

УДК 550.382.3:550.4:551.213:551.217.1

ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2015–2016 гг. ВУЛКАНА АЛАИД, КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

© 2021 г. А. Н. Диденко^{a, b, *}, В. А. Рашидов^{c, d, **}, Г. П. Марков^e, М. С. Трусенко^{a, b},
В. В. Петрова^f, Л. П. Аникин^c

^aИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, 680000 Россия

^bТихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская, 136, Хабаровск, 680035 Россия

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

^dДальневосточный геологический институт ДВО РАН,

просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

^eИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^fГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: itig@itig.as.khb.ru

**e-mail: rashidva@kscnet.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 28.03.2020 г.

Принята к публикации 22.10.2020 г.

Вулкан Алаид – самый северный и самый высокий вулкан Курильской островной дуги – расположен на о. Атласова. В октябре 2018 г. удалось впервые отобрать образцы лав терминального извержения 2015–2016 гг. вулкана, на которых был выполнен комплекс петромагнитных, петрогеохимических и микронзондовых исследований. Химический состав продуктов извержения 2015–2016 гг. очень близок химическому составу продуктов извержений 1933–1934, 1972 и 1981 гг., что свидетельствует об одном глубинном источнике магм, который, судя по калиево-натриевому типу их продуктов и оценкам *P-T* условий осаждения породообразующих минеральных фаз из расплава, находится на глубине более 50 км. Впервые получены данные о структуре и составе магнитной фракции магматических пород вулкана Алаид, установлены глубины последнего равновесного стояния магмы извержения 2015–2016 гг. Совместный анализ петромагнитных и петрогеохимических характеристик изученных трахибазальтов позволил выявить значимые корреляционные зависимости между а) содержанием Ti и Si и петромагнитными концентрационными характеристиками, б) элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs) и редкоземельными элементами и коэрцитивными петромагнитными параметрами.

Ключевые слова: извержение, вулкан Алаид, петромагнитная и петрогеохимическая характеристики

DOI: 10.31857/S0203030621010028

ВВЕДЕНИЕ

Магнитные свойства горных пород, а точнее содержащихся в них магнитных минералов, активно используются для решения задач петрологии и минералогии – выяснения условий магмообразования, кристаллизации, вторичных изменений, процессов рудообразования, так как минералы-носители магнетизма горных пород, помимо информации о магнитном поле Земли времени их образования, несут информацию о геологических условиях, при которых они образовались [Магнетизм ..., 1975; Печерский, Диденко, 1995; Шолпо, 1977; Clark, 1997; McEnroe et al., 2018 и др.].

За более чем 85-летнюю историю изучения продуктов извержений вулкана Алаид (рис. 1), расположенного на севере Курильской островной дуги [Абдурахманов и др., 1978; Авдейко и др., 1977, 1978; Федотов и др., 1981, 1982; Флеров и др., 1978, 1982; Купо, 1935 и др.], его петрофизические, в том числе и петромагнитные, исследования проведены в ограниченном объеме. Петромагнитные исследования, которые ограничивались, в основном, измерениями начальной магнитной восприимчивости пород для последующей интерпретации аномального магнитного поля, в небольшом объеме были выполнены для продуктов извержений собственно вулкана Алаид [Коренев, Шкуть, 1979; Геолого-геофизический ..., 1987; Красный, 1990; Ра-

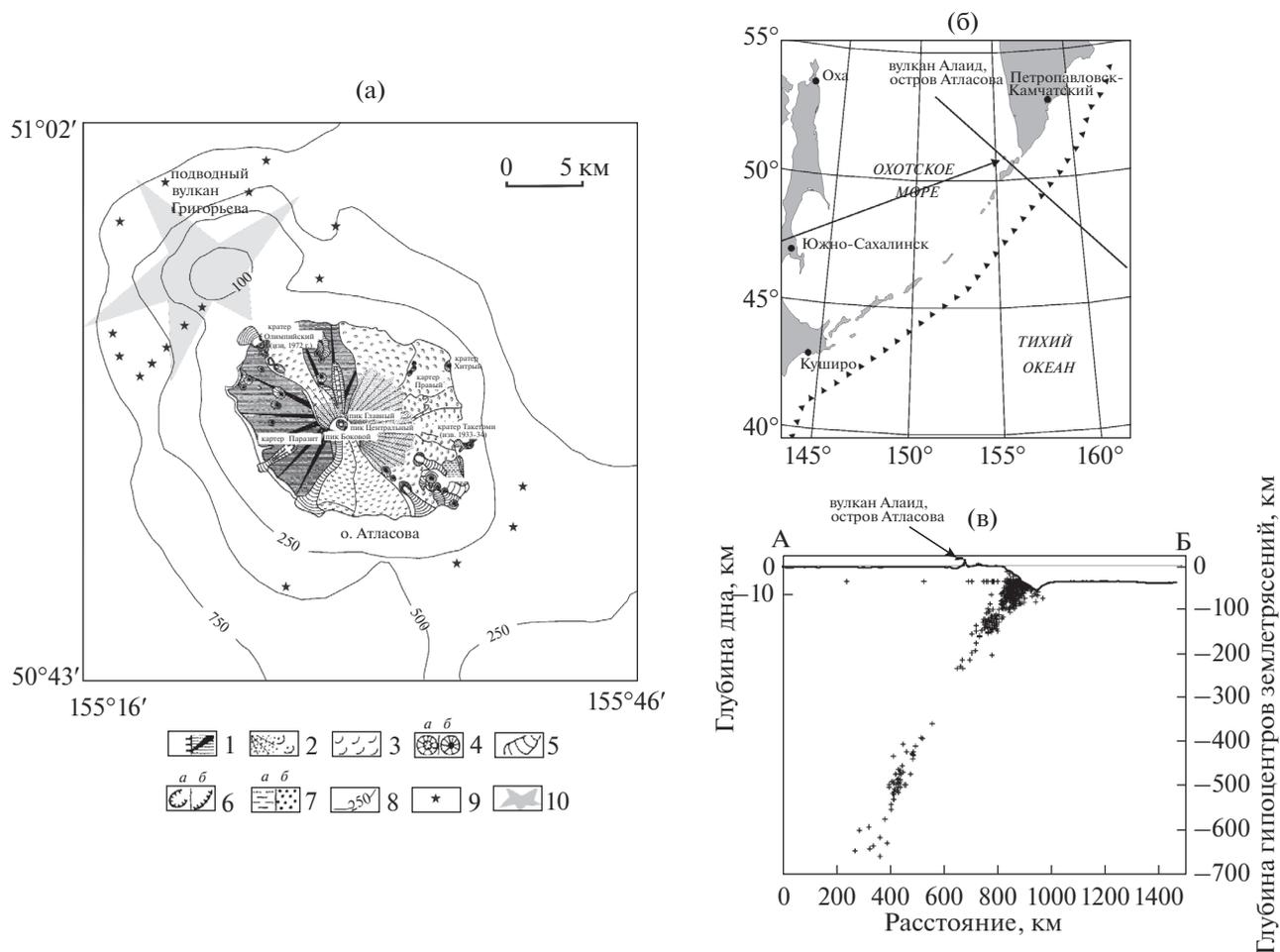


Рис. 1. Схема строения вулканического массива Алаид (а) и его положение на карте (б) и профиле (в).

1 – древний конус вулкана Алаид; 2 – молодой конус вулкана Алаид и его лавовые потоки; 3 – лавовые потоки центрального конуса вулкана Алаид; 4 – терминальный (а) и побочные латеральные шлаковые конусы (б) вулкана Алаид; 5 – лавовые потоки внутреннего и побочных шлаковых конусов вулкана Алаид; 6 – кратеры (а) и эрозионные уступы (б) вулкана Алаид; 7 – морская терраса (а) и пирокластические образования кратера Такетоми (б); 8 – изобаты (м); 9 – подводные лавовые конусы; 10 – подводный вулкан Григорьева. Использованы данные работы [Абдурахманов и др., 1978]. На карте (б) треугольниками показана осевая зона глубоководного желоба [www.esri.com; Cloud Free Earth 2 km]. На профиле (в) крестами показаны гипоцентры землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$ [U.S. Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>], выборка 29.07.1900–10.10.2019.

шидов, Аникин, 2014, 2015, 2016, 2018, 2019] и базальтов, драгированных на подводном вулкане Григорьева (см. рис. 1а), расположенном в 5,5 км к северо-западу от о. Атласова [Блох и др., 2006; Рашидов и др., 2016].

Нами было проведено изучение ряда стандартных магнитных характеристик 40 образцов базальтов исторического возраста латеральных извержений 1933–1934 г. (побочный вулкан Такетоми) и 1972 г. (прорыв Олимпийский) и терминального извержения 1981 г., а также базальтов различных лавовых потоков у береговой линии о. Атласова [Рашидов и др., 2018], результаты которого свидетельствуют об однородности исследованного материала.

В октябре 2018 г. двум соавторам настоящей статьи удалось впервые отобрать лавы терминаль-

ного извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. [Аникин и др., 2019], на открытых участках заснеженного и покрытого льдом вершинного кратера (см. рис. 1а, район пика Центральный), на которых был выполнен комплекс петромагнитных, петрогеохимических и микронзондовых исследований, представленных в настоящей работе. Одной из двух основных задач настоящего исследования явилось получение первых, по сути дела, данных о структуре и составе магнитной фракции магматических пород вулкана Алаид, установление глубины магматического очага, точнее глубины последнего равновесного стояния магмы извержения 2015–2016 гг.

По мнению Н.Л. Добрецова [2018], оценка возможных масштабов и катастрофических послед-

ствий вулканических извержений нуждается в существенной корректировке: “Из-за своих последствий извержения вулканов представляют для человечества не меньшую, а, возможно, большую угрозу, чем атомная война, падение крупного метеорита или любые другие глобальные катастрофы. И, по-видимому, эту опасность мы недооцениваем”. Как показали палеовулканологические исследования последних лет [Cook et al., 2018; Lavigne, Guillet, 2015 и др.], пепел и тефра ряда крупных извержений вулканов Тихоокеанского огненного кольца были найдены в ледяных кернах Антарктиды и Гренландии. Более того, было показано, что с некоторыми из них связаны климатические катаклизмы и социальные кризисы последнего тысячелетия, в частности в первой половине VI века [Toohey et al., 2016] и во второй половине XIII века [Lavigne, Guillet, 2015] нашей эры.

