtain direct data on the chemical composition of initial melts, their evolution, and their crystallization temperatures. It has been found that the initial melt for the considered rocks was of tephrite-basanite composition. Its crystallization began with the formation of clinopyroxene phenocrysts at 1205–1100 °C, then leucite and plagioclase crystallization took place at about 1120 °C and 1080–1060 °C, respectively. The initial tephrite-basanite melt was slightly enriched in volatile components (H₂O, F, SO₃, and Cl). During the crystallization of clinopyroxene, leucite, and plagioclase, the composition of the initial magma changed toward an increase in the contents of SiO₂, Al₂O₃, and K₂O and a decrease in the contents of FeO, MgO, and CaO, i.e., evolved toward phonolite. A similar evolution trend is typical of alkaline basic systems. The tephrite-basanite melt was probably the product of the crystallization differentiation of the parental mantle magma similar in composition to the leucite-bearing tephrite-basanite of the Montefiascone complex.

Leucite, tephriphonolite, phonolite, melt inclusion, Roman magmatic province, Vulsini

ВВЕДЕНИЕ

Классические лейцитсодержащие вулканы отмечаются в Римской магматической провинции [Foley et al., 1987], которая состоит из четырех крупных вулканических полей: Вульсини, Вико, Сабатини и Коли-Альбани [Pescerillo, 2005]. Вулканизм здесь преимущественно эксплозивный с большим количеством плинианских извержений с кальдерами проседания. Следует отметить, что геодинамическая обстановка Римской магматической провинции до сих пор остается спорной и не до конца решенной. Большинство исследователей считают, что магматизм Римской магматической провинции связан с субдукционными процессами [Serri et al., 1993; Boari et al., 2009; и др.]. Другие исследователи [Hawkesworth, Vollmer, 1979; Cundari, 1994; Lavecchia, Stoppa, 1996; Castorina et al., 2000; Bell et al., 2003] предполагают, что калиевый магматизм в этой провинции является внутримантийным и связан с глубинными тектоническими разломами Рейнско-Ливийской рифтовой системы [Бородин, 1974; Костюк, 2001], а некото-

рые [Lustrino et al., 2011; Lavecchia, Bell, 2012; Bell et al., 2013] связывают его с деятельностью плюма. К настоящему времени в литературе накоплено достаточно большое количество данных, касающихся геологического положения, петрологии, геохимии щелочного магматизма Римской магматической провинции [Washington, 1906; Holm et al., 1982; Conticelli et al., 1991; Nappi et al., 1995; Gasperini et al., 2002; Peccerillo, 2005; Lavecchia, Bell, 2012; и др.].

Данная работа посвящена вулканическому полю Вульсини, которое располагается на севере Римской магматической провинции, занимает площадь около 2280 км² и состоит из четырех вулканических комплексов — Палео-Большена, Большена, Монтефьясконе и Латера. Извержения происходили из более чем 100 различных центров, включая четыре кальдеры, в том числе и кальдерное оз. Большена. Деятельность вулкана длилась от 0.60 до 0.15 млн лет. Все вулканические комплексы сложены лавовыми потоками от высококальциевых до низкокальциевых серий (тефритовые, базанитовые, латитовые, трахитовые, тефрифонолитовые и фонолитовые), стромболианскими вулканическими шлаками, плинианскими осадками и игнимбритами. Большинство исследователей считают, что наличие таких различных пород в вулканическом поле Вульсини объясняется главным образом процессами фракционной кристаллизации. Не исключается также участие процессов коровой контаминации и смешения магм [Barton et al., 1982; Varekamp, Kalamarides, 1989].

С целью получения прямой информации о химическом составе исходных расплавов, участвовавших в формировании вулканического поля Вульсини, об их эволюции в процессе кристаллизации и температурах кристаллизации нами были проведены термобарогеохимические исследования в лейцитосодержащих лавах тефрифонолитового и фонолитового состава комплекса Большена, а также сделан сравнительный анализ полученных данных с аналогичными результатами изучения расплавных включений в минералах других вулканических комплексов Римской магматической провинции [Barton et al., 1982; Kamenetsky et al., 1995; Lima, 2000]. Подобные термобарогеохимические исследования лейцитовых пород на Вульсини проводились только во вкрапленниках оливинов из вулканических шлаков калиевого базанитового состава комплекса Монтефьясконе [Kamenetsky et al., 1995]. При этом остались нерешенными вопросы относительно состава исходных магм, содержания в них редких и редкоземельных элементов, обогащенности летучими компонентами, эволюции и мантийных источниках. Многочисленные исследования расплавных включений в минералах лейцитосодержащих вулкаников посвящены главным образом породам влк. Везувий [Cioni et al., 1998; Webster et al., 2001; и др.] и Роккамонфина [Lima, 2000; и др.].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных элементов в исследуемых породах определялись рентгенофлуоресцентным методом (РФА) аналитиком к.г.-м.н. Н.Г. Кармановой. Для анализа использовались рентгенофлуоресцентные спектрометры VRA-20R и ARL-9900-XP. Пределы обнаружения для большинства анализируемых элементов составляют 0.01 мас. %, а для Na₂O и MgO — 0.04 и 0.05 мас. % соответственно.

Для комплексного термобарогеохимического исследования были подготовлены шлифы и полированные с двух сторон пластинки лейцитовых тефрифонолитов и фонолитов комплекса Большена. Оптические исследования шлифов и полированных с двух сторон пластинок были проведены в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51.

Прогрев включений в минералах осуществлялся в микротермокамере с силитовым нагревателем в воздушной среде при постоянном наблюдении за происходящими изменениями под микроскопом вплоть до 1400 °С. Микротермокамера была откалибрована с использованием температур плавления чистых солей: K₂Cr₂O₇ (398 °С), NaCl (800 °С), Au (1065 °С) и Mn (1245 °С). Точность определения температур составляла ± 10 °С. Длительность прогрева включений в минералах в среднем составляла 40—60 мин. Процесс нагрева включений в клинопироксене начинался с размягчения стекла включений, затем происходило плавление дочернего клинопироксена со стенок вакуоли и под конец наблюдалось уменьшение, а затем исчезновение газового пузыря при 1100—1200 °С. За температуру гомогенизации принимались те значения, которые при повторных опытах оставались стабильными. При закалке включений в клинопироксене появлялся усадочный пузырь. Эксперименты гомогенизации включений в лейците оказались менее удачными. При нагреве происходило плавление дочерних фаз и оформление газового пузыря. Гомогенизация включения была достигнута всего один раз при 1100 °С. В остальных случаях прогрев включений из-за большой вероятности их вскрытия проводился до исчезновения последней кристаллической фазы и последующего уменьшения газового пузыря — до 1120—1150 °С.

Химический анализ порообразующих минералов, кристаллитов и стекол в прогретых и непрогретых силикатных расплавных включениях проводился с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3MLU с использованием программы INCA Energy 450+ (Oxford Instrumental Analytical Ltd.) и методов микрозондового анализа на микроанализаторе Cameca Camebax-Micro. Условия съемки на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3MLU: ускоряющее напряжение

20 кВ, ток зонда 1 нА. В качестве стандартов для большинства элементов были использованы простые оксиды, металлы и минералы: SiO_2 (Si, O), Al_2O_3 (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P), BaF_2 (Ba, F), Cr_2O_3 (Cr), пирит (S), Ti^0 , Fe^0 , Mn^0 , Zn^0 и др. Для количественной оптимизации (нормировки на ток зонда и калибровки спектрометра по энергии) применялся Co^0 . Время набора спектров на минералах 20 с, в силикатных стеклах 60 с. Условия съемки на микрозондовом анализаторе Camebax-Micro: сила тока составляла 30—40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр электронного пучка — 2.5—3.0 мкм. Для калибровки микроанализатора перед началом работы проводилась съемка стандартов — природных минералов со строго установленными содержаниями отдельных элементов (диопсид, альбит и ортоклаз). Пределы обнаружений элементов составляли (мас. %): SiO_2 — 0.009; TiO_2 — 0.036; Al_2O_3 — 0.012; FeO — 0.019; MgO — 0.013; MnO — 0.022; CaO — 0.010; Na_2O — 0.020; K_2O — 0.010; BaO — 0.105; SrO — 0.019; P_2O_5 — 0.008; Cl — 0.011; SO_3 — 0.011. Погрешность рентгеноспектральных определений на микроанализаторе обычно не превышала 2 мас. %, если исследовались однородные и достаточно крупные объекты. При определении состава включений в минералах погрешность анализа достигала до 4—5 мас. %. Все аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

Метод вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) применялся для определения содержания летучих компонентов (H и F) в стекле включений (размером не менее 30 мкм) из клинопироксена на ионном микрозонде Cameca IMS-4f по методике А. В. Соболева [1996]. Определения проводились в Ярославском филиале Физико-технического института РАН.

ГЕОЛОГИЯ ВУЛКАНА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

На вулканическом поле Вулсини с помощью полевых исследований, изучения скважин и гравитационных аномалий было выделено [Nappi et al., 1991] четыре главных вулканических комплекса: Палео-Больсена (0.6—0.45 млн лет), Больсена (около 0.49—0.32 млн лет), Монтефьясконе (0.3—0.2 млн

