

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА МИНАМИ-ХИОСИ (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

В.А. Рашидов¹, О.В. Пилипенко², В.В. Петрова³

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rashidva@kscnet.ru

²ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская 10, стр. 1, г. Москва, 123995; e-mail: pilipenko@ifz.ru

³ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: v.petrova.v@gmail.com

Поступила в редакцию 26 февраля 2016 г.

Впервые выполнены комплексные исследования минерального состава и петромагнитных свойств горных пород, слагающих постройку подводного вулкана Минами-Хиоси, расположенного в Марианской островной дуге. Вулкан Минами-Хиоси входит в состав вулканического комплекса Хиоси в щелочной провинции Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг. Все проанализированные породы обогащены K_2O (1.34–3.30 %), Va – 370–806 ppm, Sr – 204–748 ppm. Базальты имеют порфириковую структуру. Вкрапленники – главным образом оливин, его отдельные кристаллы или их сростки, размером до 2 см, основная масса – тонкокристаллическая.

В изученных образцах присутствуют не менее трех Fe-содержащих оксидных минералов. Это преобладающий титаномагнетит, в меньшем количестве – ильменит и гидроксиды Fe. Установлено, что изученные образцы в основном магнитно изотропны, имеют высокие значения естественной остаточной намагниченности и фактора Кенигсбергера.

Как и в других островодужных позднекайнозойских подводных вулканах западной части Тихого океана, изученные образцы сильно дифференцированы по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Основными носителями намагниченности являются как низкокоэрцитивные магнитные минералы (титаномагнетит и магнетит) псевдооднородной структуры, так и высококоэрцитивные (гематит). Высокие величины естественной остаточной намагниченности обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферромагнитных зерен.

Ключевые слова: базальты, минералогические и петромагнитные исследования, подводный вулкан, Минами-Хиоси, Марианская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Сравнительный анализ магнитных свойств горных пород, слагающих подводные вулканы Курильской, Идзу-Бонинской, Марианской и Соломоновой островных дуг Тихоокеанской зоны перехода, выполненный авторами [2, 3, 7, 8, 12–15], показал, что они сильно дифференцированы по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Образцы магнитно изотропны, и в них присутствуют относительно низкокоэрцитивные магнитные минералы. Основными носителями намагниченности в изученных породах являются зерна неизмененного и/или окисленного титаномагнетита различной доменной структуры. Высокие величины

естественной остаточной намагниченности в изученных образцах горных пород обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферромагнитных зерен.

Настоящая работа посвящена изучению особенностей вещественного состава и петромагнитным свойствам пород, слагающих постройку действующего подводного вулкана Минами-Хиоси, расположенного в Марианской островной дуге.

Марианская островная дуга является классической молодой островной дугой западной части Тихого океана. Большинство островов и подводных вулканов в ее северной части сформировалось в позднем

плиоцене. Южная часть дуги более древняя: вулканы имеют эоцен-миоценовый возраст [1]. В Марианской островной дуге насчитывается 9 активных наземных вулканов, а также 63 подводных вулкана, из которых в настоящий момент, активными можно считать 9 [3, 4, 9–11, 16, 17, 19, 34].

Одним из таких активных подводных вулканов является Минами-Хиоси (Южный Минами, Минами-Хиоси-Кайсан), имеющий четвертичный возраст [43]. Его вулканическая активность отмечалась неоднократно, начиная с 25-го августа 1975 г. [10, 11, 29, 34]. Подводный вулкан Минами-Хиоси входит в состав вулканического комплекса Хиоси в щелочной провинции Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг [28, 37–39]. Исследования подводного вулкана Минами-Хиоси были проведены в 5-ом, 10-ом и 13-ом рейсах НИС «Вулканолог» в 1978, 1981 и 1982 гг. [10, 11], в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» Университета г. Вашингтон в 1985 г. [16, 17], а также в рейсах на судах геологической и гидрографической служб Японии [5, 22, 29, 40–42].

Подводный вулкан Минами-Хиоси (рис. 1, 2) поднимается с глубины 1500 м, где его размер составляет $\sim 20 \times 15$ км. Привершинная часть вулканической постройки, ограниченная изобатой 200 м, имеет размер 1.8×0.6 км и вытянута в северо-западном направлении. Крутизна склонов составляет в интервале 1500–1000 м – $8-9^\circ$, в интервале 1000–500 м – $5.5-18.5^\circ$, а в интервале 500–100 м – $9-24^\circ$.

Минимальная глубина над вершиной вулкана, отмеченная в 5-ом рейсе НИС «Вулканолог», равняется 100 м. По данным [33] зафиксирована минимальная глубина около 100 м, по данным [35, 36] – 96 м, а по данным [43] – 30 м.

Объем вулканической постройки по минимальным оценкам составляет ~ 95 км³ [10]. По данным [16], объем вулкана – 109 км³.

В 10-ом рейсе НИС «Вулканолог» на глубине 100–120 м выявлено поднятие с активными фумаролами (рис. 3). Подводный вулкан Минами-Хиоси отчетливо проявляется в потенциальных полях наличием локальных аномалий, приуроченных к его постройке [5, 10, 11, 22, 23, 27, 40, 41]. На гравиметрической карте в редукции свободного воздуха к постройке вулкана приурочена положительная аномалия интенсивностью 158 мГал [5, 22].

Интенсивность магнитной аномалии ΔT_a , приуроченной к подводному вулкану Минами-Хиоси, составляет 3000 нТл [10, 11, 22, 23, 30]. Магнитная аномалия создается телом, имеющим объем 0.17 км³ и расположенным в привершинной части постройки в интервале глубин 150–600 м [10, 11]. Это тело, скорее всего, является лавовой пробкой.