В этой связи достаточно остро встает вопрос об идентификации продуктов вулканизма – какому вулкану они принадлежат? В решении этого вопроса может помочь петромагнитное изучение продуктов палео- и современных извержений вулканов Курило-Камчатского региона. Исследования в этом направлении будут способствовать разработке методических основ создания петромагнитных “паспортов” действующих и временно “спящих” вулканов, что позволит определять источники погребенных вулканических пеплов в голоцене, частоту активности этих источников и возможные ареалы распространения пепловых туч.

С учетом этого, комплексное геолого-геофизическое изучение вулканизма, в том числе и субдукционного, создание петромагнитного “паспорта” каждого вулкана и разработка единой системы наблюдений за катастрофическими природными явлениями является задачей важной не только в научном, но и в социальном плане. Это и есть вторая основная задача настоящей работы – провести методические пилотные исследования продуктов извержения вулкана Алаид с целью установления наиболее информативных петромагнитных характеристик, оценить их возможные связи с химическим составом вулканических пород. Целесообразность создания петромагнитных “паспортов” вулканов определяется также и экспрессностью петромагнитных исследований.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ

Вулкан Алаид (см. рис. 1) – самый северный и самый высокий (2339 м) вулкан Курильской островной дуги – занимает всю площадь о. Атласова (Алаид, Анфиноген). Остров-вулкан и примыкающий к нему подводный вулкан Григорьева [Безруков и др., 1958] составляют единый вулканиче-

ский массив Алаид [Блох и др., 2006], имеющий северо-западное простирание и размер по изобате 500 м $\sim 23 \times 30$ км, входящий в состав Северо-Курильского сегмента Курильской островной дуги.

Алаид находится в 225–230 км северо-западнее ближайшей точки Курило-Камчатского глубоководного желоба (см. рис. 1а), который маркирует границу между Тихоокеанской и Охотоморской плитами [DeMets et al., 2010]. В этой зоне отчетливо наблюдается увеличение глубин землетрясений, связанных с поддвигом Тихоокеанской плиты под Охотоморскую, от поверхности дна океана до глубин ~ 650 км (см. рис. 1б). Гипоцентры трех зафиксированных литосферных землетрясений с $M \geq 4.5$ в непосредственной близости острова-вулкана находятся на глубинах 108–154 км [U.S. Geological Survey, 2019, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>].

Имеются различные сведения о возрасте образования вулкана Алаид. По данным [Мелекесцев, 1980; Поляк, Мелекесцев, 1979], возраст вулкана ~ 60 тыс. лет. По мнению [Абдурахманов и др., 1978], древняя постройка вулкана Алаид сформировалась в среднем, а молодая – в верхнем плейстоцене. Г.С. Горшков [1967] считал, что вулкан образовался в голоценовое время. Однако все предположения о времени образования вулкана Алаид не основываются на данных определения абсолютного возраста. Терминальные извержения вулкана наблюдались в 1793, 1854, 1860, 1894, 1981, 2012 и 2015–2016 гг. [Горшков, 1954; Федотов и др., 1981, 1982; Рашидов, Аникин, 2018; Рашидов и др., 2012], латеральные извержения – в 1933–1934 гг. (прорыв Такетоми) [Imamura, Kawase, 1934; Tanakadate, 1934] и 1972 г. (прорыв Олимпийский) [Авдейко и др., 1977, 1974]. Извержения Алаида относятся к этно-стромболианскому и вулканско-стромболианскому типам [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982].

Среди пород, слагающих постройку вулкана Алаид, подавляющую часть составляют лейкократовые (пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые), а также и меланократовые (оливиновые) высокоглиноземистые с повышенной щелочностью базальты, встречаются также, в весьма ограниченном количестве, авгит-оливиновые андезитобазальты [Абдурахманов и др., 1978; Авдейко и др., 1972; Горшков, 1967; Федорченко и др. 1989; Флеров и др., 1982]. Продукты молодых извержений как терминальных, так и побочных конусов однотипны по химическому и минералогическому составу [Абдурахманов и др., 1978; Флеров и др., 1982].

Выполненные нами химические анализы для 7 образцов показывают близость значений концентрации практически всех элементов в них, во-первых, и, во-вторых, однородность выборки, так

как их средние арифметическое и геометрическое для многих элементов совпадают (табл. 1).

Однородность химических составов исследованных образцов терминального извержения 2015–2016 гг. и их сходство с химическим составом продуктов более ранних извержений вулкана хорошо видны на классификационных (рис. 2) и геотектонической (рис. 3в) диаграммах.

На TAS-диаграмме [Middlemost, 1994] фигуративные точки химических составов всех 36 образцов (лавы, бомбы, лапилли, шлаки, пеплы) сосредоточены в поле трахибазальтов или в непосредственной к нему близости (см. рис. 2а). О повышенной щелочности продуктов извержений вулкана Алаид указывалось и в работах наших предшественников [Абурахманов и др., 1978; Флеров и др., 1982 и др.].

TAS-диаграмма не позволяет классифицировать магматические породы по типу их щелочности, для этого служат K–Na отношения, но на диаграмме показано, что химические составы 36 анализов распадаются на две группы (врезка, см. рис. 2а) – с общей щелочностью 6.5–7 и 4.5–5.5%, причем в первую группу вошли образцы извержения 2015–2016 гг., проанализированные нами, а во вторую – продукты более ранних извержений. Как показал сравнение, эта разница связана с повышенным содержанием Na₂O в первой группе (7 образцов), а содержание K₂O во всех 36 образцах примерно одинаковое, что хорошо видно на классификационной бинарной диаграмме SiO₂–K₂O [Pescerillo, Taylor, 1976], на которой фигуративные точки составов практических всех образцов занимают поле высоко-K известково-щелочной серии. Величины Na₂O/K₂O для составов всех образцов находятся в интервале 1.55–2.63, что свидетельствует о калиево-натриевом типе всех проанализированных продуктов извержений вулкана Алаид 1933–1934, 1972, 1981 и 2015–2016 гг.

В анализах, выполненных нашими предшественниками, отсутствуют данные по редким и редкоземельным элементам, за исключением [Абурахманов и др., 1978], где для двух средних анализов дано содержание Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr. Поэтому мультиэлементная спайдерграмма [Sun, McDonough, 1989] была построена только для 7 образцов извержения 2015–2016 гг. (см. рис. 3а). На спайдерграмме отчетливо проявлены характеристики, свойственные надсубдукционным вулканитам: 1) относительно высокие концентрации LILE (Cs, Rb, Ba,) и низкие – HFSE (Nb, Ta); 2) отчетливые относительные максимумы для Pb и Sr; 3) низкий уровень Eu/Sm и Ti/Dy, связанный с их фракционированием при кристаллизации плагиоклаза и магнетита соответственно.

Практически на всех широко используемых геотектонических диаграммах фигуративные точ-

ки составов этих 7 образцов находятся в полях надсубдукционных вулканитов: 1) на тройной диаграмме Zr/4–2Nb–Y [Meschede, 1986] в поле “С” (базальты вулканических дуг); 2) на трех тройных диаграммах системы Th–Hf–Ta–Zr–Nb [Wood, 1980] в поле “СAB” (известково-щелочные базальты) и другие. В качестве примера приведена одна из двух геотектонических бинарных диаграмм по [Hollocher et al., 2012], где все фигуративные точки составов находятся в поле континентальных вулканических дуг (см. рис. 3б).

Для всех 36 образцов мы смогли использовать геодинамические диаграммы, рассчитанные с помощью кластерного анализа по содержанию петрогенных элементов в породах с содержанием SiO₂ < 52% из четырех геодинамических обстановок [Verma et al., 2006]. Составы всех 36 использованных образцов удовлетворяют этому условию (врезка, см. рис. 2б). На четырех диаграммах, где обозначено поле основных пород островных дуг (IAB), фигуративные точки всех образцов попадают именно в это поле (см. рис. 3в).

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2015–2016 гг.

Измерения основных петромагнитных характеристик проводились на оборудовании Центра коллективного пользования Института тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН: 1) естественная остаточная намагниченность (NRM) на спин-магнитометре JR-6A производства AGICO (Чехия) с чувствительностью по намагниченности 2×10^{-6} А/м; 2) начальная магнитная восприимчивость (k) на каппа-мосте MFK-1 FA производства AGICO (Чехия) с чувствительностью 2×10^{-8} ед. СИ. Расчет фактора Кенигсбергера – отношения остаточной намагниченности к индуктивной – проводился по формуле $Q_n = NRM / (H \times k)$, где $H = 40$ А/м. Для всех измеренных образцов Q_n много больше 1 (табл. 2), что свойственно молодым эффузивным породам и хорошо совпадает с результатами наших исследований базальтов из других участков вулкана Алаид [Рашидов и др., 2018].

Измерение петель магнитного гистерезиса с определением намагниченности насыщения (J_s) и остаточного насыщения (J_{rs}), коэрцитивной (H_c) и остаточной коэрцитивной (H_{cr}) сил проводились на образцах объемом 1 см³ в диапазоне магнитных полей от 0 до ± 800 кА/м на установке для снятия гистерезисных параметров производства ГО “Борок” ИФЗ РАН, чувствительность прибора 0.3 А/м. Два примера определения гистерезисных параметров, показанные на рис. 2а, б, демонстрируют типичные для псевдооднородных