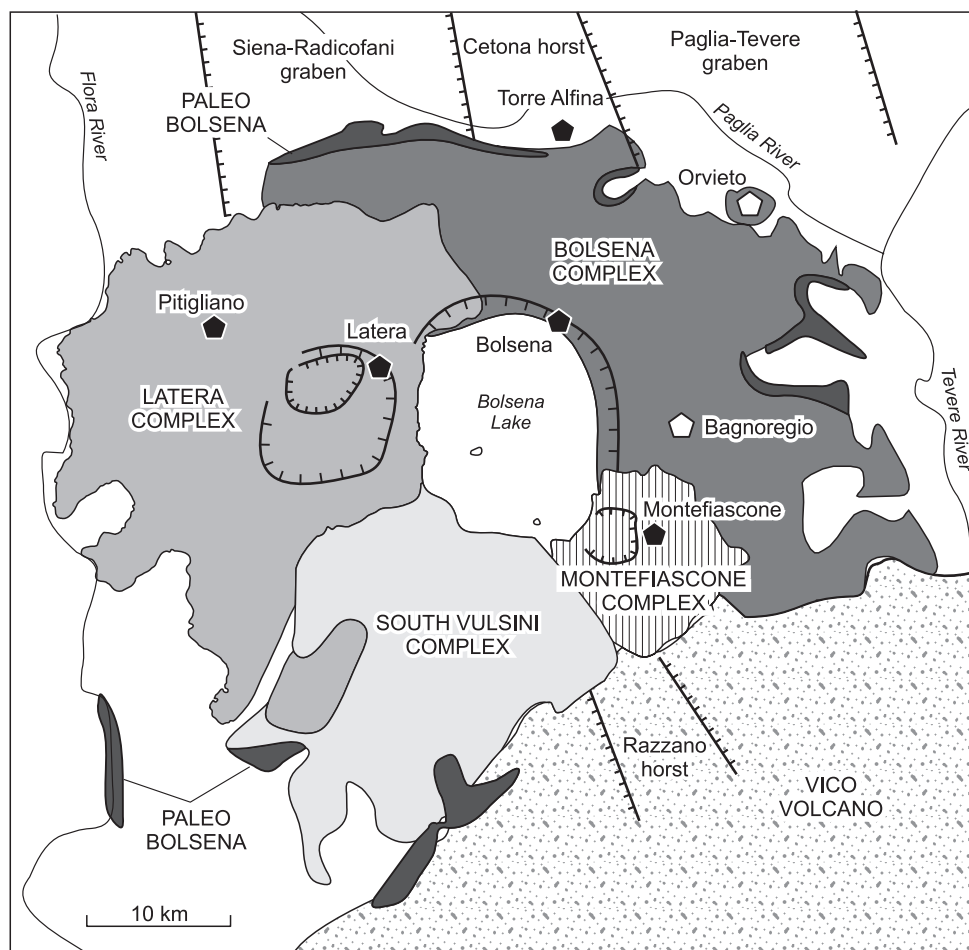


Рис. 1. Схематическая карта вулканического поля Вулсини [Pecserillo, 2005].

лет) и Латера (0.38—0.15 млн лет). Несколько пирокластических продуктов и лавовых потоков, не имеющих отношения к упомянутым комплексам, были выделены в отдельный комплекс — Южный Вульсини (рис. 1) [Pescerillo, 2005].

Согласно [Nappi et al., 1991], для вулканического поля Вульсини типичны несколько вулканических циклов, представленных: а) начальной фазой извержения преимущественно эффузивных лейцит-содержащих лавовых потоков, связанных со стромболианским типом вулканической деятельности; б) эксплозивной вулканической деятельностью плинианского типа вблизи пересечения крупных региональных разломов; в) заключительным этапом, характеризующимся вулканическим обрушением, который связан с гидромагматической и/или магматической деятельностью [Gupta, 2015].

Восточный и северо-восточный секторы Вульсини сложены продуктами вулканического комплекса Больсена (см. рис. 1). Они представлены лавовыми потоками и стромболианскими вулканическими шлаками, плинианскими отложениями, мощными толщами игнимбритов и гидровулканическими продуктами преимущественно высококальцевой серии, включающими лейцитовые базаниты, лейцититы, тефриты, фонолиты и трахиты, в меньшей степени латиты и шошониты. Преобладающее количество продуктов было извержено из кальдеры оз. Больсена [Pescerillo, 2005], которая и является самой древней из всех существующих кальдер Вульсини.

Предметом наших исследований явились наиболее ранние продукты извержения комплекса Больсена — образцы лавового потока лейцитовых тефрифонолитов, отобранные в районе Орвието. По петрографическому описанию эти породы похожи на продукты лавового потока Буон Ваджио с крупными вкрапленниками лейцита (до 1 см), описанными в работе [Varekamp, 1980] с датировками 0.41 млн лет [Everden, Curtiss, 1965]. Для сравнения нами были также изучены образцы лейцитовых фонолитов этого же комплекса, отобранные в районе оз. Больсена. Детальные петрографические исследования обеих пород показали, что они имеют порфировидную структуру, содержат одинаковый набор минералов в разных пропорциях. Текстура лейцитового тефрифонолита по сравнению с текстурой фонолита более пористая, с большим количеством миндалин и пустот. Вкрапленники в лейцитовом тефрифонолите имеются в большом количестве и представлены преимущественно лейцитом, клинопироксеном, плагиоклазом и редко щелочным полевым шпатом, а лейцитовый фонолит содержит редкие вкрапленники лейцита, плагиоклаза и клинопироксена. Основная масса в обеих породах сложена лейстами плагиоклаза, округлыми кристаллами лейцита, гипидиоморфными кристаллами клинопироксена и ксеноморфными зернами щелочного полевого шпата, а также ксеноморфными зернами титаномагнетита, мелкими кристаллами апатита и тонкораскристаллизованным стеклом.

Вкрапленники клинопироксена, плагиоклаза, щелочного полевого шпата являются зональными. Вкрапленники клинопироксена имеют короткостолбчатые формы и являются зонально-окрашенными: ядра обычно желтовато-зеленые, зеленые, к краям окраска темнеет и становится более насыщенной — темно-зеленой, буровато-зеленой. Иногда встречаются вкрапленники, у которых ядра имеют резорбиро-

Таблица 1. Химический состав пород комплекса Больсена (Вульсини)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	LTP	LP	LP	LP	LT	LT	TL	TL
SiO ₂ , мас. %	48.99	56.38	54.39	53.64	49.40	50.20	46.82	46.34
TiO ₂	0.94	0.64	0.58	0.51	1.00	0.90	0.74	0.76
Al ₂ O ₃	18.43	18.39	20.09	19.89	18.20	19.40	16.21	18.06
FeO _{общ}	8.25	4.36	3.71	3.82	8.05	7.29	7.32	7.48
MnO	0.16	0.10	—	0.15	—	—	0.15	0.17
MgO	4.36	1.30	0.97	0.83	3.30	2.80	5.35	3.38
CaO	8.32	4.11	3.67	3.59	7.90	7.20	11.19	9.66
Na ₂ O	1.76	3.14	3.96	2.89	3.10	3.30	1.85	2.40
K ₂ O	7.46	8.74	9.47	9.64	6.80	6.90	7.23	8.44
P ₂ O ₅	0.63	0.40	0.01	0.19	0.40	0.50	0.46	0.50
Сумма	99.30	98.04	96.85	95.15	98.15	98.49	97.32	97.19
Na ₂ O/K ₂ O	0.24	0.36	0.42	0.30	0.46	0.48	0.26	0.28
Mg#	0.35	0.23	0.21	0.18	0.29	0.28	0.42	0.31

Примечание. Породы: LTP — лейцитовый тефрифонолит, LT — лейцитовый тефрит, TL — тефритовый лейцитит, LP — лейцитовый фонолит. Прочерк — элемент не определялся. Анализы: 1, 2 — наши, 3, 5, 6 — данные [Varekamp, 1979]; 4, 7, 8 — данные [Barton et al., 1982].

ванные формы и окрашены в светло-зеленый цвет, а края этих вкрапленников, как обычно, темно-зеленого, буровато-зеленого цвета. Размеры вкрапленников небольшие (до 1—2 мм). Вкрапленники лейцита имеют идиоморфные тетрагонтриоктаэдрические формы, их размер достигает до 5—8 мм. Вкрапленники плагиоклаза имеют гипидиоморфную форму, часто резорбированы, иногда с текстурами быстрого роста/растворения, содержат множество включений, образуя ситовидные кристаллы, их размер небольшой до 1 мм. Редкие вкрапленники щелочного полевого шпата имеют крупный размер (около 0.5 мм) и призматические формы. Химические составы исследуемых нами лейцитовых тефрифенолитов и фонолитов приведены в табл. 1. Химический состав лейцитовых тефрифенолитов (см. табл. 1, ан. 1) отличается от состава лейцитовых фонолитов (ан. 2—4) повышенным содержанием FeO, MgO, CaO и похож на состав присутствующих также в районе Орвието лейцитовых тефритов (ан. 5, 6), отличаясь от них более низким содержанием Na₂O (1.8 против 3.1—3.3 мас. %). Такие же низкие количества Na₂O отмечаются в тефритовых лейцититах (см. табл. 1, ан. 7, 8).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Как показали исследования на микрозонде и сканирующем микроскопе, химический состав исследуемых минералов неоднородный.

Вкрапленники **клинопироксена** в тефрифенолите (табл. 2, ан. 1—5; рис. 2) представлены диопсидами, а в фонолите — диопсид-авгитами (см. табл. 2, ан. 6—10). Диопсиды по сравнению с последними

Таблица 2. Химический состав клинопироксенов из лейцитовых тефрифенолитов и фонолитов Вульсини

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ
SiO ₂ , мас. %	49.05	46.97	47.28	46.97	44.41	50.68	50.03	49.77	48.12	49.55	53.16	50.52	47.24	47.54	47.04	45.15	48.95
TiO ₂	0.88	1.28	1.26	1.15	1.50	0.78	0.70	0.79	0.92	1.07	0.38	0.93	1.25	1.59	1.62	2.21	1.49
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.65	0.33	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	4.68	6.37	5.43	6.01	7.93	3.39	3.81	4.25	4.81	3.45	2.22	4.97	5.69	4.71	5.12	6.92	3.14
FeO _{общ}	9.45	9.99	10.86	11.90	13.33	8.12	8.58	10.06	9.28	9.72	2.79	4.31	11.09	12.38	12.54	13.20	15.48
MnO	0.43	0.28	0.49	0.68	0.43	0.33	0.31	0.43	0.19	0.29	Н.п.о.	Н.п.о.	0.47	0.58	0.66	0.60	1.16
MgO	12.05	11.30	10.78	9.80	8.91	13.84	14.17	13.00	13.35	14.19	17.13	15.39	10.71	10.21	9.72	8.88	7.44
CaO	22.64	22.76	22.48	22.25	22.04	21.57	21.95	21.68	21.69	20.79	23.49	23.32	22.49	21.49	21.40	21.52	20.40
Na ₂ O	0.47	0.52	0.82	0.72	0.70	0.38	0.37	0.50	0.47	0.49	0.16	0.12	0.56	0.96	1.18	0.91	1.40
Сумма	99.66	99.48	99.39	99.48	99.26	99.09	99.92	100.48	98.83	99.55	99.97	99.90	99.50	99.46	99.28	99.39	99.47
Si, ф. ед.	1.840	1.768	1.786	1.784	1.697	1.898	1.856	1.848	1.808	1.849	1.935	1.852	1.788	1.807	1.791	1.727	1.894
Ti	0.025	0.036	0.036	0.033	0.043	0.022	0.020	0.022	0.026	0.030	0.010	0.026	0.035	0.045	0.046	0.064	0.043
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.207	0.283	0.242	0.269	0.357	0.150	0.167	0.186	0.213	0.152	0.095	0.215	0.254	0.211	0.230	0.312	0.143
Fe	0.297	0.315	0.343	0.378	0.426	0.254	0.266	0.312	0.292	0.303	0.085	0.132	0.351	0.393	0.399	0.422	0.501
Mn	0.014	0.009	0.016	0.022	0.014	0.010	0.010	0.014	0.006	0.009	0.000	0.000	0.015	0.019	0.021	0.020	0.038
Mg	0.674	0.634	0.607	0.555	0.508	0.772	0.783	0.719	0.748	0.789	0.929	0.841	0.604	0.578	0.552	0.506	0.429
Ca	0.910	0.918	0.910	0.906	0.903	0.866	0.872	0.863	0.873	0.831	0.916	0.916	0.912	0.875	0.873	0.882	0.846
Na	0.034	0.038	0.060	0.053	0.052	0.028	0.027	0.036	0.034	0.035	0.011	0.008	0.041	0.071	0.087	0.067	0.105
Fe ³⁺	0.097	0.147	0.173	0.150	0.213	0.037	0.110	0.110	0.153	0.120	0.007	0.028	0.141	0.155	0.181	0.174	0.087
Fe ²⁺	0.199	0.167	0.170	0.228	0.213	0.217	0.157	0.203	0.139	0.183	0.078	0.104	0.210	0.238	0.218	0.248	0.414
Al ^{IV}	0.160	0.232	0.214	0.216	0.303	0.102	0.144	0.152	0.192	0.151	0.065	0.148	0.212	0.193	0.209	0.273	0.106
Al ^{VI}	0.047	0.051	0.028	0.053	0.055	0.048	0.022	0.034	0.021	0.001	0.030	0.067	0.042	0.018	0.021	0.039	0.038
Mg [#]	69	67	64	59	54	75	75	70	72	72	92	86	63	60	58	55	46
Wo, %	50	52	52	51	53	45.7	47	47	48.5	45	47.4	49	51	49	50	51	46
En	37	36	34	31	30	40.8	42.5	39	41.5	43	48	45	34	32.5	31	29	23
Fs	11	10	11	14	14	12	9	12	8	10	4	5.5	13	14.5	14	16	25
Aeg	2	2	3	3	3	1.5	1.5	2	2	2	0.6	0.5	2	4	5	4	6