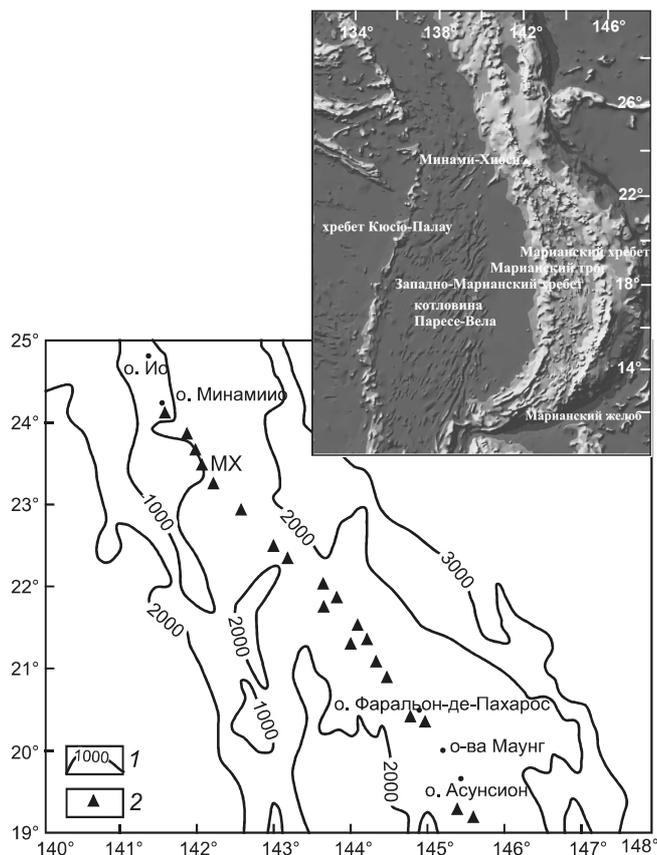


Рис. 1. Местоположение подводного вулкана Минами-Хиоси.

1 – изобаты; 2 – подводные вулканы. МХ – Минами-Хиоси.

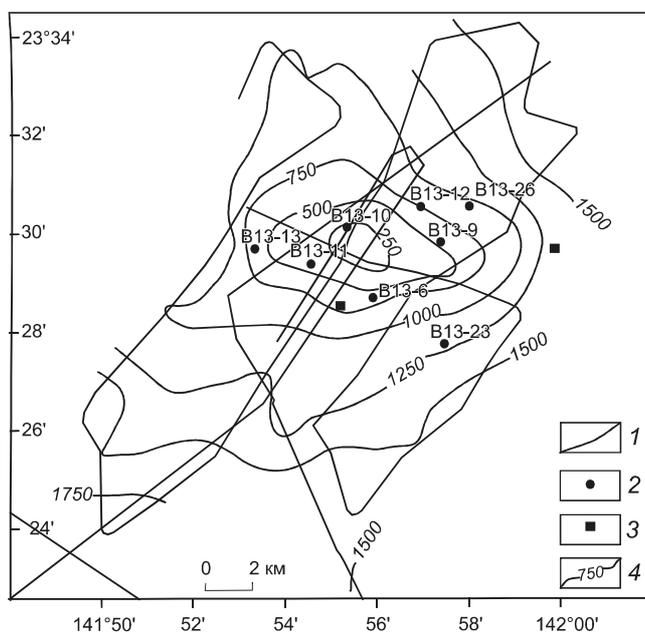


Рис. 2. Батиметрическая схема подводного вулкана Минами-Хиоси.

1 – галсы; 2, 3 – станции драгирования, выполненные, соответственно, в 5 рейсе НИС «Вулканолог» и в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон»; 4 – изобаты (м).

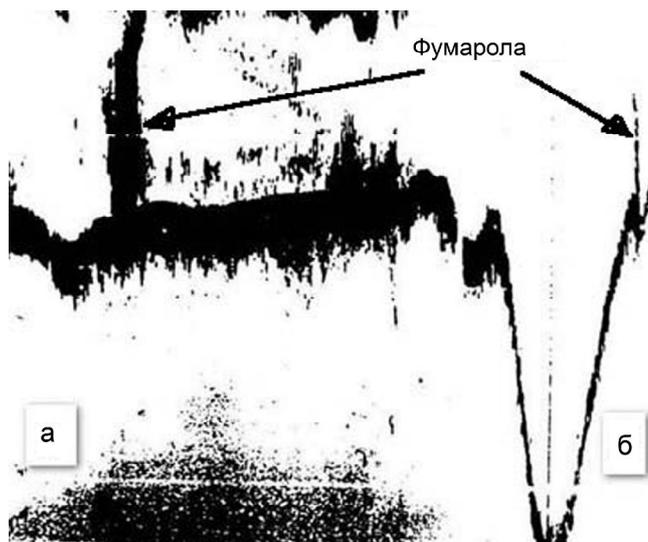


Рис. 3. Фрагменты профилей эхолотного промера, выполненных в 10 рейсе НИС «Вулканолог», иллюстрирующие фумарольную активность подводного вулкана Минами-Хиоси: а – в дрейфе; б – на ходу судна. Эхолот WD-110M (рабочая частота 12.5 кГц).