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
п.п.п.	0.6	0.43	0.57	0.6	0.59	0.64	0.33	0.53	0.54	0.11	0.64	0.33
Сумма	99.38	99.57	99.43	99.39	99.41	99.35	99.67					
Li	6.61	6.18	6.29	6.40	6.96	6.26	6.21	6.41	6.41	0.28	6.96	6.18
Be	0.80	0.79	0.77	0.80	0.78	0.78	0.74	0.78	0.78	0.02	0.80	0.74
Sc	21.97	20.92	21.60	21.17	21.03	21.00	20.50	21.17	21.17	0.48	21.97	20.50
V	303.70	293.81	303.19	300.00	297.31	296.26	289.31	297.62	297.65	5.15	303.70	289.31
Cr	24.60	20.63	22.68	44.23	26.31	30.38	25.66	26.99	27.78	7.87	44.23	20.63
Co	27.58	26.98	27.09	26.84	25.81	26.31	27.00	26.80	26.80	0.57	27.58	25.81
Ni	10.65	10.76	11.05	11.58	11.10	10.62	10.52	10.89	10.89	0.37	11.58	10.52
Cu	94.73	76.97	96.96	98.79	87.64	105.78	92.04	92.87	93.27	9.15	105.78	76.97
Zn	62.78	62.73	63.94	53.80	64.57	72.95	72.72	64.49	64.79	6.57	72.95	53.80
Ga	20.81	20.09	19.98	20.04	20.33	20.05	19.75	20.15	20.15	0.34	20.81	19.75
Rb	43.27	41.29	41.86	42.25	43.86	41.50	41.03	42.14	42.15	1.05	43.86	41.03
Sr	702.59	712.98	704.67	704.90	686.57	702.79	697.01	701.60	701.65	8.16	712.98	686.57
Y	17.27	16.85	17.22	17.05	16.65	17.07	16.92	17.00	17.00	0.22	17.27	16.65
Zr	76.15	75.14	75.91	75.91	75.40	74.50	74.15	75.31	75.31	0.76	76.15	74.15
Nb	4.77	4.52	4.56	4.57	4.62	4.34	4.39	4.54	4.54	0.14	4.77	4.34
Cd	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.05	0.05	0.01	0.07	0.04
Cs	1.69	1.60	1.62	1.79	1.98	1.61	1.58	1.69	1.70	0.14	1.98	1.58
Ba	353.86	341.85	349.25	351.40	355.60	349.94	344.90	349.51	349.54	4.83	355.60	341.85
La	13.83	12.96	13.13	13.49	13.38	13.07	12.87	13.24	13.25	0.34	13.83	12.87
Ce	30.78	29.04	29.12	30.23	30.03	29.25	29.06	29.64	29.65	0.70	30.78	29.04
Pr	3.99	3.76	3.83	3.93	3.86	3.81	3.78	3.85	3.85	0.08	3.99	3.76
Nd	16.91	16.27	16.11	16.52	16.14	16.12	15.98	16.29	16.29	0.32	16.91	15.98
Sm	3.96	3.74	3.76	3.86	3.78	3.79	3.72	3.80	3.80	0.08	3.96	3.72
Eu	1.24	1.18	1.21	1.21	1.18	1.19	1.18	1.20	1.20	0.02	1.24	1.18
Gd	4.20	3.98	3.99	4.07	4.02	4.01	3.96	4.03	4.03	0.08	4.20	3.96
Tb	0.59	0.56	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.57	0.57	0.01	0.59	0.56
Dy	3.23	3.07	3.12	3.10	3.13	3.10	3.06	3.12	3.12	0.06	3.23	3.06
Ho	0.66	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.63	0.64	0.64	0.01	0.66	0.63
Er	1.91	1.84	1.86	1.86	1.82	1.86	1.84	1.86	1.86	0.03	1.91	1.82
Tm	0.28	0.27	0.27	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27	0.27	0.01	0.28	0.26
Yb	1.86	1.77	1.75	1.78	1.76	1.77	1.76	1.78	1.78	0.04	1.86	1.75
Lu	0.29	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.01	0.29	0.27
Hf	1.91	1.78	1.84	1.81	1.83	1.78	1.78	1.82	1.82	0.05	1.91	1.78
Ta	0.44	0.37	0.33	0.32	0.33	0.30	0.28	0.33	0.34	0.05	0.44	0.28
W	17.36	22.15	16.74	18.50	21.71	28.65	15.65	19.72	20.11	4.49	28.65	15.65
Pb	3.88	3.71	3.74	4.00	4.21	3.94	3.77	3.89	3.89	0.18	4.21	3.71
Th	2.48	2.33	2.33	2.38	2.48	2.33	2.30	2.37	2.38	0.08	2.48	2.30
U	1.06	0.97	0.96	0.93	0.98	0.95	0.93	0.97	0.97	0.04	1.06	0.93

Примечание. Содержание окислов петрогенных элементов дано в вес. %, остальных элементов – в г/т. Анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института РАН и в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН на спектрометрах: 1) S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) для определения содержания петрогенных окислов (аналитик Л.М. Ильин); 2) ICP-MS Elan 9000 (Канада) для определения содержания редких и редкоземельных элементов (аналитики В.О. Крутикова, А.Ю. Петрова).

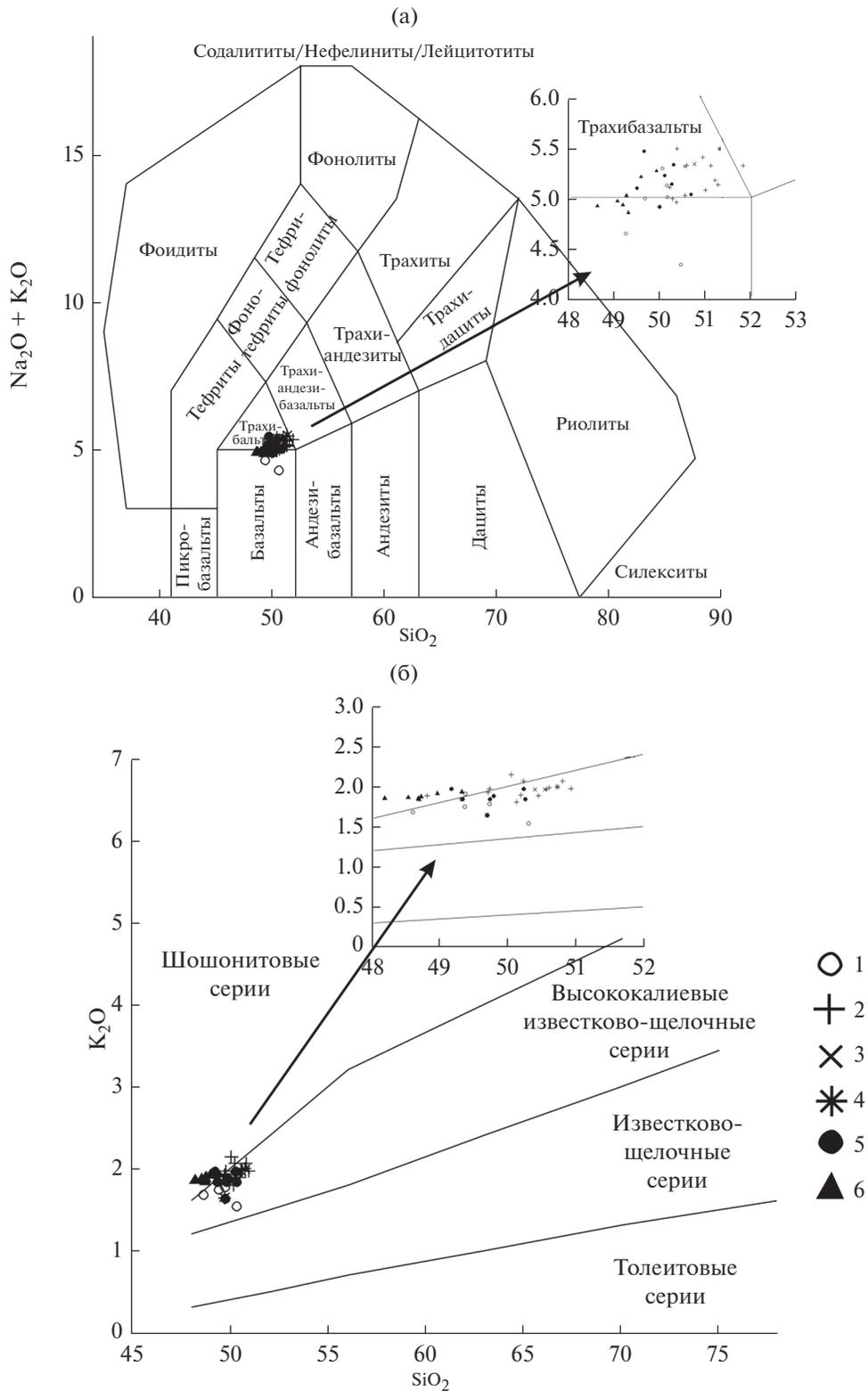


Рис. 2. Положение фигуративных точек химических анализов продуктов извержений вулкана Алаид на классификационных диаграммах.

а – TAS [Middlemost, 1994], б – бинарная диаграмма [Peccherillo, Taylor, 1976].

1 – средние значения данных химического анализа образцов базальтов из работ [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]; 2–5 – единичные значения данных химического анализа образцов пеплов (2), лапилли (3), шлаков (4) и базальтов (5) из работ [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]; 6 – данные настоящей работы (см. табл. 1).