Примечание. В — вкрапленники: 1—5 — в тефрифенолите, 6—10 — в фонолите, 11, 12 — магнетиальные ядра вкрапленников в тефрифенолите; ОМ — зерно основной массы (13—17). Расчеты стехиометрических коэффициентов (ф. ед.) проводились по количеству катионов. $Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe_{общ})$.

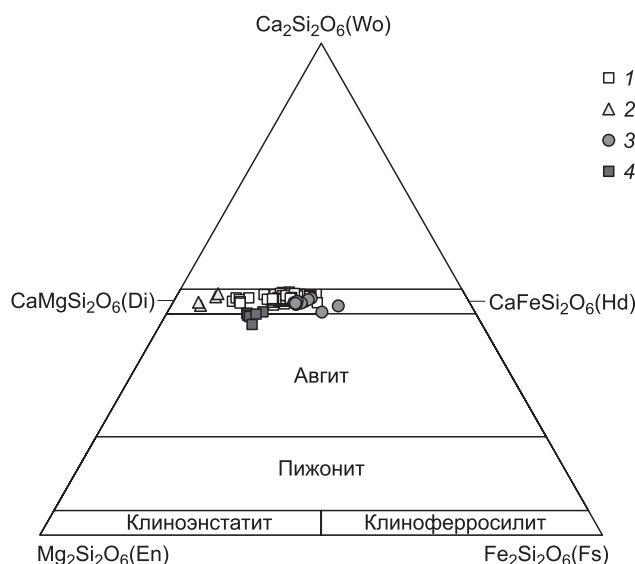


Рис. 2. Состав Ca-Mg-Fe клинопироксенов [Morimoto, 1989];

- 1
 △ 2
 ● 3
 ■ 4
- в тефрифонолите (1 — вкрапленники, 2 — магнезиальные резорбированные ядра вкрапленников, 3 — зерна основной массы) и фонолите (4 — вкрапленники).

содержат больше Al_2O_3 , FeO, CaO, меньше SiO_2 и MgO. Зерна основной массы в обоих породах имеют близкий состав и по сравнению с вкрапленниками, как правило, содержат больше железа (Mg# до 46), марганца (0.5—1.2 мас. % MnO) и натрия (0.6—1.4 мас. % Na_2O) (см. табл. 2, ан. 13—17). Стоит отметить, что присутствующие в тефрифонолитах резорбированные светло-зеленые ядра вкрапленников (см. табл. 2, ан. 11, 12) характеризуются высокой магнезиальностью вплоть до 92 и содержат до 0.7 мас. % Cr_2O_3 , 2.7—4.3 мас. % Al_2O_3 и 0.1—0.2 мас. % Na_2O .

Состав вкрапленников **лейцита** в обоих породах имеет стандартный однородный состав (табл. 3, ан. 1—8). Вкрапленники лейцита по сравнению с зернами основной массы (см. табл. 3, ан. 9—11) содержат больше Na_2O (0.3—0.7 против 0.1—0.3 мас. %) и меньше FeO (0.3—0.4 против 0.5—0.7 мас. %).

Состав вкрапленников **плагноклаза** в обоих породах близкий, характеризуется рекуррентной зональностью (периодично повторяющейся от прямой к обратной), изменяющейся от битовнита к лабрадору ($An_{51-85} Ab_{14-46} Or_{1-4}$) (табл. 4, ан. 1—3, 18—20; рис. 3). Такая зональность в плагноклазах могла быть связана как с колебанием температуры при подъеме водонасыщенной магмы к поверхности, при котором происходит декомпрессия и кристаллизация магмы, так и со смешением с более горячей порцией магмы [Streck, 2008]. Иногда краевые зоны некоторых вкрапленников представлены андезином ($An_{45-49} Ab_{48-50} Or_{3-6}$) (см. табл. 4, ан. 4, 5). А состав лейст плагноклаза в основной массе отвечает олигоклазу ($An_{23-28} Ab_{35-65} Or_{6-10}$) (см. табл. 4, ан. 6, 7; рис. 3).

Крупные кристаллы **щелочных полевых шпатов** ($Or_{47-62} Ab_{35-49} An_{3-7}$) в тефрифонолитах характеризуются специфичной зональностью: крупные ядерные зоны (300—350 мкм) представлены однородным санидином, промежуточные зоны толщиной 20—30 мкм обогащены BaO (до 4—5 мас. %), а краевые зоны (20—30 мкм) уже не содержат Ba (см. табл. 4, ан. 8, 9, 10 соответственно). Лейсты и зерна щелочного полевого шпата в основной массе характеризуются однородным составом, отвечающим санидину и анортотлазу ($Or_{22-50} Ab_{46-63} An_{4-16}$) (см. табл. 4, ан. 11, 12; рис. 3). Хадакристаллы, обнаружен-

Таблица 3. Химический состав лейцитов из лейцитовых тефрифонолитов и фонолитов Вульсини

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	В	В	В	В	В	В	В	В	ОМ	ОМ	ОМ
SiO_2 , мас. %	57.25	56.09	54.49	55.5	55.16	56.68	55.15	56.03	55.85	56.71	57.10
Al_2O_3	22.79	22.1	22.23	23.34	23.18	22.25	23.07	23.40	22.95	22.40	22.36
FeO _{общ}	0.31	0.33	0.43	0.41	0.37	0.28	0.29	0.28	0.52	0.66	0.53
CaO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.02	Н.п.о.	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Na_2O	0.41	0.27	0.67	0.48	0.46	0.35	0.67	0.34	0.30	0.16	0.18
K_2O	18.75	20.27	20.37	20.98	21.54	19.67	20.74	20.92	20.39	20.07	19.83
Сумма	99.51	99.1	98.19	100.71	100.73	99.23	99.93	100.97	100.00	100.00	100.00
Si, ф. ед.	2.053	2.043	2.014	2.001	1.997	2.052	2.003	2.009	2.020	2.044	2.052
Al	0.961	0.947	0.967	0.990	0.987	0.948	0.986	0.987	0.976	0.950	0.945
Fe	0.009	0.010	0.013	0.012	0.011	0.008	0.009	0.008	0.016	0.020	0.016
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.028	0.019	0.048	0.034	0.032	0.025	0.047	0.024	0.021	0.011	0.012
K	0.858	0.943	0.962	0.966	0.995	0.909	0.962	0.957	0.941	0.924	0.910

Примечание. В — вкрапленники: 1—5 — в тефрифонолите, 6—8 — в фонолите; ОМ — зерно основной массы тефрифонолитов (9—11). Расчеты стехиометрических коэффициентов (ф. ед.) проводились по количеству оксидов.

Таблица 4. Химический состав полевых шпатов из лейцитовых тейрифолитов (1-17) и фонолитов (18-24) Вульсини