Авторами была сделана попытка определения связи минерального состава драгированных с постройки Минами-Хиоси горных пород и их петромагнитных характеристик с помощью современных методик и оборудования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрозондовый анализ рудных минералов выполнен в Геологическом институте РАН на аналитическом сканирующем электронном микроскопе Sam Scan MV2300 при участии операторов Н.В. Горьковой и А.Т. Савичева и во Всероссийском институте минерального сырья им. Н.П. Федоровского на микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL, оснащенный энергодисперсионной приставкой INCA, при участии оператора И.Г. Быстрова. В железосодержащих и ассоциирующихся с ними минералах для всех образцов анализировался состав вскрытых при шлифовании центральных зон и неполированных приповерхностных частей отобранных вручную объемных зерен. Так как микрозондовый анализ не определяет валентность железа, при пересчетах средних составов титаномагнетитов на формулу минерала во всех случаях принималось стандартное отношение: две трети трехвалентного железа и одна треть двухвалентного, а также учитывался пересчетный коэффициент перевода двухвалентного железа в трехвалентное.

Петромагнитные исследования выполнены в лаборатории «Главного геомагнитного поля и петромаг-

нетизма» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Измерения естественной остаточной намагниченности (J_n) образцов проведены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в трех ортогональных положениях вращения образца. Магнитная восприимчивость (χ) и степень (P') анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) – на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия). На всех образцах была изучена стабильность J_n по отношению к воздействию переменного магнитного поля, т.е. величина медианного магнитного поля. Для этого были сняты полные кривые размагничивания переменным магнитным полем максимум до величины 100 мТл с шагом 5 мТл. Чистка переменным магнитным полем осуществлена на установке, вмонтированной в криогенный (SQUID) магнитометр (2G Enterprises, США), который располагался в немагнитной комнате (производства Lodestar Magnetics, США), более чем в 200 раз уменьшающей внешнее магнитное поле.

Для каждого образца сняты кривые магнитного гистерезиса на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия), по которым проведена оценка доменного состояния [18, 19].

Проведены исследования состава магнитной фракции путем снятия кривых остаточной намагниченности насыщения J_{ns} , созданной в импульсной намагничивающей установке ASC IM-100 (2G Enterprises, США) в постоянном магнитном поле от 0 до 0.8 Тл, а также путем определения значений остаточной коэрцитивной силы B_{cr} . Выполнен термомагнитный анализ (ТМА) на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия) по зависимости массовой магнитной восприимчивости от температуры $k(T)$ на порошкообразных пробах массой ~ 1 г. ТМА по $k(T)$ – быстрый и очень чувствительный метод для определения магнитных фаз и состава титаномагнетита [24]. В соответствии с рекомендациями [32] в данной работе магнитные фазы определялись по пикам Гопкинсона (при их наличии) вблизи точек Кюри на кривых $k(T)$ на основании закона Кюри-Вейса, а в случае отсутствия пиков – по методу двух касательных [21].

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

В рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» было выполнено два драгирования постройки вулкана Минами-Хиоси (рис. 2) и подняты плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты и андезибазальты [16, 17]. Исследуя драгированные породы, С.Х. Блумер с соавторами [16, 17, 25] установили щелочной характер пород вулкана Минами-Хиоси и обратили внимание на сходство их составов с шошонитами в понимании авторов указанной статьи. Они высказали

предположение, что подобные породы могут образовываться только в специфических тектонических условиях, позволяющих получать доступ к глубоким, обогащенным частям мантии, таким, например, как зоны субдукции, зоны задугового спрединга или глубинного вулканизма.

В 5-ом рейсе НИС «Вулканолог» на вулкане выполнено 8 драгирований со склонов и привершинной части вулкана (рис. 2). Драгированные породы (табл. 1) представлены генетически связанной группой базальтов с разным количеством порфировых выделений и с различной степенью раскристаллизации основной массы.

Пористые шлаки составляют большую часть драгированных пород. Самые свежие шлаки опробованы на привершинной части вулкана и, скорее всего, они представляют прижерловую фацию. Там же драгированы образцы, подвергшиеся деятельности высокотемпературных фумарол – сильно измененные базальты и обломки самородной серы диаметром 1–2 см. Встречаются обломки серы с примесью пепла. При драгировании вулканической постройки подняты также корки лавовых потоков и плотные стекловатые базальты. Отмечено характерное распределение вулканогенно-осадочных пород по глубине. Сверху вниз по склону литифицированные шлаки замещаются туфогенными полимиктовыми песчаниками, гравелитами и алевритами [10].

Структуры пород вулкана Минами-Хиоси, распределение в них минералов железа и химический состав драгированных пород представлены на рис. 4, 5 и в таблице 2.

Все проанализированные породы обогащены K_2O (1.34–3.30 %), характеризуются высоким уровнем суммарной щелочности (4.7–7.3 %), фосфора (0.44–0.81), а также высокими концентрациями Rb – 16–68 ppm (в основном – 30–50 ppm), Ba – 370–806 ppm, Sr – 479–789 ppm (в основном – 524–700 ppm) и



Рис. 4. Образцы драгированных пород светлые (коричнево-желтые) пятна, выделяющиеся на сером фоне породы – гломеропорфировые сростки кристаллов оливина.

Таблица 1. Драгированные образцы горных пород, слагающих постройку подводного вулкана Минами-Хиоси.