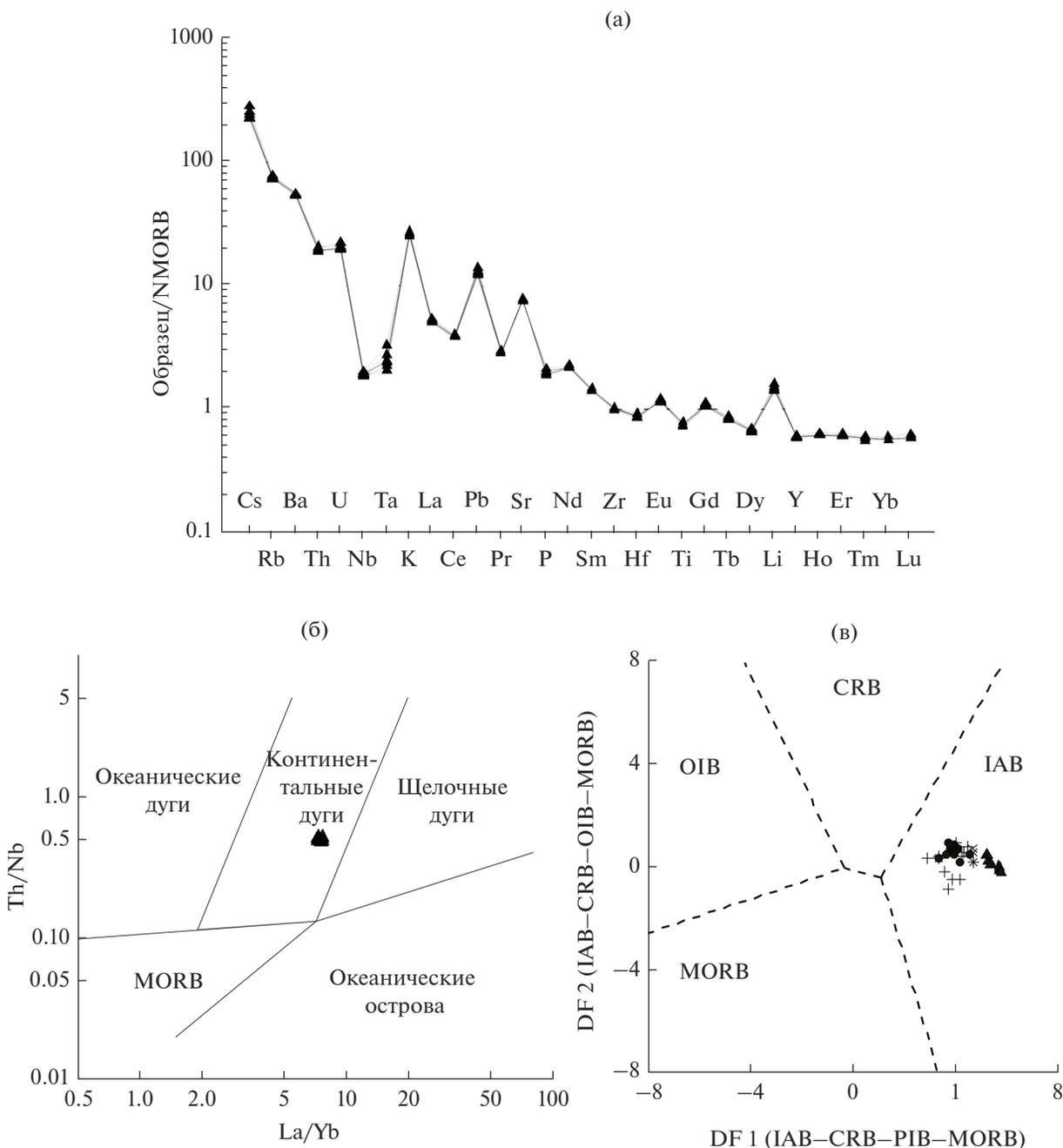


Рис. 3. Положение фигуративных точек химических анализов продуктов извержений вулкана Алаид на мультиэлементной спайдерграмме (а) и геотектонических диаграммах (б, в). а – мультиэлементная спайдерграмма концентрации редких и редкоземельных элементов, нормированных на их содержание в нормальных океанических базальтах [Sun, McDonough, 1989]; б – La/Yb–Th/Nb диаграмма [Hollocher et al., 2012]; в – одна из пяти бинарных диаграмм [Verma et al., 2006]. NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; IAB – базальты островных дуг; CRB – базальты континентальных рифтов; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов. DF 1 и DF 2 – дискриминантные функции. Условные обозначения см. рис. 2.

ных носителей намагниченности формы петель гистерезиса.

Отсутствие перетяжек на петлях обоих образцов свидетельствует, с большой вероятностью, об

одномодальности коэрцитивных характеристик магнитных минералов [Roberts et al., 1995]. Единственным отличием в гистерезисных параметрах этих двух образцов является существенная разли-

Таблица 2. Петромагнитные характеристики трахибазальтов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид

№ образца	NRM, А/м	k, и. SI	Qn	Js, А/м	Jst/Jso	Tc1, °C	Tc2, °C	Jrs, А/м	Jrs/Js	Hc, мТл	Hcr, мТл	Hcr/Hc	n	Ti/(Ti+Fe) at. %	+/-	Tc3, °C
ВА174-1	28.06	0.02684	26.14	245.1	1.13	355	565	50.293	0.21	11.2	39.1	3.49	22	12.98	2.22	321
ВА174-2	31.69	0.03943	20.09	317.51	0.82	520	550	77.986	0.25	14.3	24.6	1.72	18	9.37	1.03	403
ВА174-3	28.8	0.01633	44.09	152.79	1.05	475	545	46.792	0.31	18.7	33	1.76				
ВА174-4	30.3	0.01461	51.85	132.1	1.06	445	500	36.844	0.28	16.2	37.4	2.31				
ВА174-5	14.42	0.03375	10.68	288.07	0.89	540	555	42.096	0.15	7.8	19	2.42	19	8.44	1.28	424
ВА174-6	17.77	0.01566	28.37	93.9	1.05	365	440	24.112	0.26	16.2	42.5	2.62	14	11.53	0.95	354
ВА174-7	35.74	0.02326	38.41	249.87	1	510	550	76.235	0.31	17.7	29.3	1.66				
Среднее геом.	25.55	0.02270	28.14	194.73	0.99	453	528	47.22	0.25	14.1	31.1	2.21		10.43		373
Среднее арифм.	26.68	0.02427	31.38	211.33	1.00	459	529	50.62	0.25	14.6	32.1	2.28		10.58		376
Станд. откл.	7.71	0.00964	14.27	84.93	0.11	74	44	19.94	0.06	3.9	8.4	0.65		2.06		47
Макс.	35.74	0.03943	51.85	317.51	1.13	540	565	77.99	0.31	18.7	42.5	3.49		12.98		424
Мин.	14.42	0.01461	10.68	93.90	0.82	355	440	24.11	0.15	7.8	19.0	1.66		8.44		321

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность; k – начальная магнитная восприимчивость; Qn – фактор Кенигсберга; Js, Jrs – намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения; Jso, Jst – намагниченность насыщения до и после нагрева до 700°C соответственно; Tc1, Tc2, Tc3 – точка Кюри первого, второго нагревов и расчетная по данным микрозондового анализа титанмагнетитов соответственно; Hc, Hcr – коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила соответственно; n – количество исследованных зерен титанмагнетитов при микрозондовом анализе.

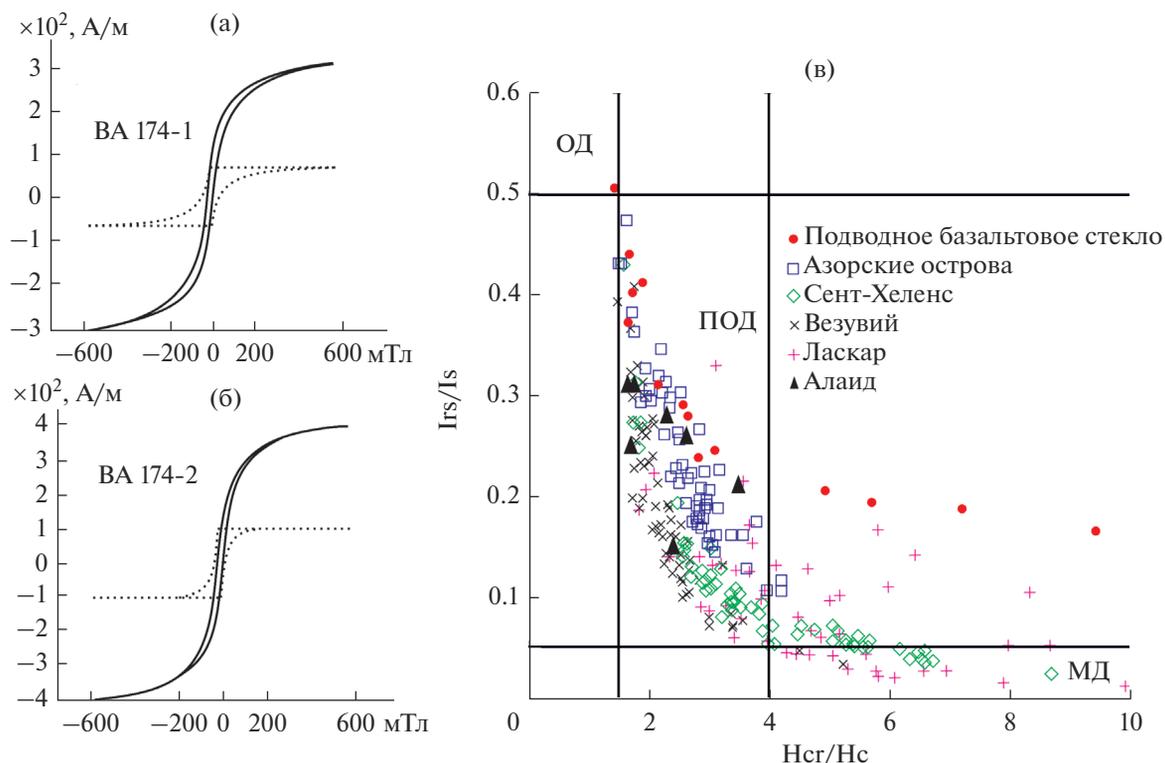


Рис. 4. Примеры петель магнитного гистерезиса (а, б) и определение доменного состояния магнитных минералов (в). Сплошная линия – петля гистерезиса намагниченности насыщения (J_s), пунктир – петля гистерезиса намагниченности остаточного насыщения (J_{rs}). а – образец ВА-174-1, б – образец ВА-174-2, в – диаграмма Дэй [Day et al., 1977] с полем распространения фигуративных точек доменной структуры базальтов вулканов Везувий, Ласкар, Сент-Хеленс и Азорских островов [Roberts et al., 2018]. ОД – однодоменные зерна; ПО – псевдооднодоменные зерна; МД – многодоменные зерна.

ца в величинах H_{cr} (полуширина петли остаточного гистерезиса) – для обр. ВА-174-1 (рис. 4а) она составляет 39.1 мТл и $H_{cr}/H_c = 3.49$, для обр. ВА-174-2 (см. рис. 4б) – 24.6 мТл и $H_{cr}/H_c = 1.72$, что свидетельствует о большей магнитной жесткости последнего.

Тем не менее, фигуративные точки всех исследованных образцов находятся на диаграмме Дэй [Day et al., 1977] в поле псевдооднодоменной структуры, что хорошо согласуется с данными по базальтам других вулканов (см. рис. 4в).

Терромагнитный анализ $J_s(T)$ проводился в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН на вибромагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова с чувствительностью $5 \times 10^{-4} \text{ Ам}^2$ в магнитном поле 1.8 Тл до 700°C , размер образца 1 см^3 . Форма зависимостей $J_s(T)$ у всех образцов типична для “свежих” титаномагнетитов, не претерпевших существенных вторичных изменений [Магнетизм ..., 1975; Печерский, Диденко, 1995].

Два примера определения точек Кюри носителей магнетизма трахибазальтов извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. показаны на рис. 5а, б.