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Sa	Sa	Sa	Sa	Ano	Sa	Sa	Sa	Ano	BaFsp	Pl	Pl	Pl	Sa	Sa	Sa	Sa
	B	B	B	B	B	OM	OM	B	B	B	OM	OM	KB	KB	KB	KB	KB	B	B	B	KB	KB	KB	KB
SiO ₂ , мас. %	47.38	54.66	46.14	54.47	55.29	60.27	59.87	65.01	60.83	65.56	65.19	62.48	60.48	59.89	64.31	65.32	54.15	50.84	49.40	48.09	62.57	63.84	64.61	61.60
TiO ₂	0.05	0.12	0.06	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.27	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.22	0.11	Н.п.о.	Н.п.о.	0.05	Н.п.о.	0.14	0.17	0.18	0.12
Al ₂ O ₃	31.82	28.65	33.29	28.44	27.33	23.68	24.43	19.83	21.67	19.39	18.63	22.16	20.69	20.97	19.76	19.91	21.41	29.49	31.41	31.82	20.46	20.50	19.31	20.39
FeO _{свм}	0.99	0.88	0.71	0.67	0.63	1.13	0.89	0.25	0.35	0.40	0.45	0.70	0.78	0.26	0.40	0.56	0.44	0.73	0.82	0.68	0.32	0.56	0.22	0.43
CaO	14.59	10.05	16.52	9.68	8.59	4.64	5.81	0.63	1.20	0.77	0.85	3.07	1.44	0.63	0.83	1.22	0.51	13.14	14.50	15.93	0.24	0.25	0.67	1.93
Na ₂ O	2.32	5.02	1.59	5.23	5.38	7.55	7.64	3.87	4.18	5.55	5.26	6.76	2.83	3.12	3.10	7.85	2.00	3.99	2.84	1.84	3.31	4.46	2.67	3.53
K ₂ O	0.30	0.62	0.13	0.60	0.89	1.69	1.07	10.41	7.51	8.13	8.52	3.54	9.44	8.83	11.01	5.03	8.73	0.43	0.45	0.16	11.15	9.20	13.04	9.44
BaO	0.16	Н.п.о.	Н.п.о.	0.40	0.60	1.03	Н.п.о.	Н.п.о.	4.27	0.22	Н.п.о.	1.29	3.37	6.30	Н.п.о.	Н.п.о.	12.77	Н.п.о.	0.11	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.12	1.01
SrO	1.31	»	0.88	Н.п.о.	1.29	Н.п.о.	»	»	Н.п.о.	Н.п.о.	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	»	»	Н.п.о.	0.48	0.65	0.71	»	»	0.27	0.56
Сумма	98.95	100.00	99.34	99.49	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	98.89	100.00	99.04	100.00	99.62	100.00	100.00	99.10	100.23	99.23	98.19	98.98	101.09	99.01
Si, ф. ед.	8.872	9.892	8.606	9.923	10.093	10.894	10.744	11.800	11.317	11.844	11.916	11.280	11.401	11.354	11.755	11.708	10.864	9.41	9.08	8.93	11.60	11.66	11.78	11.46
Ti	0.007	0.016	0.008	0.000	0.000	0.000	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.015	0.000	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	7.016	6.101	7.305	6.095	5.869	5.036	5.159	4.235	4.744	4.120	4.006	4.707	4.589	4.676	4.249	4.199	5.052	6.42	6.79	6.95	4.46	4.40	4.14	4.46
Fe	0.155	0.133	0.110	0.102	0.096	0.170	0.133	0.038	0.055	0.061	0.069	0.105	0.123	0.042	0.061	0.083	0.073	0.12	0.13	0.11	0.04	0.08	0.03	0.07
Ca	2.930	1.948	3.301	1.889	1.680	0.899	1.118	0.123	0.239	0.148	0.166	0.593	0.291	0.127	0.163	0.234	0.110	2.61	2.86	3.17	0.05	0.05	0.13	0.38
Na	0.842	1.758	0.574	1.844	1.901	2.640	2.653	1.359	1.504	1.939	1.861	2.362	1.033	1.144	1.097	2.724	0.775	1.43	1.01	0.66	1.19	1.58	0.94	1.27
K	0.072	0.144	0.031	0.140	0.207	0.390	0.246	2.412	1.784	1.874	1.988	0.815	2.272	2.136	2.569	1.151	2.236	0.10	0.11	0.04	2.64	2.15	3.03	2.24
Ba	0.012	0.000	0.000	0.029	0.043	0.073	0.000	0.000	0.312	0.015	0.000	0.092	0.249	0.469	0.000	0.000	1.005	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07
Sr	0.142	0.000	0.095	0.000	0.136	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.05	0.07	0.08	0.00	0.00	0.03	0.06
An, %	76.2	50.6	84.5	48.8	44.4	22.9	27.8	3.2	6.8	3.7	4.1	15.7	8.1	3.7	4.2	5.7	3.5	63.0	71.9	81.9	1.2	1.3	3.2	9.9
Ab	21.9	45.7	14.7	47.6	50.2	67.2	66.0	34.9	42.6	48.9	46.3	62.6	28.7	33.6	28.6	66.3	24.8	34.6	25.4	17.1	30.7	41.8	22.9	32.6
Or	1.9	3.7	0.8	3.6	5.5	9.9	6.1	62.0	50.6	47.3	49.5	21.6	63.2	62.7	67.1	28.0	71.6	2.5	2.7	1.0	68.1	56.9	73.9	57.5

Примечание. В — вкрапленник, KB — кристаллические включения в минералах; OM — зерно основной массы. Pl — плагиоклаз, Sa — санидин, Ano — анортит, BaFsp — бариевый полевой шпат. Расчеты стехиометрических коэффициентов (ф.ед.) проводились по количеству оксидов.

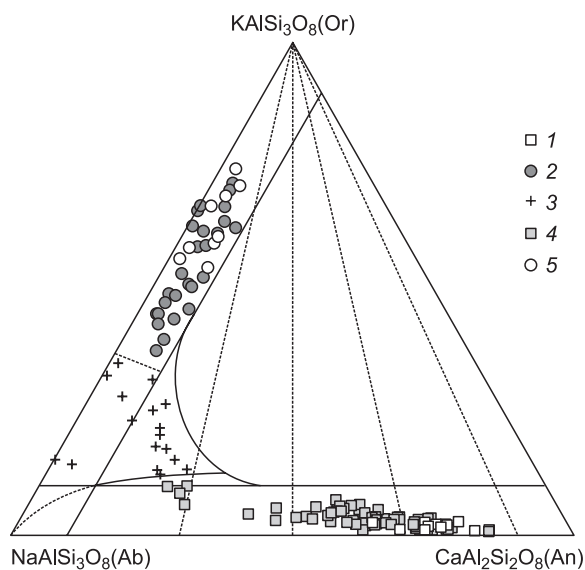


Рис. 3. Состав щелочных полевых шпатов на диаграмме твердых растворов альбит—ортоклаз—анортит:

из тефрифенолитов (1 — плагиоклаз, 2 — санидин, 3 — анортоклаз) и фенитов (4 — плагиоклаз, 5 — санидин).

ные во вкрапленниках клинопироксена (см. табл. 4, ан. 13, 16), лейцита (см. табл. 4, ан. 14, 17) и плагиоклаза (см. табл. 4, ан. 15) из тефрифенолитов, представлены санидином с высоким содержанием ВаО (1.2—6.5 мас. %), реже анортоклазом и бариевым полевым шпатом. Состав же хадакриссталлов щелочного полевого шпата во вкрапленниках клинопироксена (см. табл. 4, ан. 21, 22) и плагиоклаза (см. табл. 4, ан. 23, 24) из фенитов отвечает санидину и, в отличие от таковых в тефрифенолитах, содержит низкие количества ВаО (до 1 мас. %).

Зерна **титаномагнетита** содержат до 8 % алюмошпинелевого и до 11 % ульвошпинелевого компонентов, а также небольшие количества V_2O_3 (0.3—0.8 мас. %), MnO (1.2—4.7 мас. %) и MgO (до 2 мас. %).

В **апатите** отмечается примесь редкоземельных элементов (мас. %) (0.8—2.7 Ce_2O_3 , до 1.2 La_2O_3 , 0.3—1.0 Nd_2O_3 , до 0.4 Pr_2O_3 , 0.5 ThO_2), фтора (4.1—5.4), серы (0.5—1.4) и хлора (до 0.1 мас. %).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Во вкрапленниках клинопироксена, лейцита и плагиоклаза исследуемых пород были обнаружены и изучены первичные расплавные включения (рис. 4, а—д) с целью получения прямой информации о составе исходного расплава, его эволюции, протекавших процессах, температурах кристаллизации.

Во вкрапленниках **клинопироксена** первичные расплавные включения располагаются азонально, являются стекловатыми с малоплотным газовым (усадочным) пузырьком, иногда содержат минералы-спутники — апатит и магнетит. Размеры включений варьируют от 10×10 до 40×60 мкм (см. рис. 4 а, б). Согласно результатам микротермометрии, температура гомогенизации этих включений составляет 1100 — 1205 °С в тефрифенолитах и 1160 — 1190 °С в фенитах.

Первичные расплавные включения во вкрапленниках **лейцита** располагаются по зонам роста минерала-хозяина и являются полностью тонкораскристаллизованными (см. рис. 4, в). Их размер обычно небольшой — около 10×12 мкм, редко достигает 40×30 мкм. Иногда во включениях наблюдается клинопироксен-спутник, по составу близкий к вкрапленникам, т. е., вероятно, в какой-то момент происходил совместный рост лейцита и клинопироксена. Гомогенизация включений в лейците была достигнута всего один раз при 1100 °С в тефрифенолитах, а в остальных случаях прогрев включений из-за частого их вскрытия при высоких температурах проводился до исчезновения последней дочерней фазы и последующего уменьшения газового пузыря — до 1120 °С (см. рис. 4, г).

Частично раскристаллизованные расплавные включения во вкрапленниках **плагиоклаза** были обнаружены только в фенитах (см. рис. 4, д). Их размер колеблется от 30×5 до 4×1 мкм. Они содержат дочерний санидин, амфибол, остаточное стекло и газовую фазу. Гомогенизация этих включений происходит при 1060 — 1080 °С.

Стекла прогретых расплавных включений в клинопироксене из обеих пород имеют близкий состав, изменяющийся от тефритов к трахитам-фенитам (табл. 5, рис. 5). Однако в целом в тефрифенолитах состав стекол (см. табл. 5, ан. 1—8) является более основным и по сравнению с таковыми в фенитах (см. табл. 5, ан. 9—16) содержит меньше SiO_2 (50.3—55.4 мас. % против 52.6—57.1), при близких значениях MgO (2.0—4.5 мас. %) и Al_2O_3 (13.4—18.1 мас. %). Кроме того, стекло включений в клинопироксене из тефрифенолитов по сравнению с таковым из фенитов при равном количестве SiO_2 содержит больше CaO (6.0—12.7 мас. % против 4.4—7.9 мас. %), MnO (0.2—0.4 мас. % против 0.1—0.2 мас. %), Na_2O (2.7—5.6 мас. % против 1.8—2.7 мас. %), TiO_2 (0.6—1.0 мас. % против 0.5—1.2 мас. %), Cl (0.08—0.16 мас. % против 0.04—0.06 мас. %) и меньше FeO (4.6—7.8 мас. % против 4.5—8.2 мас. %) и K_2O (3.7—7.9 мас. % против 6.0—9.2 мас. %). В составе стекол прогретых включений из клинопироксенов обеих пород также отмечается P_2O_5 (до 1.1 мас. %), SO_3 (до 0.7 мас. %), F (до 0.7—0.9 мас. %) и H_2O (0.5 мас. %). Если сравнивать составы стекол прогретых включений со стеклами непрогретых включений в клинопироксенах (табл. 6, ан. 1—17; см. рис. 5), то они содержат существенно меньше Si ,