№ образца	Порода
В-5-13-6	Базальт крупнопорфировый. Основная масса тонкокристаллическая, нераскристаллизованного стекла очень мало.
В-5-13-9	Базальт афиртовый, структура основной массы от мелко- до среднекристаллической, стекло раскристаллизовано практически полностью, присутствуют редкие поры.
В-5-13-9/1	Аналоги № 9, но местами порфировый, присутствует небольшое количество вкрапленников и
В-5-13-9/2	гломеропорфировых сростков оливина.
В-5-13-10/2	Базальт среднекристаллический, афиртовый, но иногда встречаются редкие порфировые выделения оливина, иногда замещенного идингситом. Стекло раскристаллизовано практически полностью. В породе до 10 % незаполненных пустот (газовых пустот).
В-5-13-12/1	Аналоги №10/2, но немного выше и сильнее изменен оливин.
В-5-13-12/2	
В-5-13-12/3	Базальт редкопорфировый, мелко кристаллический, пористость до 15 %, стекло раскристаллизовано.
В-5-13-12/4	Базальт редкопорфировый, местами карбонатизированный.
В-5-13-13	Туф кристаллолитовитрокластический, цементированный карбонатом. Все компоненты туфа имеют основной (базальтовый) состав.
В-5-13-23	Базальт редкопорфировый, основная масса от средне- до крупнокристаллической, слабопористый.
В-5-13-26/1	Туф кристаллолитовитрокластический, базальтовый, цемент карбонатный, частично глинисто-хлоритовый. Стекло обломков крупнопористое.
В-5-13-ш	Стекло базальтовое, пористое, с небольшим количеством плагиоклаза.

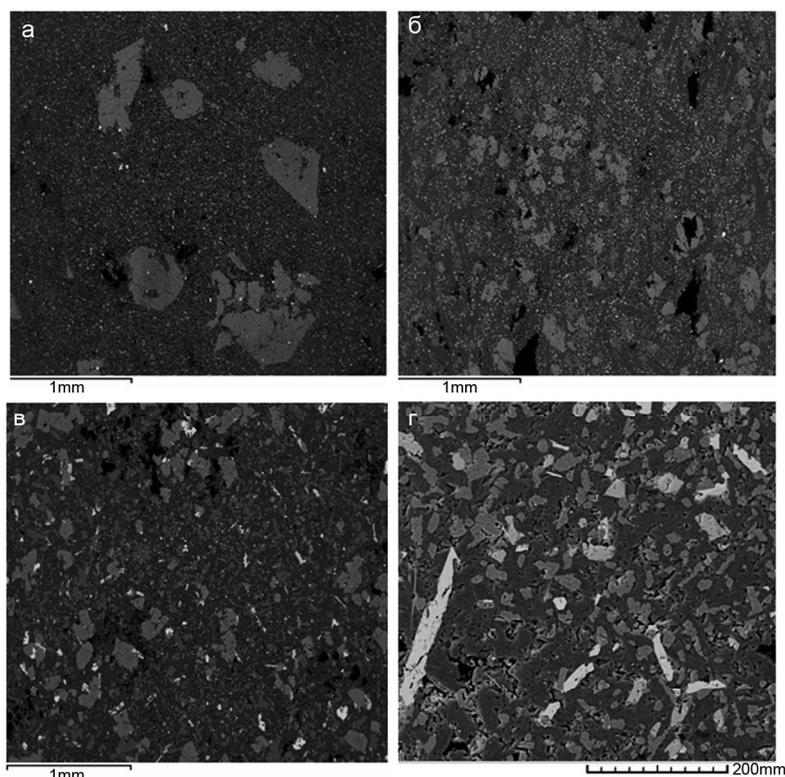


Рис. 5. Структуры лав вулкана Минами-Хиоси и распределение в породах минералов железа.

а) обр. В-5-13-6. Мегавкрапленники оливина (светло-серое) четко выделяются на фоне криптокристаллической основной массы породы. Белые точки в основной массе – микролиты титаномагнетита;

б) обр. В-5-13-9. Вкрапленники пироксена (светло-серое) и плагиоклаза (темно-серые удлиненные лейсты) на фоне мелкокристаллической основной массы породы. Белые точечные выделения – микролиты титаномагнетита;

в) обр. В-5-13-12/1. Вкрапленники пироксена и оливина (серые разных оттенков выделения) и плагиоклаза (темно-серые почти черные лейсты) на фоне мелкокристаллической основной массы породы. Белые удлиненные прямоугольные выделения – кристаллы ильменита, белые изометричные выделения – кристаллы титаномагнетита. Кристаллы рудных минералов местами достигают размеров вкрапленников;

г) обр. В-5-13-23. Основная масса долерита, состоящая из микролитов пироксена (серое), плагиоклаза (темно-серое, почти черное) и выделений ильменита (удлиненные белые кристаллы) и титаномагнетита (светло серые и белые псевдо-изометричные выделения).

На всех фото – черные бесформенные пятна – незаполненные свободные пространства породы.

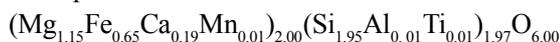
Zr – в основном – 107–225 ppm (табл. 2). Отношение K_2O/N_2O колеблется в пределах от 0.38 до 0.92 [14]. Эти значения хорошо совпадают с опубликованными ранее данными [16, 17, 25, 26, 28, 31, 39]. В качестве особенностей химического состава пород можно отметить довольно высокий уровень в них оксида титана (1.94–2.81) и его равномерное количественное распределение по разным потокам и обратную корреляцию в содержании двух- и трехвалентного железа. Обращает на себя внимание также близкая к прямой корреляция в поведении Al_2O_3 , FeO и CaO. Наши аналитические исследования и литературные данные указывают на то, что вулканические породы, слагающие подводный вулкан Минами-Хиоси, относятся к щелочным образованиям.

Базальты имеют порфировую структуру. Состав, размер и количество вкрапленников варьируют в разных потоках. Структура основной массы, как правило, долеритовая с минимальным количеством нераскристаллизованного стекла. Породы пористые, поры иногда заполнены органическим веществом, предположительно битумом.