Точки Кюри первого и второго нагревов образца ВА-174-1 (см. рис. 5а) составляют 355 и 565°C соответственно; после первого нагрева величина J_s образца незначительно увеличилась (13%). Точки Кюри первого и второго нагревов образца ВА-174-2 (см. рис. 5б) составляют 520 и 550°C соответственно; после первого нагрева величина J_s образца уменьшилась (18%). Размах значений T_{c1} для всех образцов значителен и составляет почти 200°C . При повторном нагреве у всех образцов точки Кюри увеличились, причем для некоторых весьма существенно (см. табл. 2), что свидетельствует или о высокотемпературном окислении исходных титаномагнетитов, или высокотемпературном превращении исходных катион-дефицитных титаномагнетитов в ходе лабораторного нагрева на воздухе до 700°C .

Величины намагниченности насыщения после нагрева у большинства образцов меняются незначительно.

В отличие от характеристик химического состава образцов трахибазальтов, ранее указывалось о близости значений концентрации практически всех элементов в них (см. табл. 1), экстенсивные петромагнитные характеристики и

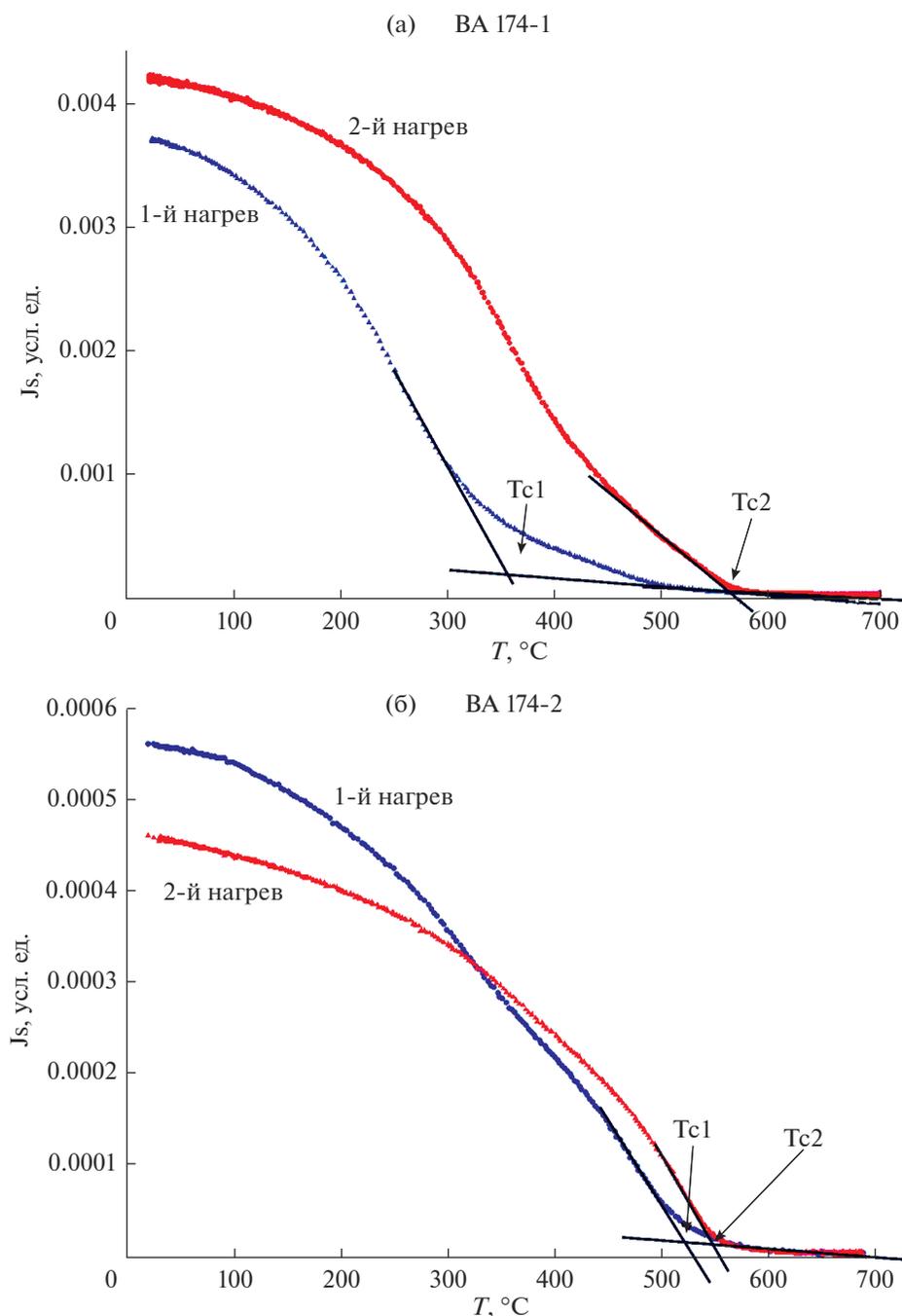


Рис. 5. Примеры зависимостей J_s – T .

производные от них имеют существенный разброс; для большинства из них эти различия весьма существенны – около 2.5 раз (см. табл. 2). Для Q_n , I_s , I_{rs} разброс более существенен – 4.9, 3.4 и 3.2 соответственно. Для выяснения причин такого разброса петромагнитных характеристик в изученных образцах и возможного группирования последних были проведены корреляционный (табл. 3) и кластерный (рис. 6) анализы.

Тесные положительные корреляционные связи k – J_s , Q_n – J_{rs}/J_s , J_{rs}/J_s – H_c обычны и легко объяснимы. В первом случае ($r_k = +0.942$ значим на 99% вероятностном уровне) характеристики отражают, в большей степени, концентрацию магнитных минералов, а во втором ($r_k = +0.824$ значим на 95% вероятностном уровне) и третьем ($r_k = +0.988$ значим на 99% вероятностном уровне) – их магнитную жесткость. Так как химиче-

Таблица 3. Данные корреляционного анализа петромагнитных характеристик

	NRM	k	Qn	Is	Jst/Jso	Tc1	Tc2	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc
NRM	1.000	-0.047	0.578	0.158	0.101	0.132	0.364	0.707	0.702	0.591	0.092	-0.413
k		1.000	<i>-0.800</i>	<i>0.942</i>	<i>-0.775</i>	0.511	0.605	0.606	-0.592	-0.639	-0.752	-0.066
Qn			1.000	-0.647	0.577	-0.199	-0.246	-0.118	<i>0.824</i>	<i>0.798</i>	0.540	-0.255
Is				1.000	-0.667	0.592	<i>0.797</i>	0.754	-0.471	-0.561	<i>-0.788</i>	-0.131
Jst/Jso					1.000	<i>-0.794</i>	-0.255	-0.493	0.299	0.296	<i>0.844</i>	0.555
Tc1						1.000	0.492	0.557	-0.050	-0.096	<i>-0.919</i>	<i>-0.759</i>
Tc2							1.000	0.672	-0.234	-0.353	-0.612	-0.098
Irs								1.000	0.218	0.109	-0.518	-0.514
Irs/Is									1.000	<i>0.988</i>	0.408	-0.562
Hc										1.000	0.451	-0.552
Hcr											1.000	0.480
Hcr/Hc												1.000

Примечание. Значение коэффициента корреляции Пирсона, значимые величины для вероятности 95% выделены жирным курсивом, для вероятности 99% – жирным курсивом с подчеркиванием. Обозначения петромагнитных характеристик приведены в табл. 2.

ские составы всех образцов близки, то наиболее вероятная причина существенного различия их петромагнитных характеристик связана с условиями кристаллизации магмы на поверхности после ее излияния, которые влияли на концентрацию, размеры и доменную структуру носителей намагниченности пород.

Полагаем, что эта зависимость состава магнитных минералов и их жесткости связана с первично-магматическими глубинными условиями, существовавшими до излияния лав [Магнетизм ..., 1975].

Используя 12 петромагнитных характеристик, для разделения исследованных образцов на группы был применен один из методов кластерного

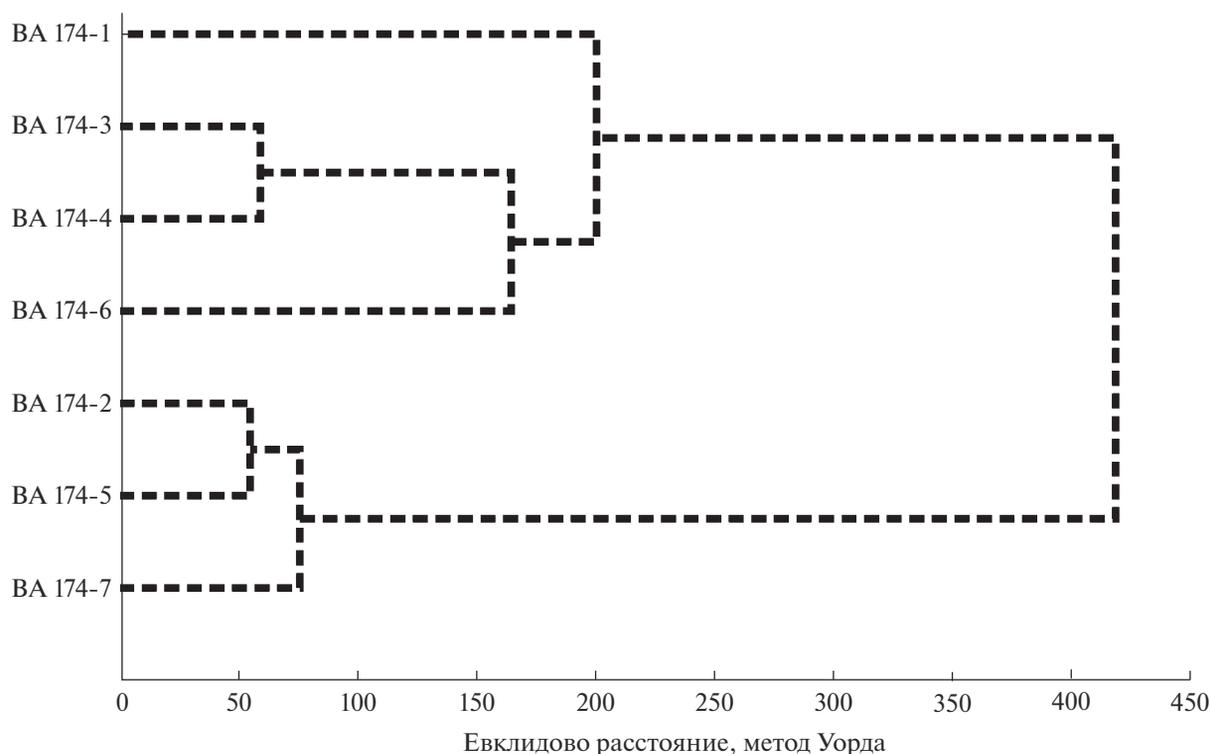


Рис. 6. Дендрограмма, демонстрирующая связь петромагнитных характеристик изученных образцов.