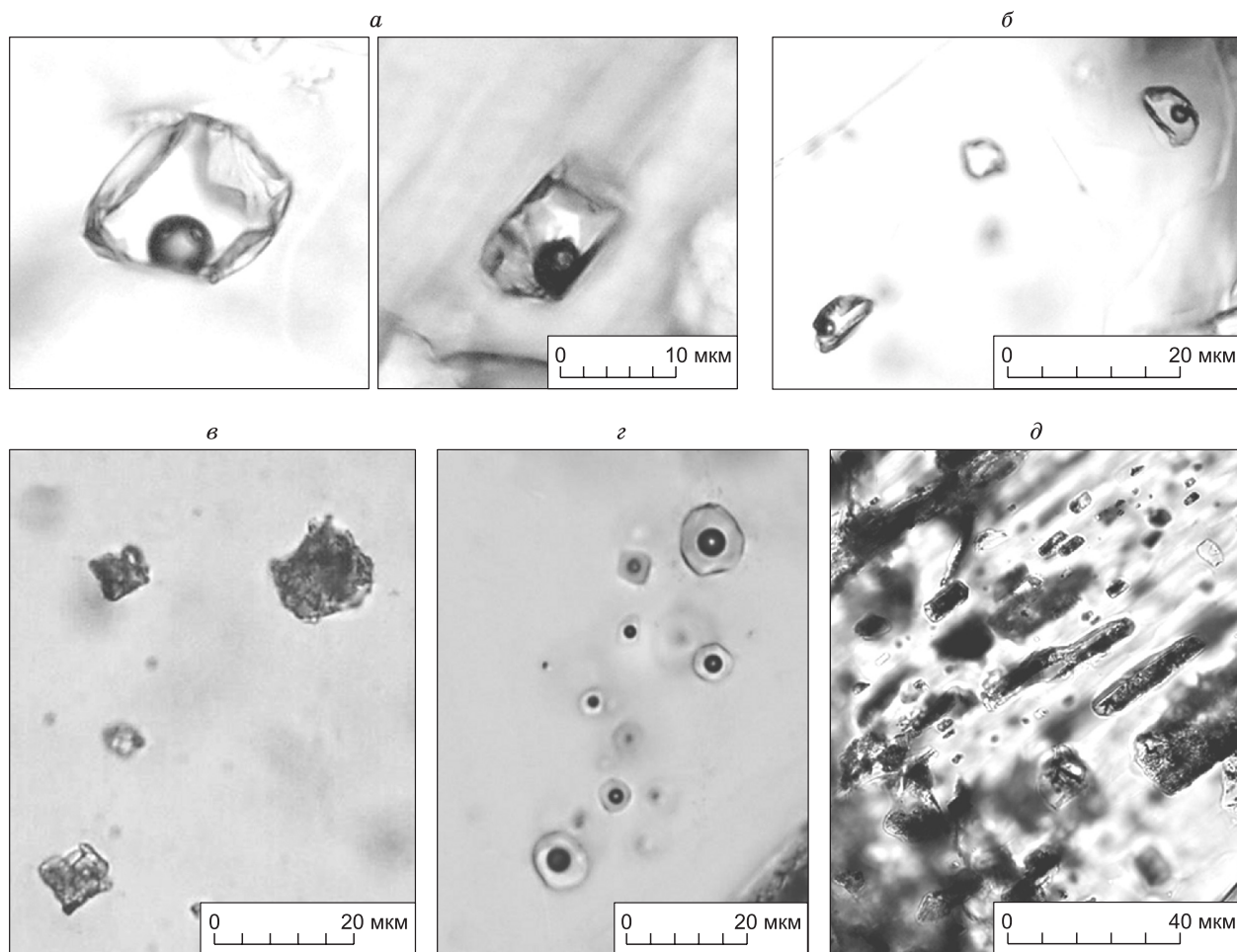


Рис. 4. Расплавные включения во вкрапленниках клинопироксена (*а, б*), лейцита (*в* — до прогрева, *г* — после прогрева) и плагиоклаза (*д*).

Изображение в проходящем свете.

Al и щелочей, больше Fe, Mg, Ti, Mn и Ca, т. е. отражают изменение состава расплава в результате фракционной кристаллизации клинопироксена на стенках вакуоли включений.

При изучении **стекол расплавных включений в лейците** из тефрифонолитов было установлено два типа их химических составов: более магнезиальный ($Mg\# 0.24\text{—}0.36$; табл. 7, ан. 1—9) и более железистый ($Mg\# 0.06\text{—}0.13$; табл. 7, ан. 10—18). Включения с магнезиальными стеклами (см. табл. 7, ан. 1—9) зафиксированы только в центральных частях вкрапленников лейцита, иногда они являются комбинированными, содержащими клинопироксены-спутники, которые при микротермометрических экспериментах не плавятся. Включения с железистыми стеклами (см. табл. 7, ан. 10—18) встречаются как в центральных, так и промежуточных и краевых зонах лейцита. Состав магнезиальных стекол оказался близок к составу включений из клинопироксена (см. табл. 5). При этом в лейците от центра к промежуточным и краевым зонам во включениях уменьшается содержание MgO и CaO, увеличивается FeO, MnO, K_2O и TiO_2 . При близких значениях SiO_2 (53—55 мас. %) содержание Al_2O_3 меньше в железистых стеклах включений по сравнению с магнезиальными, но далее с увеличением SiO_2 (> 55 мас. %) его содержание увеличивается (рис. 6). Следует отметить, что уменьшение содержания MgO от центра к промежуточным и краевым зонам достаточно резкое: 2.8—4.2 мас. % и 0.5—1.8 мас. % соответственно (см. табл. 7). Вероятно, это объясняется тем, что на стадии кристаллизации промежуточных и краевых зон вкрапленников лейцита основная часть клинопироксенов уже выкристаллизовалась, что привело к резкому уменьшению содержания MgO и CaO в расплаве. Стекла прогретых включений, захваченных лейцитом из фонолитов (см. табл. 7, ан. 19—26), имеют состав либо близкий к железистым стеклам, либо промежуточной между железистыми и магнезиальными стеклами включений в лейците тефрифонолитов (см. рис. 6).

Таблица 5. Химический состав стекол прогретых расплавных включений в клинопироксене лейцитовых тефрифенолитов (1—8) и фонолитов (9—16) Вульсини

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	50.30	52.45	52.02	52.88	54.66	55.44	54.49	54.03	52.62	52.97	52.85	53.00	54.32	56.52	57.03	57.13
TiO ₂	0.90	0.97	0.76	0.67	0.71	0.71	0.67	0.58	1.08	0.71	0.75	1.11	1.16	0.45	0.70	1.07
Al ₂ O ₃	13.38	13.94	13.91	17.80	16.07	16.42	16.91	16.26	14.96	17.57	18.12	14.67	13.49	16.64	17.66	16.24
FeO _{общ}	6.99	7.81	6.76	5.71	5.81	5.10	4.55	4.61	8.21	4.48	4.62	7.96	7.59	5.05	5.06	6.07
MnO	0.34	0.35	0.36	0.25	0.26	0.25	0.21	0.22	0.17	0.11	0.12	0.13	0.15	0.10	0.17	0.22
MgO	4.16	4.45	3.59	3.01	3.72	2.76	2.04	3.22	4.23	3.36	3.30	4.37	4.49	2.71	1.97	2.27
CaO	12.70	11.72	9.75	9.90	9.91	7.31	6.02	7.12	7.73	6.54	6.27	7.98	7.52	5.15	4.40	4.92
Na ₂ O	3.38	2.69	3.49	4.32	3.17	4.19	5.59	4.10	2.47	1.83	1.86	2.58	2.29	2.62	2.66	2.64
K ₂ O	4.30	4.08	5.35	4.50	3.67	6.48	7.93	6.72	6.01	9.07	9.17	6.15	6.15	7.80	7.73	6.72
BaO	Н.п.о.	0.27	0.30	Н.п.о.	0.09	Н.п.о.	Н.п.о.	0.22	Н.п.о.	0.21	0.14	0.10	0.12	0.19	0.24	Н.п.о.
SrO	»	Н.п.о.	Н.п.о.	»	Н.п.о.	»	»	Н.п.о.	0.04	0.13	0.14	0.04	0.03	Н.п.о.	0.08	0.05
P ₂ O ₅	1.10	0.14	»	»	»	»	»	»	0.05	0.80	0.82	0.20	0.17	0.07	0.32	0.31
SO ₃	0.25	0.22	0.10	»	»	»	0.15	0.14	0.06	0.66	0.59	Н.п.о.	0.06	0.12	0.17	0.12
Cl	0.12	0.13	0.15	0.16	0.08	0.16	0.14	0.15	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
F	Н.п.о.	0.36	0.57	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.35	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97.93	99.56	97.11	99.21	98.16	98.80	99.04	97.47	97.67	98.50	98.80	98.35	97.60	97.47	98.24	97.81
K ₂ O/ Na ₂ O	1.27	1.52	1.53	1.04	1.16	1.54	1.42	1.64	2.43	4.96	4.93	2.38	2.69	2.98	2.91	2.55
Mg#	0.37	0.36	0.35	0.35	0.39	0.35	0.31	0.41	0.34	0.43	0.42	0.35	0.37	0.35	0.28	0.27
T _{гом} , °C	1190	1200	1190	1190	1190	1140	1165	1180	1190	1160	1190	1190	1160	1190	1160	1190

Примечание. Клинопироксен-хозяин в лейцитовых тефрифенолитах представлен диопсидом, а в фонолитах — диопсид-авгитом. Прочерк — элемент не анализировался. Н.п.о. — ниже предела обнаружения.