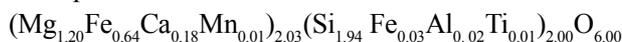
Вкрапленники – главным образом оливин, его отдельные кристаллы или их сростки. В некоторых образцах размер оливина может быть очень большой – до 2 см, при этом размерность основной массы – тоннокристаллическая (рис. 4). Очень редко

встречаются сростки вкрапленников оливина с более мелкими кристаллами клинопироксена (пижонита) и включения в оливин точечных кристаллов титаномагнетита и хромшпинели. Теоретический состав пижонита – $(Mg,Fe,Ca)(Mg,Fe)Si_2O_6$, при этом отмечается, что количество Ca должно быть в пределах 0.13–0.28 формульных единиц, количество Al не может превышать 2 мас.%, характерно повышенное содержание Mn. В приведенных минералогических формулах это требование соблюдается в двух из трех:

Обр. В-5-13-6. точка 11:



Обр. В-5-13-6. точка 5:



Обр. В-5-13-6. точка 2:



В меньшем количестве образцов среди вкрапленников присутствуют клинопироксен (авгит) и плагиоклаз (лабрадор), а также рудные минералы – титаномагнетит и ильменит, но их размеры значительно меньше, чем размер оливина. Основная масса состоит из перечисленных выше минералов, находящихся примерно в равных количествах. В качестве аксессуаров присутствуют пирит, халькопирит. Среди поздних минералов отмечены гидроксиды Fe, сидерит, кварц, гипс, ангидрит. Подробное описание нерудных минералов будет дано в специальной публикации.

Таблица 2. Химический состав драгированных образцов горных пород, составляющих постройку подводного вулкана Минами-Хиоиси.

Порода	Базальт											Туф	Базальт	Туф	Шлак
	В-5-13-6	В-5-13-9	В-5-13-9/1	В-5-13-9/2	В-5-13-10/2	В-5-13-12/1	В-5-13-12/2	В-5-13-12/3	В-5-13-12/4	В-5-13-13	В-5-13-23				
	Содержание в масс. %														
SiO ₂	52.87	51.53	52.30	51.24	52.82	48.09	50.62	53.88	49.70	56.68	53.38	52.06	53.45		
TiO ₂	1.95	2.73	2.60	2.81	2.12	2.25	2.32	2.41	2.42	2.19	1.98	2.30	1.11		
Al ₂ O ₃	13.61	12.63	13.49	12.57	14.14	12.89	13.50	12.77	13.37	9.51	14.25	10.23	17.37		
Fe ₂ O ₃	4.96	5.14	2.62	5.05	3.69	3.13	4.49	8.66	2.43	7.65	3.07	5.93	10.45		
FeO	6.40	6.49	7.89	6.71	6.36	7.22	6.59	2.32	7.65	1.01	7.56	2.32			
MnO	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.16	0.12	0.16	0.12	0.18		
MgO	5.36	5.41	4.94	5.66	4.78	8.11	5.81	3.49	6.05	4.38	5.08	5.27	3.00		
CaO	8.23	7.99	7.90	8.32	8.43	9.06	8.67	6.53	9.17	3.66	8.30	7.37	8.91		
Na ₂ O	3.35	3.77	3.58	3.66	3.97	3.07	3.51	4.00	3.57	1.96	3.60	1.78	3.23		
K ₂ O	1.34	2.09	2.84	2.14	1.98	2.32	2.50	3.30	2.57	1.60	1.37	1.65	1.79		
P ₂ O ₅	0.44	0.67	0.81	0.66	0.62	0.61	0.67	0.77	0.67	0.36	0.39	0.42	0.19		
п.п.п.	0.64	0.68	<0.1	0.28	0.22	2.30	0.44	1.43	1.40	10.77	<0.1	10.30	0.33		
Сумма	99.29	99.28	99.12	99.26	99.28	99.20	99.29	99.74	99.15	99.89	99.15	99.74	100.01		
S	0.03	0.08	0.07	0.19	0.19	1.31	0.23	0.10	1.15	0.18	0.05	0.19	0.19		
	Содержание в ppm														
Cu	56	39	57	47	61	51	57	42	46	38	69	37	200		
Zn	131	219	129	221	127	166	111	187	110	95	120	99	95		
As	7.4	4.5	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	3.6	<2.0	3.6	<2.0	<2.0	5.7	-		
Pb	5.1	5.1	6.1	8.9	7.7	4.4	3.9	7.8	8.3	8.1	5.8	9.8	12		
Co	43	46	50	48	44	51	52	47	45	38	42	33	<5		
Ni	249	239	232	222	179	287	221	172	186	206	212	175	20		
Ga	19	20	22	20	20	18	20	23	19	15	20	15	15		
Rb	27	16	50	30	35	42	46	68	45	37	24	48	48		
Sr	524	704	684	728	557	748	720	789	771	204	479	419	580		
Y	27	29	28	28	27	24	24	28	24	25	25	24	25		
Zr	139	211	225	197	199	204	215	307	213	202	142	203	160		
Nb	25	41	43	39	34	40	42	55	42	37	24	37	9		
Mo	4.7	2.4	1.5	5.0	2.5	1.8	3.0	2.9	2.0	2.2	2.8	3.1	4		
Ba	370	527	640	595	442	638	727	806	636	470	403	613	650		
Th	3.6	5.7	7.2	5.4	5.2	6.3	6.5	8.8	7.3	7.9	5.1	9.7	14		
U	<2.0	2.1	<2.0	2.1	<2.0	3.8	<2.0	<2.0	2.0	<2.0	<2.0	<2.0	3		

Примечание. В обр. В-5-13-ш присутствуют (в %) Cl – 0.12, F – 0.04.

Туфогенные породы (обр. В-5-13-13 и В-5-13-26/1) представляют собой сцементированный карбонатом кристаллолитовитрокластический туф. Кристаллическая часть – обломки кварца, пироксена и небольшого количества оливина. Литокластическая часть – обломки долерита, обломки слабо раскристаллизованного на плагиоклаз стекла. Преобладает пемзовидное стекло с порами, заполненными частично битумом, частично карбонатом, изредка (предположительно) цеолитами.