анализа (метод Уорда), в котором оценка расстояний между группами осуществляется методом дисперсионного анализа для задач с близко расположенными кластерами. Исследованные образцы образуют две группы (см. рис. 6); в первую входят четыре образца (ВА-174-1, ВА-174-3, ВА-174-4, ВА-174-6), во вторую – три образца (ВА-174-2, ВА-174-5, ВА-174-7). Наиболее значимые различия между этими двумя группами наблюдаются по средним значениям их петромагнитных характеристик: $k = 0.018 \pm 0.006$ (1-я группа) и 0.032 ± 0.008 (2-я группа) ед. СИ; $I_s = 156 \pm 64$ и 285 ± 34 А/м; $T_{c1} = 410 \pm 59$ и $523 \pm 15^\circ\text{C}$; $I_{rs} = 39 \pm 12$ и 65 ± 20 А/м; $H_{cr} = 38 \pm 4$ и 24 ± 5 мТл; $H_{cr}/H_c = 2.55 \pm 0.72$ и 1.93 ± 0.42 .

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

Микронзондовые исследования проводились на сканирующем (растровом) электронном микроскопе VEGA 3 LMN (Tescan, Чехия), оснащенный энергодисперсионным спектрометром X-Max 80 с системой микроанализа AztecTM (Oxford Instruments, Великобритания). Прибор обеспечивает диапазон детектируемых элементов от бора до урана с пределом обнаружения элементов от 0.1 вес. %. Поиск магнитных минералов, их фотографирование проводились в режиме обратно отраженных электронов (BSE-детектор), при котором фазы с более высоким средним атомным номером отражаются более ярко и контрастно по сравнению с фазами, имеющими меньший средний атомный номер. Измерение состава выбранных участков производилось с помощью микроанализа (ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток электронного пучка – 500–700 пА). Область генерации рентгеновского излучения при ускоряющем напряжении 20 кВ составляет 3–4 мкм по площади. Применялись два эталонных образца: алюминиевый – со специальной поверхностью для центрирования падающего электронного пучка и кобальтовый – для контроля тока пучка и энергетического смещения спектральных линий.

Изучение на электронном микроскопе и микронзондовый анализ составов титаномагнетитов (были отобраны по два образца из каждой группы) показали, что и здесь они достаточно уверенно делятся на три группы по размеру (крупные вкрапленники размером больше 30 мкм, средние вкрапленники размером от 10 до 30 мкм и микролиты размером менее 10 мкм), форме зерен титаномагнетитов и их составу. Фотографии и данные микронзондового анализа характерных зерен титаномагнетитов приведены на рис. 7. Расчетные температуры Кюри определялись только для вкрапленников.

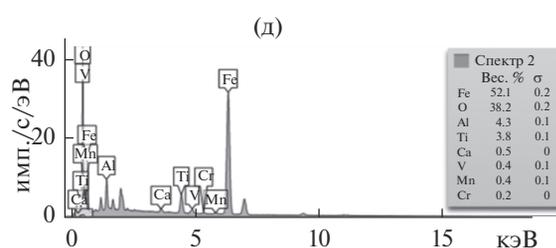
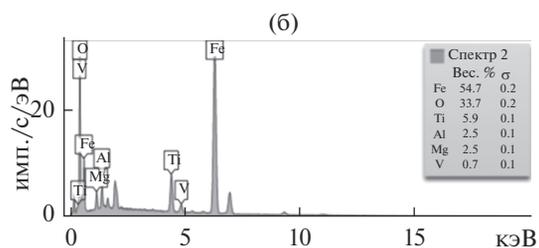
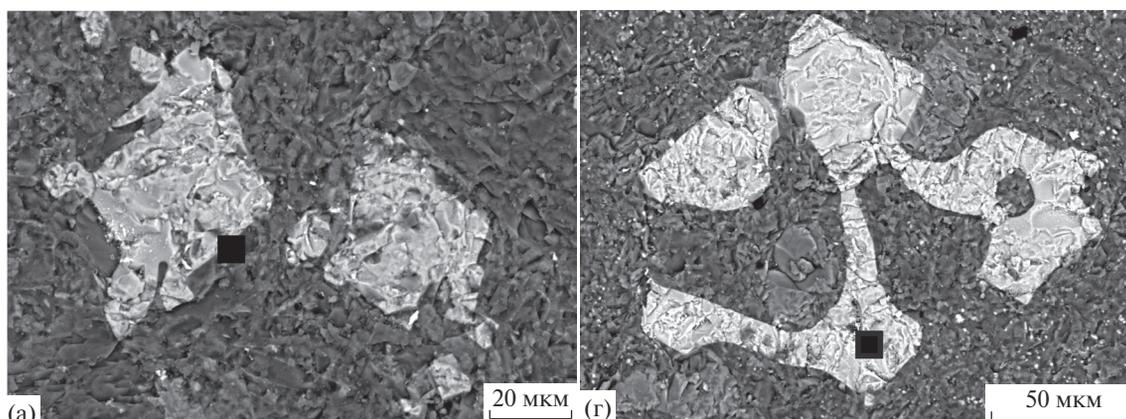
Титаномагнетиты образцов первой группы – идиоморфные зерна ромбической или прямоугольной формы размером от 10 до 30 мкм (см. рис. 7а), находящиеся в основной массе породообразующих минералов. В их составе, помимо Fe и Ti, в небольших количествах фиксируются Mg, Al, V (см. рис. 7в), энергодисперсионные спектры (см. рис. 7б) очень похожи на эталонные для ульвошпинели (см. рис. 7ж).

Всего в двух образцах этой группы были измерены составы 36 зерен титаномагнетитов: 22 зерна обр. ВА-174-1 со средней величиной $Ti/(Ti + Fe) = 12.98 \pm 2.22$ и 14 зерен обр. ВА-174-6 со средней величиной $Ti/(Ti + Fe) = 11.53 \pm 0.95$, что соответствует расчетным точкам Кюри 321 и 354°C (T_{c3} , см. табл. 2). Это достаточно близко значениям T_{c1} этих же образцов.

Титаномагнетиты образцов второй группы – дендровидные зерна неправильной формы размером от 20 до 100 мкм (см. рис. 7г). В их составе, помимо Fe и Ti, также в небольших количествах фиксируются Mg, Al, V, но не только – есть Cr и Mn (см. рис. 7е), энергодисперсионные спектры (см. рис. 7д) также сходны с эталонными для ульвошпинели (см. рис. 7ж). Всего в двух образцах этой группы были измерены составы 37 зерен титаномагнетитов: 18 зерен обр. ВА-174-2 со средней величиной $Ti/(Ti + Fe) = 9.37 \pm 1.03$ и 19 зерен обр. ВА-174-5 со средней величиной $Ti/(Ti + Fe) = 8.44 \pm 1.28$, что соответствует расчетным точкам Кюри 403 и 424°C (T_{c3} , см. табл. 2).

Величины расчетных и измеренных точек Кюри этих образцов различаются более чем на 100°C (см. табл. 2). Вероятно, столь существенная разница связана с более значительным высокотемпературным окислением титаномагнетитов из образцов 2-й группы по сравнению с титаномагнетитами образцов 1-й группы и, соответственно, с более высоким уровнем кристаллизации первых по глубине.

Наши данные по составу 73 зерен титаномагнетита из четырех образцов продуктов извержения вулкана Алаид 2015–2016 гг. и определенные по ним расчетные T_c неплохо согласуются с данными по составу титаномагнетитов из продуктов более ранних извержений вулкана: 1933–1934 (прорыв Такетоми) и 1981 гг. Согласно [Флеров и др., 1982], содержание TiO_2 в титаномагнетитах из базальтов двух указанных извержений варьируется от 6.05 до 11.02 вес. %, причем также отчетливо видны две группы: два образца – среднее 10.78 ± 0.34 и четыре образца – среднее 6.46 ± 0.57 , что соответствует температуре расчетных T_c 380 и 470°C соответственно.



(в)

Элемент	Вес. %	Сигма Вес. %	Атом. %
O	33.71	0.21	61.64
Mg	2.47	0.07	2.97
Al	2.52	0.06	2.73
Ti	5.93	0.07	3.62
V	0.70	0.05	0.40
Fe	54.68	0.20	28.65
Сумма:	100.00		100.00

(е)

Элемент	Вес. %	Сигма Вес. %	Атом. %
O	38.19	0.21	66.46
Al	4.26	0.07	4.40
Ca	0.51	0.04	0.36
Ti	3.82	0.07	2.22
V	0.44	0.05	0.24
Cr	0.24	0.04	0.13
Mn	0.43	0.06	0.22
Fe	52.11	0.20	25.98
Сумма:	100.00		100.00

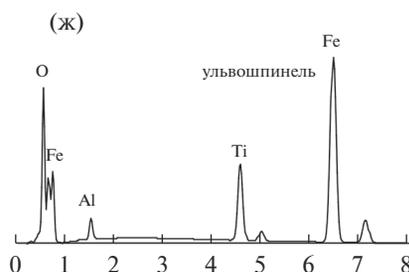


Рис. 7. Примеры микрозондового изучения составов титаномagnetитов.

а, г – изображения титаномagnetитов во вторичных электронах, черными квадратами указаны места микрозондового анализа; б, д – энергодисперсионные спектры (ЭД – зависимость “количество импульсов–энергия”); в, е – таблицы с указанием содержания элементов в весовых и атомных процентах; ж – эталонный ЭД-спектр ульвошпинели, по [Reed, 2005].

а, б, в – образец ВА-174-1; г, д, е – образец ВА-174-2.