Таблица 6. Химический состав стекол непрогретых расплавных включений в клинопироксене из лейцитовых тефрифенолитов (1—10) и фонолитов (11—17) Вульсини

Компо- нент	1(2)	2	3(2)	4	5	6	7(2)	8	9(3)	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ , мас. %	58.03	58.11	58.77	58.80	59.04	59.21	59.80	60.08	61.31	61.40	65.05	60.16	61.86	60.99	60.81	61.45	62.03
TiO ₂	0.52	0.39	0.14	0.26	0.28	0.27	0.06	Н.п.о.	0.38	0.32	0.09	0.11	0.20	0.14	0.07	0.05	0.17
Al ₂ O ₃	20.17	21.66	22.13	20.05	21.38	21.13	22.87	21.95	21.64	21.74	17.81	19.10	19.91	22.07	20.38	21.07	20.87
FeO _{общ}	2.23	1.63	0.48	1.04	1.51	1.05	0.57	0.49	1.10	0.90	0.61	0.26	0.45	0.45	0.50	0.58	0.65
MnO	0.15	0.13	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.05	Н.п.о.	0.04	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.06	0.04	Н.п.о.	0.05	0.05
MgO	0.60	Н.п.о.	»	0.19	0.75	»	0.04	»	0.01	»	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.00
CaO	3.86	0.35	0.82	1.14	3.07	0.41	0.71	0.42	0.22	0.39	0.16	0.33	0.31	0.34	0.35	0.24	0.24
Na ₂ O	4.82	7.45	3.46	5.34	5.65	5.97	4.53	5.63	4.35	5.45	3.77	1.47	3.62	5.96	3.11	6.67	5.47
K ₂ O	8.48	7.48	10.73	8.86	8.38	9.44	10.65	9.31	9.13	9.51	10.33	13.35	9.95	8.39	12.32	9.63	9.01
BaO	0.31	Н.п.о.	Н.п.о.	0.18	Н.п.о.	0.43	0.37	0.17	0.28	0.33	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
SrO	Н.п.о.	»	»	Н.п.о.	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	»	0.24	»	»	»	»	»
P ₂ O ₅	0.08	»	»	»	»	»	0.11	»	0.06	»	0.13	0.19	0.28	0.17	0.11	0.07	0.11
SO ₃	0.02	0.20	»	»	»	0.17	0.12	0.20	0.12	0.15	0.06	0.07	0.06	0.09	0.03	0.07	0.08
Cl	0.17	0.22	»	0.24	0.14	0.18	0.13	0.22	0.22	0.20	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
F	0.71	0.62	0.35	0.63	0.41	0.35	0.34	1.04	Н.п.о.	0.27	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.14	98.25	96.87	96.75	100.60	98.62	100.35	99.51	98.84	100.63	98.04	95.32	96.74	98.66	97.72	99.91	98.68
K ₂ O/ Na ₂ O	1.76	1.00	3.10	1.66	1.48	1.58	2.35	1.65	2.10	1.74	2.74	9.08	2.75	1.41	3.96	1.44	1.65

Примечание. Прочерк — элемент не определялся. Н.п.о. — ниже предела обнаружения. В скобках количество анализов.

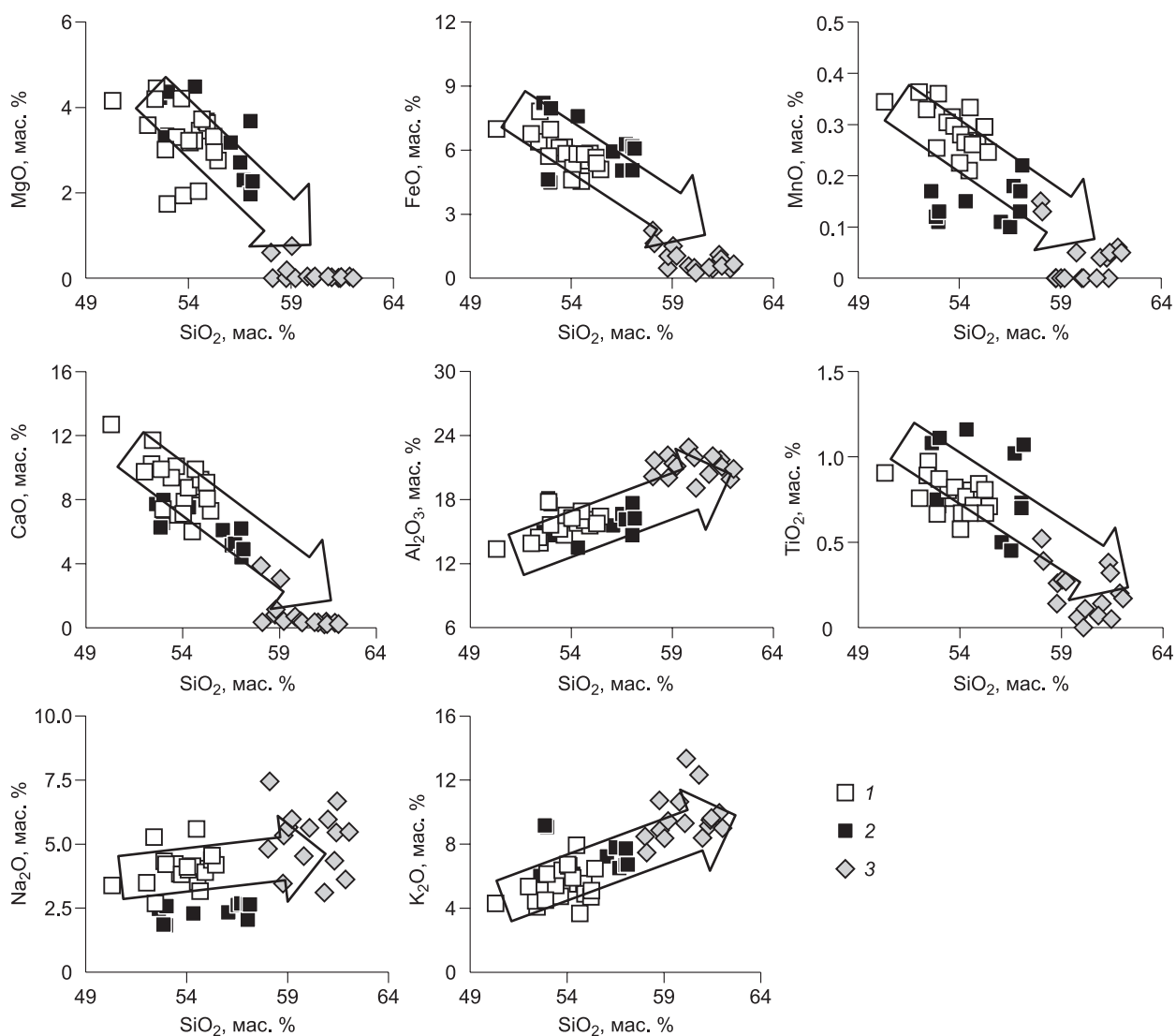


Рис. 5. Бинарная диаграмма соотношений петрогенных оксидов от SiO_2 в стеклах расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена:

1 — прогретых включений из тефрифенолитов, 2 — прогретых включений из фенолитов, 3 — непрогретых включений из обеих пород. Стрелкой обозначен тренд изменения состава стекол.

Стекла прогретых расплавных включений в плагиоклазе (табл. 8) из фенолитов по сравнению со стеклами в лейцитах из этой же породы характеризуются низкими значениями MgO , FeO , CaO , TiO_2 , MnO и высокими содержаниями Al_2O_3 и щелочей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение показало, что вкрапленники клинопироксена, плагиоклаза, щелочного полевого шпата в исследуемых породах являются зональными. При этом вкрапленники плагиоклаза имеют рекуррентную зональность, часто резорбированы, иногда имеют текстуры быстрого роста/растворения (ситовидные кристаллы). Резорбированными являются нередко и ядра вкрапленников клинопироксенов. Данные особенности морфологии вкрапленников и их составов свидетельствуют об эволюции исходного расплава, возможной его неоднородности и вероятной неравновесной кристаллизации на некоторых этапах его преобразования.

Как показали микротермометрические исследования, клинопироксен в тефрифенолитах кристаллизовался при 1205—1100 °C, в фенолитах — 1190—1160 °C, лейцит при 1100 °C, плагиоклаз — 1080—1060 °C. Основываясь на химических составах минералов и содержащихся в них расплавных включений

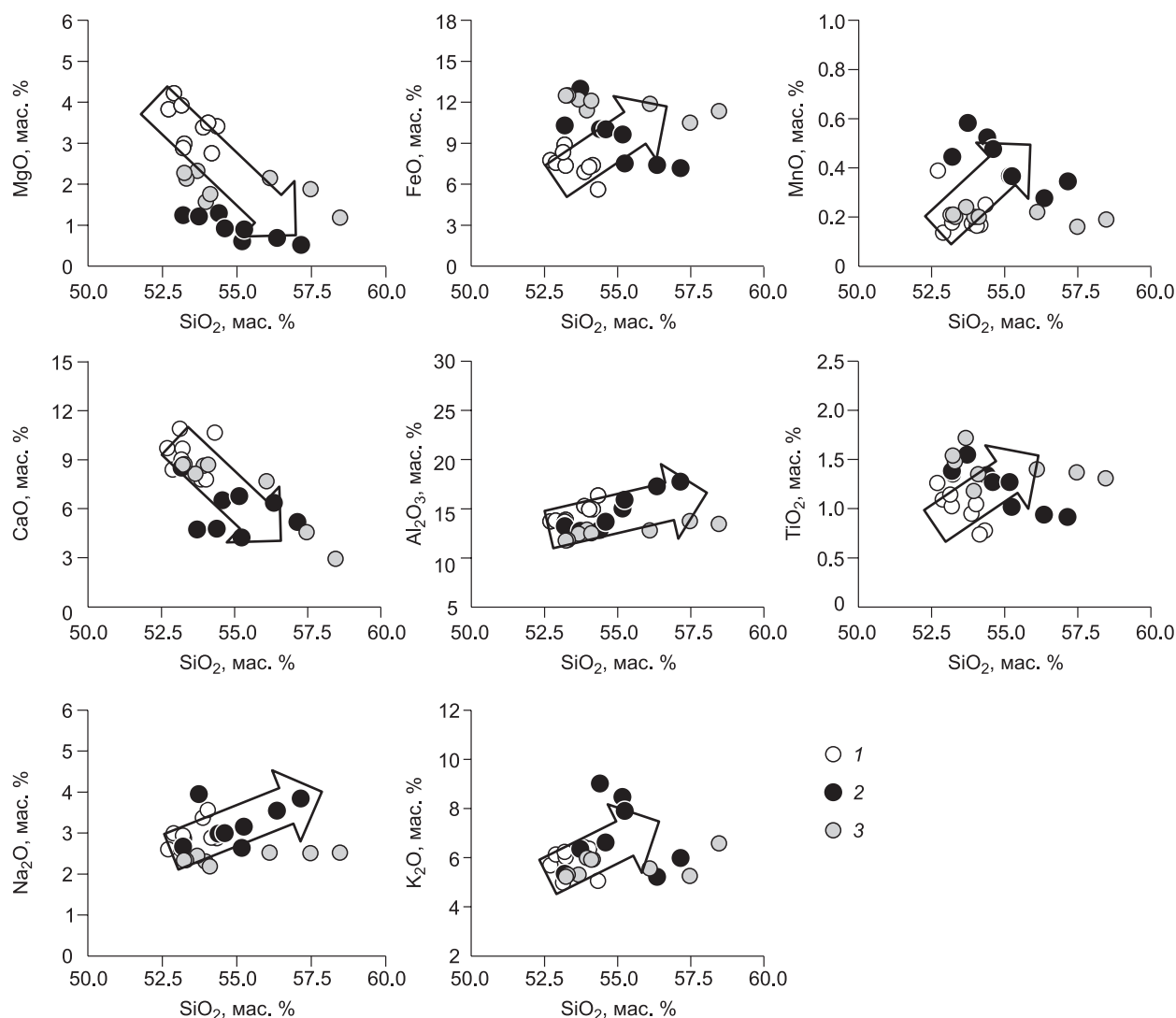


Рис. 6. Бинарная диаграмма соотношений петрогенных оксидов от SiO_2 в стеклах прогретых расплавных включений во вкрапленниках лейцита из тефрифонолитов (1 — магнезиальные, 2 — железистые) и фонолитов (3).