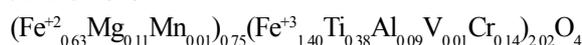
Шлак (обр. В-5-13-ш) состоит из вспученного газонасыщенного стекла, слабо раскристаллизованного на плагиоклаз. Газовые пустоты иногда заполнены битумом. В краевых зонах стекла присутствуют рыжие корки закалки (возможно, палагонит). Рудные минералы отсутствуют.

В каждом изученном образце (кроме шлака) присутствует не менее трех Fe-содержащих минералов. Это преобладающий титаномагнетит, в меньшем количестве – ильменит и гидроксиды Fe.

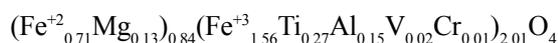
В составе титаномагнетита (теоретический состав титаномагнетита $[\text{Fe}^{+2}(\text{Fe Ti}^{+3})_2\text{O}_4]$) помимо Fe и Ti почти в каждом образце выявлено незначительное содержание Mg, Al, V (табл. 3).

Пересчет анализов, приведенных в таблице 3, приводит к следующим кристаллохимическим формулам титаномагнетита:

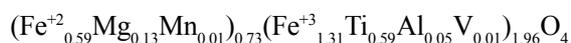
№ В-5-13-6 –



№ В-5-13-9 –



№ В-5-13-12/1 –



№ В-5-13-23 – $(\text{Fe}^{+2}_{0.82})_{0.82}(\text{Fe}^{+3}_{1.64}\text{Ti}_{0.36})_{2.00}\text{O}_{4.00}$.

В каждой формуле отмечается недостаток двухвалентных катионов. Количество титана на элементарную ячейку титаномагнетита следующее: № В-5-13-6 – Ti = 0.38, № В-5-13-9 – Ti = 0.27, № В-5-13-12/1 – Ti = 0.59, № В-5-13-23 – Ti = 0.36 формульных единиц (далее в тексте – ф.е.)

В ильмените – теоретический состав $(\text{FeTi})_2\text{O}_3$ – постоянно присутствуют примеси Si, Ca, реже Na, V, Cr (табл. 3). Пересчет химических составов приводит к следующим кристаллохимическим формулам ильменита:

№ В-5-13-6 –



№ В-5-13-9 – $(\text{Ti}_{0.90}\text{Fe}_{0.87}\text{Mg}_{0.26}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{2.06}\text{O}_3$

№ В-5-13-9/1 – $(\text{Fe}_{0.95}\text{Ti}_{0.94}\text{Mg}_{0.13}\text{Mn}_{0.01}\text{V}_{0.01})_{2.04}\text{O}_3$

№ В-5-13-12 – $(\text{Ti}_{0.92}\text{Fe}_{0.89}\text{Mg}_{0.19}\text{Mn}_{0.02}\text{Si}_{0.01})_{2.03}\text{O}_3$

№ В-5-13-23 – $(\text{Fe}_{0.95}\text{Ti}_{0.95}\text{Mg}_{0.07}\text{Si}_{0.03}\text{V}_{0.01})_{2.01}\text{O}_3$.

Минимальные содержания Ti и Fe в ильмените составляет, соответственно, 25.4 и 29.7; максималь-

Таблица 3. Средние составы титаномагнетитов и ильменитов подводного вулкана Минами-Хиоси (мас. %).

Минерал	Титаномагнетит				Данные из работ [16]	Ильменит			
	В-5-13-6	В-5-13-9	В-5-13-12/1	В-5-13-23		В-5-13-6	В-5-13-9	В-5-13-12/1	В-5-13-23
Образец									
Среднее по анализам	3	4	7	2		7	7	4	17
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	1.82	0.06	0.23	0.49
Ti	9.29	6.50	14.63	8.40	5.37	27.02	29.25	29.88	30.21
Al	1.25	2.06	0.71	0.00	2.84	0.89	0.11	0.00	0.08
Fe ⁺²	18.02	19.93	17.22	22.28	20.66				
Fe ⁺³	39.86	43.84	37.89	44.56	41.33	33.52	33.96	33.79	35.12
Mn	0.24	0.14	0.43	0.00	0.53	0.20	0.50	0.45	0.04
Mg	1.34	1.58	1.64	0.00	1.40	2.36	2.71	2.50	1.14
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.62	0.10	0.04	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00
V	0.39	0.42	0.42	0.00	0.00	0.11	0.19	0.17	0.37
Cr	3.77	0.22	0.14	0.00	0.00	0.43	0.07	0.00	0.00
O	25.81	25.62	26.94	24.76	23.63	32.81	32.21	31.82	31.94
Сумма	99.96	100.31	100.02	100.00	95.76	100.07	99.16	98.86	99.47

Примечание. Для ильменита суммарное железо дано в двухвалентной форме. В анализе из работы [16] определено также K = 0.04 мас. %.

ное –33.8 и 38.4 мас.%. В формульных единицах эти значения для Ti – 0.85–0.95, для Fe – 0.87–0.95.

Тем не менее, можно заключить, что титана и железа в минерале каждого образца примерно равные количества. № В-5-13-6 – Ti = 0.80, Fe = 0.85; № В-5-13-9 – Ti = 0.86, Fe = 0.83; № В-5-13-12 – Ti = 0.86, Fe = 0.83; № В-5-13-23 – Ti = 0.95, Fe = 0.95.