Таблица 4. Данные корреляционного анализа некоторых геохимических и петромагнитных характеристик

	NRM	k	Qn	Js	Jst/Jso	Tc1	Tc2	Jrs	Jrs/Js	Hc	Hcr	Hcr/Hc
Петрогенные элементы												
Ti		-0.760	0.771	-0.750					0.783	0.827		
Fe	-0.788											
P							0.783					
Малые петрогенные элементы												
Li									-0.871	-0.880		
Rb									-0.836	-0.847		
Cs									-0.758	-0.759		
Элементы группы железа												
Co	0.791											
Cu		-0.918		-0.919	0.824			-0.779			0.810	
Ga												0.873
Pb	-0.772											
Лантаноиды												
Y					0.844	-0.764					0.830	
La												0.849
Ce												0.835
Pr												0.812
Nd												0.774
Sm												0.900
Eu					0.789							
Gd												0.908
Tb												0.982
Dy												0.872
Ho												0.860
Er					0.793	-0.852					0.762	
Yb												0.852
Актиноиды												
Th									-0.860	-0.885		
U												0.757

Примечание. Даны значения коэффициента корреляции Пирсона с $p \leq 0.05$, значимые величины для вероятности 99% выделены жирным курсивом (подчеркнуты). Обозначения петромагнитных характеристик приведены в табл. 2.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ПЕТРОМАГНИТНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Второй основной задачей настоящей работы была определена разработка петромагнитного “паспорта” вулкана. Полагаем, для этого весьма полезным будет определение корреляционных связей между петромагнитными характеристиками, с одной стороны, и химическим составом, с другой, продуктов вулканических извержений, что мы и попытались сделать. Хотя прекрасно понимаем, что количество образцов, использованных здесь, недостаточно для полноценных статистических выводов. Рассматриваем эту попытку как пилотную для определения наиболее информативных в этом плане характеристик.

В корреляционном анализе мы использовали 60 параметров – 48 характеристик вещественного состава (см. табл. 1) и 12 петромагнитных характеристик, из них 8 экспериментальных и четыре производных (см. табл. 2). Концентрация оксидов петрогенных компонентов из вес. % была пересчитана в г/т. Всего было рассчитано 1770 парных коэффициентов корреляции Пирсона [Письменный, 2004], из которых только 41 оказался значимым на уровне вероятности 95% (табл. 4), и только их мы будем рассматривать.

Только для трех петрогенных компонентов выявлены значимые корреляционные зависимости. Ti имеет отрицательные связи с концентрационными параметрами (k, Js) и положительные – с гистерезисными (Qn, Jrs/Js, Hc). Fe имеет отрицательную связь с NRM, а P положительную с Tc2.

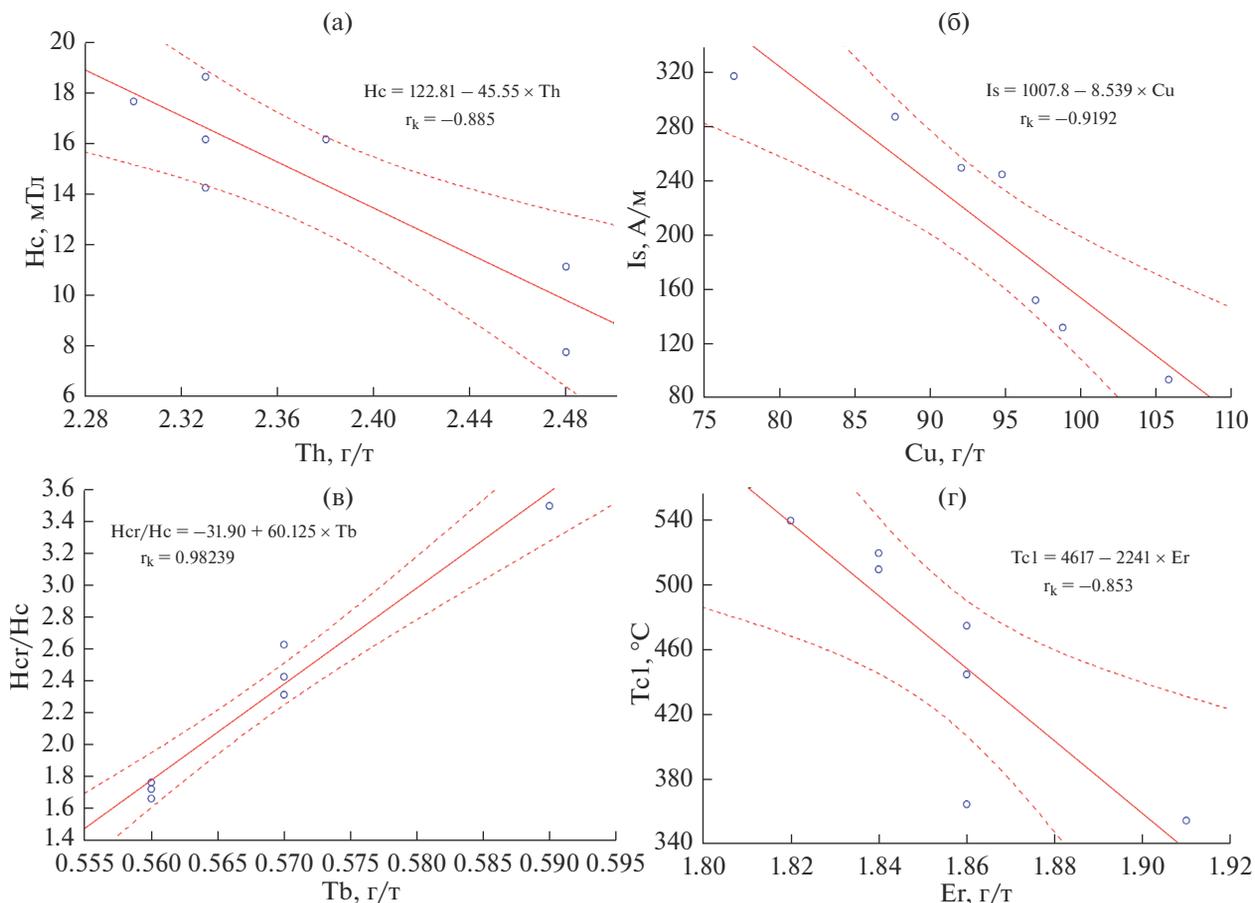


Рис. 8. Примеры корреляционных связей между петромагнитными характеристиками и химическим составом исследованных пород.
а – Th–Hc; б – Cu–Is; в – Tb–Hcr/Hc; г – Er–Tc1.

И если две последние корреляции объяснить по имеющемуся материалу сложно, то корреляция содержания Ti с концентрацией и магнитной жесткостью магнитных носителей объясняется. Можно высказать следующее предположение, что титаномагнетиты с большим содержанием Ti имеют меньший магнитный момент, и при их высокотемпературном распаде на заключительной стадии излияний образуются тонкие прорастания гемоильменитов (при просмотре на электронном микроскопе и микроанализе не зафиксированы), обладающие большей магнитной жесткостью.

Для трех малых петрогенных элементов щелочной группы выявлены сходные отрицательные корреляционные зависимости с гистерезисными параметрами (J_r/J_s и Hc). Аналогичное поведение выявлено и для Th, причем для последнего и Li коэффициент парной корреляции с Hc значим на уровне вероятности 99%. Зависимость Th–Hc приведена на рис. 8а, объяснение которой, полагаем, надо искать в *P-T* условиях осаждения минеральных фаз из расплава. В работе [Флеров и др., 1982] приведена оценка *P-T* условий для клино-

пироксенов – 14–16 кбар и 1200°C. Напомним, что титаномагнетиты первой группы, имеющие меньшую магнитную жесткость, находятся в основной массе породообразующих минералов, в том числе и клинопироксенов.

Для четырех элементов группы железа выявлены значимые корреляционные зависимости. Поведение Pb аналогично поведению Fe – отрицательная связь с NRM, а вот корреляционная связь Co с NRM имеет другой знак – положительный. Положительную также корреляционную связь с Hcr/Hc имеет Ga. Объяснить это не представляется пока возможным. Но наиболее интересным, полагаем, поведением из элементов этой группы характеризуется Cu. Для меди выявлены 5 значимых корреляционных связей – отрицательные с k , J_s , J_r и положительные с J_{st}/J_{so} , Hcr. Поведение Cu по отношению к концентрационным петромагнитным характеристикам сходно с поведением содержания Ti по отношению к ним, но для меди связь более тесная – значима на уровне вероятности 99% (см. рис. 8б). Полагаем, что механизм образования такой связи аналогичен меха-

низму связи Ti–k, Ti–Js. Положительные связи Cu с Jst/Js и Hc объяснить не представляется пока возможным.

Наиболее большим количеством значимых корреляционных связей с петромагнитными характеристиками обладают редкоземельные элементы. Причем наибольшее количество связей (12 из 17) отмечается с коэрцитивными характеристиками, и все они положительные, одна из них Tb–Hcr/Hc значимая на уровне вероятности 99% представлена на рис. 8в. Объяснение такой связи не требует особых усилий. Хорошо известно, что вхождение в решетку ферромагнетиков таких редкоземельных элементов, как Sm и Nd, увеличивает их магнитную индукцию и магнитную жесткость. Три редкоземельных элемента (Y, Eu, Er) имеют положительную корреляционную связь с Jst/Js, объяснить которую не представляется пока возможным. Наиболее интересной выявленной здесь корреляционной зависимостью является отрицательная связь Y и Er с Tc1 (см. рис. 8г) – больше иттрия и эрбия меньше точки Кюри, объяснение которой, полагаем, также надо искать в *P-T* условиях осаждения минеральных фаз из расплава.

Корреляционные связи Tg, одного из двух элементов-актиноидов, с Jrs/Js и Hc были рассмотрены ранее. Отметим здесь, что другой элемент этой группы – U – имеет положительную корреляцию с Hcr/Hc, объяснить которую пока не представляется возможным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный материал позволяет высказать несколько предположений и выводов, относящихся как непосредственно к геолого-геофизической характеристике продуктов извержений вулкана Алаид, так и методическим аспектам петромагнитного изучения продуктов палеовулканической деятельности на Земле с целью определения их источников.