Стрелкой обозначен тренд изменения состава стекол.

ний, мы попытались сравнить эти данные с расчетными результатами PT -параметров кристаллизации минералов по методике К. Путирки [Putirka et al., 1996; Putirka, 2008]. Для пары клинопироксен—расплав PT -расчеты проводились методом итераций с использованием формул P1 и T1 из работы [Putirka et al., 1996], где давление и температура взаимосвязаны. Ошибки для расчета давления и температуры составляют ± 1.4 кбар и ± 27 °C соответственно. Для пары плагиоклаз — расплав рассчитывалась температура с использованием формул 24а и 26 из работы [Putirka, 2008] при заданных значениях давления 1.0—1.5 кбар [Varekamp, 1979; Barton et al., 1982; Peccerillo, 2005]. Ошибка для расчета температуры составляет $\pm (6—10)$ °C. В результате расчетов температуры кристаллизации для тефрифонолитов и фонолитов оказались близкими и составляют 1140—1223 и 1130—1225 °C соответственно. Эти значения вполне сопоставимы с полученными нами температурами гомогенизации включений в клинопироксенах из тефрифонолитов и фонолитов. Оцененные значения давлений по данному барометру составляют 6—12 кбар — для тефрифонолита и 3—9 кбар — для фонолитов. Эти значения давлений применительно к нашим породам, вероятно, завышены. По литературным данным [Varekamp, 1979; Barton et al., 1982; Peccerillo, 2005], давление для магм Вульсини составляет 1.0—1.5 кбар. Для пары плагиоклаз—расплав из фонолитов при заданных значениях давлений (1.0—1.5 кбар) рассчитанная температура по формуле (24) составляет 1070—1130 °C, а по формуле (26) — 1010—1070 °C. Полученные значения

Таблица 7.

**Химический состав стекол прогретых* расплавных включений в лейците
из лейцитовых тефрифолитов (1—18) и фолитов (19—26) Вульсини**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	52.70	52.89	53.23	54.33	53.19	54.15	53.14	53.87	54.03	51.48	53.20	53.73	54.40
TiO ₂	1.26	1.09	1.35	0.78	1.03	0.74	1.14	0.95	1.04	1.82	1.38	1.55	1.34
Al ₂ O ₃	13.73	13.82	13.89	16.36	13.71	14.97	13.44	15.27	14.96	10.54	13.24	12.77	12.83
FeO _{общ}	7.76	7.57	7.37	5.62	8.90	7.41	8.35	6.91	7.27	11.92	10.29	13.00	10.05
MnO	0.39	0.14	0.46	0.25	0.18	0.17	0.21	0.17	0.16	0.66	0.44	0.58	0.52
MgO	3.83	4.22	2.99	3.41	2.88	2.76	3.92	3.39	3.50	1.75	1.24	1.21	1.29
CaO	9.70	8.40	9.68	10.66	9.01	8.68	10.88	7.80	7.80	7.19	8.51	4.74	4.78
Na ₂ O	2.61	2.99	2.87	2.87	2.94	2.89	2.60	3.38	3.56	3.28	2.67	3.95	2.98
K ₂ O	5.69	6.12	6.02	5.06	6.23	5.93	4.99	6.42	6.36	7.23	5.33	6.34	9.01
BaO	Н.п.о.	Н.п.о.	0.11	0.25	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
P ₂ O ₅	0.24	0.45	0.24	Н.п.о.	0.37	0.30	0.44	0.46	0.43	0.28	»	»	0.11
SO ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.15	0.81	»	0.15
Сумма	97.91	97.68	98.21	99.59	98.45	97.98	99.09	98.62	99.09	96.31	97.12	97.93	97.45
K ₂ O/Na ₂ O	2.18	2.05	2.10	1.76	2.12	2.05	1.92	1.90	1.79	2.20	2.00	1.61	3.02
Mg#	0.33	0.36	0.29	0.38	0.24	0.27	0.32	0.33	0.33	0.13	0.11	0.09	0.11
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂ , мас. %	54.60	55.17	55.25	57.16	56.35	53.95	53.67	53.30	53.23	54.10	56.10	57.47	58.46
TiO ₂	1.27	1.27	1.02	0.91	0.94	1.18	1.72	1.48	1.54	1.35	1.40	1.37	1.31
Al ₂ O ₃	13.67	15.01	15.91	17.75	17.29	12.90	12.48	11.84	11.79	12.52	12.82	13.76	13.47
FeO	10.01	9.64	7.53	7.18	7.41	11.42	12.22	12.51	12.50	12.12	11.89	10.50	11.37
MnO	0.48	0.37	0.37	0.34	0.28	0.20	0.24	0.20	0.21	0.20	0.22	0.16	0.19
MgO	0.92	0.60	0.90	0.52	0.69	1.57	2.33	2.14	2.28	1.76	2.15	1.88	1.19
CaO	6.52	6.77	4.25	5.20	6.37	8.63	8.15	8.73	8.69	8.70	7.69	4.58	2.96
Na ₂ O	2.99	2.64	3.15	3.84	3.54	2.31	2.45	2.34	2.34	2.19	2.52	2.51	2.52
K ₂ O	6.61	8.46	7.89	5.98	5.21	5.99	5.31	5.31	5.22	5.92	5.56	5.26	6.58
BaO	0.22	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.08
P ₂ O ₅	Н.п.о.	0.14	»	»	»	0.60	0.49	0.53	0.57	0.50	0.46	0.42	0.63
SO ₃	0.30	0.30	0.41	0.25	0.30	0.08	0.08	0.10	0.06	0.07	Н.п.о.	0.08	0.11
Сумма	97.58	100.38	96.68	99.14	98.36	98.83	99.14	98.48	98.43	99.43	100.81	97.99	98.87
K ₂ O/Na ₂ O	2.18	2.05	2.10	1.76	2.12	2.05	1.92	1.90	1.79	2.20	2.00	1.61	3.02
Mg#	0.08	0.06	0.11	0.07	0.09	0.12	0.16	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15	0.09

Примечание. 1—9 — магнезиальные стекла, приуроченные преимущественно к центральным частям вкрапленников лейцита в тефрифолитах; 10—18 — высокожелезистые стекла, приуроченные преимущественно к промежуточным и краевым частям вкрапленников лейцита в тефрифолитах. Н.п.о. — ниже предела обнаружения.

*Температура гомогенизации включений ≥ 1120 — 1100 °C.

также сопоставимы с температурами гомогенизации включений в плагиоклазах (1060—1080 °C). Таким образом, подобная сходимость результатов *PT*-расчетов и температур гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах и плагиоклазах свидетельствует, что полученный интервал температур (1060—1205 °C) отражает истинную температуру кристаллизации исходной магмы. Эти значения чуть ниже температур кристаллизации оливинов в более примитивных тефритах комплекса Монтефьясконе (1192—1242 °C) [Kamenetsky et al., 1995] и сопоставимы с температурами кристаллизации клинопироксенов в лейцитовых тефритах на влк. Роккамонфина Римской магматической провинции (1185—1250 °C) [Lima, 2000].

Согласно результатам изучения химического состав стекол прогретых расплавных включений в минералах, расплавы, захваченные клинопироксеном, являются наиболее магнезиальными, тогда как расплавы, законсервированные в плагиоклазах, — наименее магнезиальными, а расплавы в лейците имеют промежуточный состав. На основании полученных данных, состав исходного расплава отвечал тефрит-базанитовому и по мере кристаллизации клинопироксена, лейцита и плагиоклаза обогащался Si,

Таблица 8. Химический состав стекол прогретых* расплавных включений в плагиоклазе из лейцитовых фonoлитов Вульсини

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	52.05	52.31	53.11	53.82	54.03	54.04	56.25
TiO ₂	0.56	0.57	0.57	0.53	0.46	0.59	0.57
Al ₂ O ₃	21.30	21.78	20.88	22.75	21.09	20.85	19.56
FeO _{общ}	4.65	3.69	4.70	3.64	3.70	3.22	4.29
MnO	0.12	0.07	0.13	0.08	0.08	0.08	0.11
MgO	1.43	1.19	1.40	1.17	1.05	1.10	1.00
CaO	7.01	6.58	5.25	4.89	5.39	6.13	4.69
Na ₂ O	3.23	3.18	2.89	2.80	2.76	2.73	2.40
K ₂ O	6.61	7.55	7.30	8.46	7.95	7.94	7.36
BaO	Н.п.о.	0.18	0.15	0.09	0.09	Н.п.о.	0.12
SrO	0.24	0.24	0.22	0.18	0.25	0.22	0.23
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.23	0.14	0.12	0.15	0.17
SO ₃	0.10	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	Н.п.о.
Cl	0.06	0.05	0.03	0.05	0.06	0.05	0.06
Сумма	97.60	97.65	96.92	98.65	97.10	99.16	96.81
K ₂ O/Na ₂ O	2.05	2.37	2.53	3.02	2.88	2.91	3.07
Mg#	0.24	0.24	0.23	0.24	0.22	0.25	0.19

Примечание. Н.п.о. — ниже предела обнаружения. Состав плагиоклаза-хозяина проанализированных включений представлен $An_{72-76}Ab_{22-25}Or_{1,9-2,7}$.

*Температура гомогенизации включений в плагиоклазах соответствует 1060—1080 °С.