Оксиды и гидроксиды железа (гематит, лимонит и др.) в небольшом количестве есть во всех образцах, но так как они частично замещают первичные минералы, главным образом, оливин, их количество и состав очень неравномерны.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполненное ранее изучение магнитных свойств драгированных на подводном вулкане Минами-Хиоси горных пород на астатическом магнитометре МА-21 показало, что наиболее магнитными являются свежие, неизмененные разновидности базальтов и их шлаков. Эти данные были использованы для интерпретации результатов гидромагнитной съемки, выполненной в 5 рейсе НИС "Вулканолог", и позволили предположить, что интенсивная магнитная аномалия, достигающая 3000 нТл, обусловлена породами базальтового состава, слагающими лавовую пробку [10].

Для получения более полной информации о петромагнитных свойствах драгированных пород, необходимых как для интерпретации материалов магнитных съемок, так и для изучения природы магнетизма, в настоящей работе впервые с помощью современных методик и оборудования были выполнены комплексные петромагнитные исследования 13 образцов, опробованных на подводном вулкане Минами-Хиоси.

Магнитные параметры по кривым магнитного гистерезиса (рис. 6) определены с коррекцией на величину парамагнитного фона (рис. 7 а, 8 а, 9 а, 10 а).

Петромагнитные исследования показали, что, в основном, изученные образцы имеют высокие значения $J_n \sim 1.1\text{--}5.88$ А/м и фактора Кенигсбергера $Q_n \sim 3\text{--}22$, за исключением образцов долерита В-5-13-10/2, туфа В-5-13-13 и шлака В-5-13-ш (табл. 4). Образцы магнитно изотропны, степень магнитной анизотропии P' образцов достигала 1.026. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянном магнитном поле характерно для низкокоэрцитивных магнитных минералов: более 90 % намагниченности образцы приобретают в поле 0.2 Тл (рис. 7 в, 8 в, 9 в, 10 в).

Кривые термомагнитного анализа по зависимости магнитной восприимчивости от температуры $\kappa(T)$ можно разбить на пять групп, хотя данное разбиение несколько условно (рис. 7 г, 8 г, 9 г, 10 г).

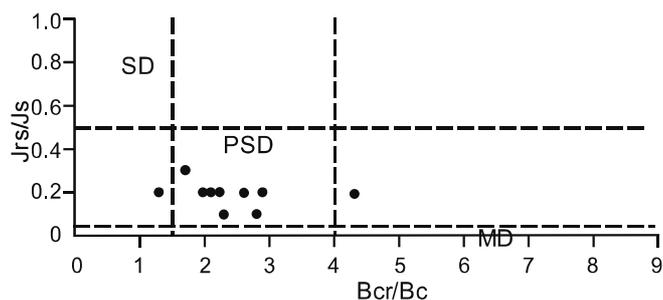


Рис. 6. Диаграмма Дзя.

В I группу попадают образцы В-5-13-9, В-5-13-10/2, В-5-13-12/3. Намагниченность образцов базальтов (долеритов) обусловлена содержанием низкокоэрцитивных магнитных минералов ($B_{cr} = 22\text{--}42$ мТл) с невысокой степенью окисления ($B_{0.5} = 19\text{--}36$ мТл), (табл. 4). На кривых термомагнитного анализа выделяются две точки Кюри, соответствующие титаномагнетиту ($T_c \sim 480\text{--}490^\circ\text{C}$) и магнетиту ($T_c \sim 580^\circ\text{C}$), (рис. 7 г). Кривая охлаждения проходит ниже кривой нагрева, что, возможно, говорит о переходе магнетита в слабомагнитный гематит в процессе нагрева до 700°C [6]. Объемная концентрация C зерен меняется в интервале 0.2–1.4 %, (табл. 4). Структура магнитных зерен псевдооднодоменная (PSD).

По поведению кривых термомагнитного анализа к I группе образцов можно было бы отнести и образец долерита В-5-13-9/1, поскольку в нем также присутствуют две ферромагнитные фазы: титаномагнетит, по составу близкий к магнетиту ($T_c \sim 560^\circ\text{C}$), и гематит ($T_c \sim 675^\circ\text{C}$). О наличии гематита также свидетельствует высокая степень окисления ($B_{0.5} = 83$ мТл) и относительно высокая величина $B_{cr} = 53\text{--}55$ мТл. Кривая охлаждения термомагнитного анализа проходит несколько ниже и необратима, что связано с образованием слабомагнитного гематита из магнетита в ходе нагрева на воздухе до 700°C . Высокая намагниченность образца долерита ($J_n = 2$ А/м) обусловлена большим содержанием PSD зерен магнетита (табл. 4).

Во II группу попадают образцы В-5-13-6 и В-5-13-9/2. Высокая намагниченность ($J_n = 4\text{--}6$ А/м) образцов долеритов обусловлена содержанием ($C \sim 0.7$ %) низкокоэрцитивных магнитных минералов ($B_{cr} \sim 22\text{--}45$ мТл) с низкой степенью окисления ($B_{0.5} \sim 7\text{--}11$ мТл) (табл. 4). На кривых термомагнитного анализа выявляются три точки Кюри, соответствующие: титаномагнетиту с токами Кюри, лежащими в диапазонах $270\text{--}340^\circ\text{C}$ и $\sim 450\text{--}550^\circ\text{C}$, и магнетиту $\sim 580^\circ\text{C}$ (рис. 8 г). Структура зерен – PSD (табл. 4).