Химический состав продуктов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид (трахибазальты), изученный в настоящей работе, очень близок химическому составу продуктов извержений 1933–1934, 1972 и 1981 гг. [Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Флеров и др., 1982]. Это свидетельствует об одном глубинном источнике магм четырех последних извержений вулкана (1933–1934, 1972, 1981 и 2015–2016 гг.), который, судя по калиево-натриевому типу их продуктов и оценкам *P-T* условий осаждения породообразующих минеральных фаз из расплава [Флеров и др., 1982], находится на достаточно большой глубине – более 50 км. Это также согласуется с положением острова-вулкана в тыловой зоне Курильской островной дуги (см. рис. 1). Практически на всех из-

вестных геодинамических диаграммах фигуративные точки химических составов продуктов всех четырех извержений вулкана Алаид попадают в поле континентальных островных дуг.

В отличие от данных химического состава, петромагнитные характеристики трахибазальтов извержения 2015–2016 гг. позволили разделить их на две группы, что затем подтвердилось и при изучении морфологии и состава титаномагнетитов – основных носителей магнетизма трахибазальтов. Наиболее значимые различия между этими двумя группами наблюдаются по средним значениям: 1) начальной магнитной восприимчивости ($1.84E^{-02}$ и $3.21E^{-02}$ ед. СИ); 2) намагниченности насыщения (156 и 285 А/м) и остаточного насыщения (39 и 65 А/м); 3) точек Кюри (410 и 523°С); 4) остаточной коэрцитивной силы (38 и 24 мТл) и отношений остаточной коэрцитивной силы к коэрцитивной (2.5 и 1.9). Отличаются размер и форма титаномагнетитов двух групп – для первой характерны идиоморфные зерна ромбической или прямоугольной формы размером от 10 до 30 мкм, для второй – дендровидные зерна неправильной формы размером от 20 до 100 мкм. И наконец, титаномагнетиты двух групп отличаются и по своему составу – средние величины Ti/(Ti + Fe) первой 12.56 ± 2.59 и второй 8.07 ± 2.78 .

Интервал расчетных точек Кюри титаномагнетитов из трахибазальтов первой группы составляет от 320 до 355°С, что соответствует глубинам последнего равновесного состояния магмы перед извержением, согласно титаномагнетитовому барометру [Магнетизм ..., 1975] от 37 до 32 км. Интервал расчетных точек Кюри титаномагнетитов из трахибазальтов второй группы составляет 405–425°С, что, согласно аналогичным расчетам, соответствует глубинам последнего равновесного состояния магмы перед извержением от 25 до 23 км.

Хотя количество образцов, использованных здесь, недостаточно для полноценных статистических выводов о связях между петромагнитными характеристиками и химическим составом исследованных пород, некоторые выводы мы можем уже сделать.

Во-первых, сходные корреляционные зависимости, а порой и идентичные, с определенными петромагнитными характеристиками выявлены для разных элементов с различным геохимическим потенциалом: 1) между Ti и Cu, с одной стороны, и петромагнитными концентрационными характеристиками, с другой стороны; 2) между элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs) и актиноидом (Th), с одной стороны, и коэрцитивными петромагнитными параметрами (Jrs/Js, Hc), с другой стороны.

Во-вторых, 12 редкоземельных элементов из 17 имеют положительные корреляционные связи с

петромагнитным параметром, характеризующим магнитную жесткость горных пород.

В-третьих, некоторые из этих связей можно объяснить хорошо известными физико-химическими процессами и *P-T* условиями генерации магм. Например, связь магнитной жесткости трахибазальтов: положительную – концентрацией редкоземельных элементов и отрицательную – с элементами щелочной группы и Th.

Во введении указано, что эти работы надо рассматривать как пилотные для отработки методики сопоставления петромагнитных и петрохимических параметров, и необходимо их расширить, по крайней мере, в двух направлениях – увеличить статистическую достоверность и изучить продукты извержений вулканов из различных геодинамических обстановок.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам рукописи В.Ю. Водовозову и М.Э. Михальцову, ценные замечания и предложения которых были учтены при подготовке окончательной версии статьи. Благодарим Н.В. Бердникова за консультации и конструктивную критику, Л.М. Ильина, В.О. Крутикову, А.Ю. Петрова за проведенные работы по определению химического состава пород. Благодарим также Е.Ю. Диденко, А.А. Долгую и О.М. Меньшикову за помощь в техническом оформлении рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00015) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-00041 и № 18-05-00410).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдурахманов А. И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алайд (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1978. С. 85–107.
- Авдейко Г.П., Токарев П.И., Меняйлов И.А. и др. Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алайд в 1972 г. // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 55–64.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алайд в 1972 г. // Бюлл. вулканолог. станций. 1974. № 50. С. 64–80.
- Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Комплексные исследования подводных и наземных вулканов Курильской островной дуги в 2018–2019 гг. // Материалы XXII региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 28–29 марта 2019 г. / Гл. ред. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 136–139.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- Горшков Г.С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713–1952 гг.) // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1954. № 8. С. 58–99.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Добрецов Н.Л. Катастрофические извержения вулкана – готово ли к ним человечество? // Наука из первых рук. 2018. Т. 80. № 5/6. С. 74–79.
- Корнев О.С., Шкуть Г.И. О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 45–50.
- Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 161 с.
- Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Отв. ред. Г.Н. Петрова. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Письменный Д.Т. Конспект лекций по теории вероятностей и математической статистике. М.: Айрис-пресс, 2004. 256 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22–37.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Вып. 24. № 2. С. 198–203.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 32. № 3. С. 102–107.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Вып. 31. № 3. С. 94–103.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. Вып. 39. № 3. С. 112–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 2019 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. Вып. 43. № 3. С. 109–115. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>

- Рашидов В.А., Диденко А.Н., Мартынов Ю.А. и др.* Петромагнетизм базальтов вулкана Алаид // Материалы XXI региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2018 г. / Гл. ред. Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 133–136.
- Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др.* Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 20. № 2. С. 8–15.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.
<https://doi.org/10.7868/S0002333716040062>
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Авдейко Г.П. и др.* Извержение вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 82–87.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др.* Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9–28.
- Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др.* Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 29–43.
- Флеров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В.* Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма) // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Отв. ред. Б.Г. Лутц, К.Н. Рудич, В.А. Ермаков. М.: Наука, 1978. С. 200–218.
- Шолто Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.
- Clark D.A.* Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys // J. Aust. Geol. Geophys. 1997. V. 17. № 2. P. 83–103.
- Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V. et al.* First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 181. P. 200–206.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. № 4. P. 260–267.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-x)
- DeMets D.C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04491.x>
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D.* Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // Am. J. Sci. 2012. V. 312. № 4. P. 357–416.
<https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Imamura A., Kawase Z.* A new volcano of the east coast of Alaid island // Jpn. J. Astron. Geophys. 1934. V. 11. P. 113–116.
- Kuno H.* Petrology of Alaid volcano, north Kurile // Jpn. J. Geol. Geogr. 1935. V. 12. P. 153–162.
- Lavigne F., Guillet S.* The unknown AD 1275 stratospheric eruption: Climatic impacts in Europe and tentative volcanic source // Past Vulnerability. Volcanic eruptions and human vulnerability in traditional societies past and present / Ed. F. Riede. Aarhus: University Press, 2015. P. 63–73.
- McEnroe S.A., Robinson P., Church N., Purucker M.* Magnetism at depth: A view from an ancient continental subduction and collision zone // Geochem., Geophys., Geosyst. 2018. V. 19. P. 1123–1147.
<https://doi.org/10.1002/2017GC007344>
- Meschede M.* A Method of discriminating between different types of Mid-Ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y DIAGRAM // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
<https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Reed S.J.B.* Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge, N.Y., Melbourne: Cambridge University, 2005. 192 p.
- Roberts A.P., Cui Y.L., Verosub K.L.* Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems // J. Geophys. Res. 1995. V. 100(B9). P. 17909–17924.
<https://doi.org/10.1029/95JB00672>
- Roberts A.P., Tauxe L., Heslop D. et al.* Critical Appraisal of the “Day” Diagram // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 4. P. 2618–2644.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basin / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication, 1989. № 42. P. 313–345.
- Tanakadate H.* Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles // Proc. of the Imper. Acad. 1934. V. 10. № 8. P. 494–497.
- Toohey M., Krüger K., Sigl M. et al.* Climatic and societal impacts of a volcanic double event at the dawn of the Middle Ages // Clim. Change. 2016. V. 136. P. 401–412.
<https://doi.org/10.1007/s10584-016-1648-7>
- Verma S.P., Guevara M., Agrawal S.* Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data // J. Earth Syst. Sci. 2006. V. 115. № 5. P. 485–528.
- 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.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

Petromagnetic and Geochemical Characteristics of Volcanic Rocks from the Alaid Volcano Eruption in 2015–2016, Kuril Island Arc

A. N. Didenko^{1,2,*}, V. A. Rashidov^{3,4,**}, G. P. Markov⁵, M. S. Trusenko^{1,2},
V. V. Petrova⁶, and L. P. Anikin³

¹*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Kim Yu Chena str., 65, Khabarovsk, 680000 Russia*

²*Pacific State University, Tikhookeanskaya str., 136, Khabarovsk, 680000 Russia*

³*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

⁴*Far East Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

⁵*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bl. 1, Moscow, 123242 Russia*

⁶*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bl. 1, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: itig@itig.as.khb.ru

**e-mail: rashidva@kscnet.ru

Alaid volcano, the northernmost, as well as the highest volcano in the Kuril chain, is located on the Atlasov Island. Rock magnetic, geochemical and microprobe studies were carried out on lava samples from the 2015–2016 volcano terminal eruption, which were collected for the first time in October 2018. The chemical composition of extrusive rocks of the eruption in 2015–2016 is very similar to the chemical composition of extrusive rocks of the eruptions in 1933–1934, 1972, and 1981 suggesting a single source of magma at a depth of more than 50 km as judged by the potassium-sodium type of the extrusive rocks and estimates of pressure-temperature (*P-T*) conditions for the crystallization of rock-forming minerals from magmas. For the first time, data were obtained on the structure and composition of the magnetic fraction of igneous rocks of the Alaid volcano, and depths of the last equilibrium state of magmas of the 2015–2016 eruption were established. A joint analysis of the magnetic and geochemical characteristics of the studied trachybasalts revealed significant correlation dependencies between: a) Ti and Cu contents and specific rock-magnetic parameters indicating concentrations of magnetic minerals; b) alkaline (Li, Rb, Cs) metals, rare-earth elements and coercive rock-magnetic parameters.

Keywords: eruption, Alaid volcano, petromagnetic and petrogeochemical characteristics