Al, K, обеднялся Mg и Ca и менялся по законам кристаллизационной дифференциации в сторону трахитов—фoнолитов. Следует отметить, что в расплаве содержание Fe и Ti во время кристаллизации лейцита увеличивалось (5.6—13.0 мас. % FeO и 0.9—1.8 мас. % TiO₂), а во время кристаллизации плагиоклаза, наоборот, уменьшалось (3.2—4.7 мас. % FeO и 0.5—0.6 TiO₂). Последнее, вероятно, связано с кристаллизацией титаномagnetита во время выделения плагиоклаза. Состав исходного расплава (см. табл. 5), законсервированного во вкрапленниках клинопироксена, довольно близок к составу более примитивных расплавов комплекса Монтефьясконе. Последние содержат (мас. %): 46.5—50.0 SiO₂, 12.4—14.2 Al₂O₃, 6.0—7.5 FeO, 8.4—9.7 MgO, 12.4—14.41 CaO, 1.1—1.6 Na₂O, 2.8—5.3 K₂O, 0.2—0.4 P₂O₅, 0.12—0.26 S, 0.03—0.05 Cl, т. е. по составу отвечают лейцитовым тефритам-базанитам [Varekamp, Kalamarides, 1989; Kamenetsky et al., 1995]. Подобные расплавы, по мнению некоторых исследователей [Foley, 1992; Kamenetsky et al., 1995], являются мантийными выплавками метасоматизированного мантийного источника, главным образом клинопироксен-флогопитового состава, обогащенного несовместимыми элементами и летучими компонентами. Кроме того, ультраосновные лейцитсодержащие магмы такого же состава, согласно работе [Gupta, Yagi, 1980], могут генерироваться при парциальном плавлении богатых флогопитом гранатовых перидотитов с рихтеритом. Мантийное происхождение калиевых магм подтверждают и геофизические данные. Так, для Римской провинции калиевых вулканитов глубина генерации родоначальной магмы оценивается в 120—140 км, а для средиземноморских вулканов, включая Везувий — в 300 км и более [Андреева и др., 1984]. Таким образом, эволюционное преобразование (преимущественно кристаллизационная дифференциация) родоначальной ультракалиевой ультраосновной мантийной магмы, вероятно, явилось причиной возникновения расплавов, из которых кристаллизовались лейцитсодержащие тефрифoнолит-фoнолитовые лавы Вульсини.

В результате исследований также было установлено, что для исходных тефрит-базанитовых расплавов характерно присутствие летучих компонентов: до 0.5 мас. % H₂O, 0.6—0.9 мас. % F, до 0.3 мас. % SO₃ и до 0.2 мас. % Cl. В целом расплавы содержат больше Cl и F, но меньше SO₃ по сравнению с более примитивными расплавами лейцит-тефритового состава, законсервированными в оливинах Монтефьясконе и клинопироксенах Роккамонфина (0.03—0.05 мас. % Cl, 0.1—0.4 мас. % F, 0.3—1.1 мас. % SO₃) [Kamenetsky et al., 1995; Lima, 2000]. Фтор является главным летучим компонентом в ультракалиевых породах, имеет положительную корреляцию с содержанием калия [Aoki et al., 1981]. Известно, что в ультракалиевых, обедненных H₂O расплавах F обладает полимеризующим эффектом, а в водосодержащих расплавах вместо F преобладает HF, который выполняет обратную функцию деполимеризатора [Foley et al., 1986]. Содержание летучих компонентов в расплавах (а именно H₂O, Cl и S) и их раство-

римость влияет на характер их извержения [Webster et al., 2003]. Так, относительно низкое содержание H_2O , Cl и S в исходном трахибазальтовом расплаве, а также низкое S/Cl отношение, по-видимому, явились причиной пассивного типа извержения на Вульсини, представленного лавовыми потоками и вулканическими шлаками. Полагают [Webster et al., 2001], что на влк. Везувий повышенное содержание H_2O (1.5—3.5 мас. %), Cl (0.4—0.6 мас. %) и SO_3 (около 0.6 мас. %) в фонолит-фонотефритовом расплаве и главным образом высокое S/Cl отношение способствовали эксплозивному характеру его извержения, произошедшего 3.55 тыс. лет назад.

ВЫВОДЫ

Таким образом, кристаллизация лейцитовых тефрифонолитов началась с выделения клинопироксена из гомогенной тефрит-базанитовой магмы при 1100—1205 °С. Затем из расплава начали кристаллизоваться лейцит (около 1120 °С) и плагиоклаз (1060—1080 °С). Исходный расплав был незначительно обогащен летучими компонентами (H_2O , F, SO_3 и Cl). Состав исходной магмы по мере кристаллизации клинопироксена, лейцита и плагиоклаза менялся в сторону увеличения SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и уменьшения FeO, MgO и CaO, т. е. его состав эволюционировал в сторону трахитов—фонолитов. Подобный тренд эволюции является типичным для щелочно-базальтовых систем.

Исходный тефрит-фонолитовый расплав, вероятно, является продуктом кристаллизационной дифференциации родоначальной мантийной магмы, по составу схожей с лейцитовыми тефрит-базанитами комплекса Монтефьясконе.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ (№ МК 5016.2016.5), РФФИ (№ 17-05-00285) и РНФ (14-17-00602П).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М., Наука, 1984, 416 с.
- Бородин Л.С. Главные провинции и формации щелочных пород. М., Наука, 1974, 376 с.
- Костюк В.П. Щелочной магматизм периферического обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 163 с.
- Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.
- Aoki K., Ishikawa K., Kanisawa S. Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application // Contr. Miner. Petrol., 1981, v. 76, p. 53—59.
- Barton M., Varekamp J.C., Van Bergen M.J. Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1982, v. 14, p. 361—388.
- Bell K., Castorina F., Rosatelli G., Stoppa F. Large-scale mantle plume activity below Italy: Isotopic evidence and volcanic consequences // Geophys. Res. Abstracts, 2003, v. 5, p. 14217.
- Bell K., Lavecchia G., Rosatelli G. Cenozoic Italian magmatism — Isotope constraints for possible plume-related activity // J. South Amer. Earth Sci., 2013, v. 41, p. 22—40.
- Boari E., Tommasini S., Laurenzi M.A., Conticelli S. Transition from ultrapotassic kamafugitic to subalkaline magmas: Sr, Nd, and Pb isotope, trace element and ^{40}Ar - ^{39}Ar age data from the Middle Latin Valley volcanic field, Roman Magmatic Province, Central Italy // J. Petrol., 2009, v. 50, № 7, p. 1327—1357.
- Castorina F., Stoppa F., Cundari A., Barbieri M. An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its Nd-Sr isotope signature // Miner. Mag., 2000, v. 64, p. 625—639.
- Cioni R., Marianelli P., Santacroce R. Thermal and compositional evolution of the shallow magma chambers of Vesuvius: Evidence from pyroxene phenocrysts and melt inclusions // J. Geophys. Res., 1998, v. 103, № B8, p. 18277—18294.
- Conticelli S., Francalanci L., Santo A.P. Petrology of the final stage Latera lavas: mineralogical, geochemical and Sr-isotopic data and their bearing on the genesis of some potassic magmas in Central Italy // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1991, v. 46, p. 187—212.
- Cundari A. Role of subduction in the genesis of potassic basaltic rocks: a discussion paper on the unfashionable side of the role // Miner. Petrogr. Acta, 1994, v. 37, p. 81—90.
- Everden J.F., Curtiss G.H. K-Ar dating of Late Cenozoic rocks in Italy and Africa // Curr. Anthropol., 1965, v. 6, p. 343—385.
- Foley S.F. Petrological characterization of the source component of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // Lithos, 1992, v. 28, p. 187—204.
- Foley S.F., Taylor W.R., Green D.H. The role of fluorine and oxygen fugacity in the genesis of the ultrapotassic rocks // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 94, p. 183—192.

- Foley S., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, p. 81—134.
- Gasparini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Albarede F.** Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, p. 2367—2371.
- Gupta A.K.** Origin of potassium-rich silica-deficient igneous rocks. Springer, New Delhi, Heidelberg, New York, Dordrecht, London, 2015, 536 p., doi 10.1007/978-81-322-2083-1.
- Gupta A.K., Yagi K.** Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. Springer-India, 1980, 252 p., doi: 10.1007/978-3-642-67550-8
- Hawkesworth C.J., Vollmer R.** Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69, p. 151—165.
- Holm P.M., Lou S., Nielsen A.** The geochemistry and petrogenesis of the Vulsinian district, Roman Province, Central Italy // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, p. 367—378.
- Kamenetsky V., Metrich N., Cioni R.** Potassic primary melts of Vulsini (Roman province): evidence from mineralogy and melt inclusions // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 120, p. 186—196.
- Lavecchia G., Stoppa F.** The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation // *Terra Nova*, 1996, v. 8, p. 435—446.
- Lavecchia G., Bell K.** Magmatic zonation of Italy: a tool to understanding Mediterranean geodynamics // *Updates in volcanology — A comprehensive approach to volcanological problems* / Ed. F. Stoppa. 2012, p. 153—178.
- Lima A.** Experimental study on silicate-melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from Roccamonfina lavas (Italy) // *Miner. Petrol.*, 2000, v. 70, p. 199—220.
- Lustrino M., Duggen S., Rosenberg C.L.** The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting // *Earth Sci. Rev.*, 2011, v. 104, p. 1—40.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes. Commission on New Minerals and Mineral Names // *Can. Miner.*, 1989, v. 27, p. 143—156.
- Nappi G., Renzulli A., Santi P.** Evidence of incremental growth in the vulsinian calderas Central Italy // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1991, v. 47, p. 13—31.
- Nappi G., Renzulli A., Santi P., Gillot P.Y.** Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District, Central Italy // *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 1995, v. 114, p. 599—613.
- Peccerillo A.** Plio-Quaternary volcanism in Italy: petrology, geochemistry, geodynamics. Springer, 2005, 365 p.
- Putirka K.** Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Miner. Geochem.*, 2008, v. 69, p. 61—120.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D.** Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 92—108.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P.** Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene Quaternary magmatism of Central Italy // *Tectonophysics*, 1993, v. 223, p. 117—147.
- Streck M.J.** Mineral textures and zoning as evidence for open system processes // *Rev. Miner. Geochem.*, 2008, v. 69, p. 595—62.
- Varekamp J.C.** Geology and petrology of the Vulsinian volcanic area (Latium, Italy). Dissertation. Geologica ultraiectina Med. Geol. Inst. Rijksuniversiteit, Utrecht, 1979, № 22, 384 p.
- Varekamp J.C.** The geology of the Vulsinian area, Lazio, Italy // *Bull. Volcanol.*, 1980, v. 43, № 3, p. 489—503.
- Varekamp J.C., Kalamarides R.I.** Hybridization processes in leucite tephrite from Vulsini, Italy, and evolution of the Italian potassic suite // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, № B4, p. 4603—4618.
- Washington H.S.** The Roman comagmatic region // *Carnegie Institute Publication*, 1906, № 57, p. 1—99.
- Webster J.D., Raia F., De Vivo B., Rolandi G.** The behavior of chlorine and sulfur during differentiation of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system // *Miner. Petrol.*, 2001, v. 73, p. 177—200.
- Webster J.D., De Vivo B., Tappen C.** Volatiles, magmatic degassing and eruptions of Mt. Somma-Vesuvius: constraints from silicate melt inclusions, solubility experiments and modeling // *Melt inclusions in volcanic systems* / Eds. B. De Vivo, R.J. Bodnar. Series: Developments in Volcanology, 2003, v. 5, p. 207—226.