Вычисленная кристаллохимическая формула титаномагнетита образца В-5-13-6 показывает содержание титана 0.38 ф.е., что соответствует расчетной точ-

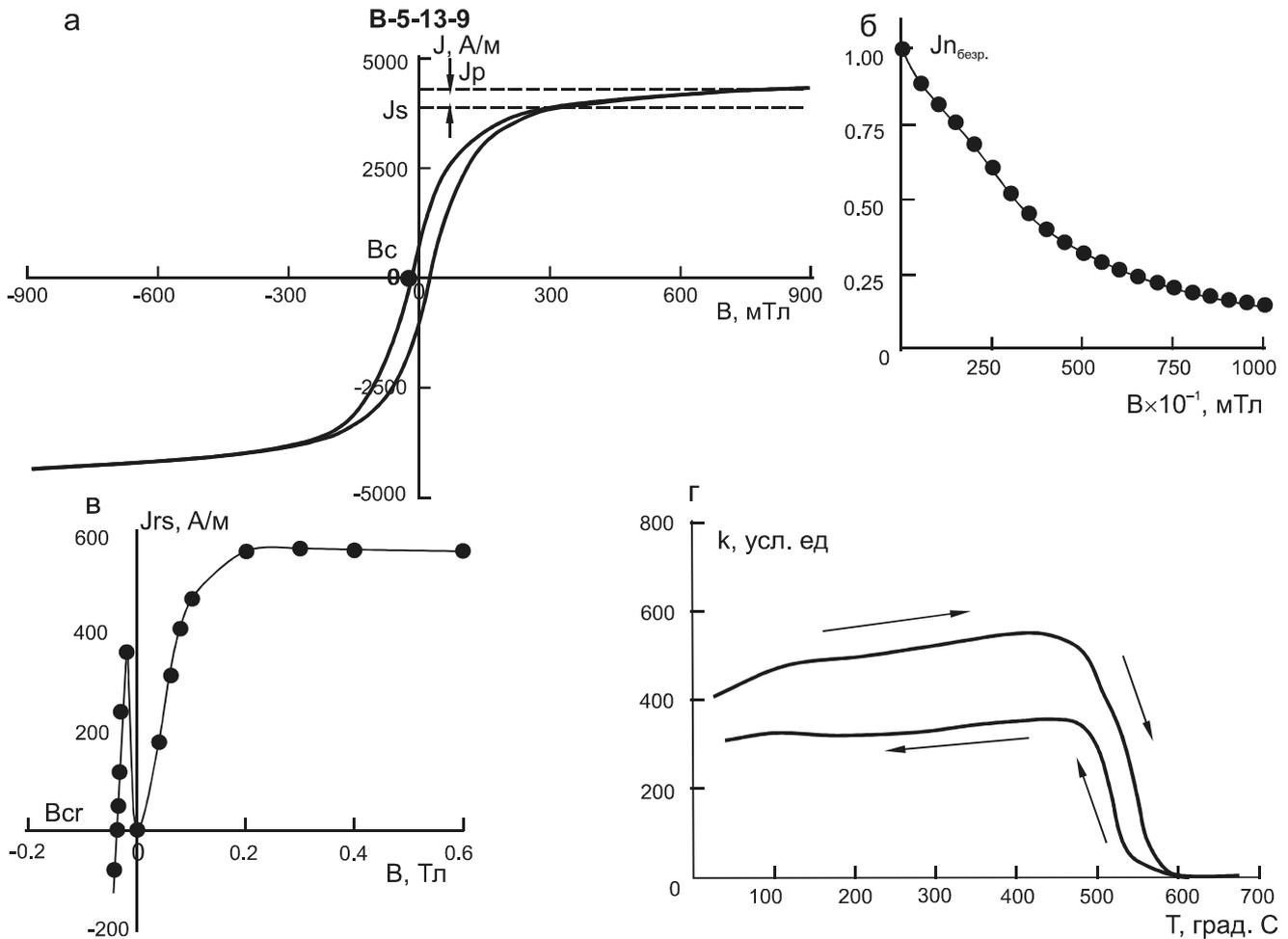


Рис. 7. Пример кривых петромагнитных исследований образцов I группы.

Магнитный гистерезис (а), результат размагничивания переменным магнитным полем (б), кривая остаточной намагниченности насыщения образца в постоянном магнитном поле (в), термомагнитный анализ (г).

ке Кюри $\sim 300^\circ\text{C}$, которая удовлетворительно совпадает с экспериментально обнаруженной методом ТМА.

По поведению кривой термомагнитного анализа ко II группе образцов можно было бы отнести образец долерита В-5-13-23. В образце В-5-13-23 также присутствуют три ферромагнитные фазы: титаномагнетит ($T_c \sim 310^\circ\text{C}$), титаномагнетит, по составу близкий к магнетиту ($T_c \sim 550^\circ\text{C}$), и гематит ($T_c \sim 675^\circ\text{C}$). Кривая охлаждения проходит несколько ниже и необратима, что связано с образованием слабомагнитного гематита из магнетита.

Содержание титана 0.36 ф.е. в рассчитанной кристаллохимической формуле титаномагнетита соответствует расчетной точке Кюри $\sim 310^\circ\text{C}$, которая удовлетворительно совпадает с экспериментально обнаруженной методом ТМА.

В III группу попадают образцы В-5-13-12/1, В-5-13-12/2 и В5-13-12/4. Относительно высокая намагни-

ченность ($J_n \sim 1-4 \text{ A/m}$) образцов долеритов обусловлена высокой концентрацией ($C \sim 1.5\%$) низкокоэрцитивных магнитных минералов ($B_{cr} = 14-39 \text{ мТл}$) PSD структуры (табл. 4). На термомагнитных кривых образцов присутствуют две ферромагнитные фазы с точками Кюри $\sim 60-100^\circ\text{C}$ и $\sim 580^\circ\text{C}$ (рис. 9 г). Кривая охлаждения проходит несколько ниже кривой нагрева, кривые необратимы. Фаза $\sim 580^\circ\text{C}$ стабильна, присутствует как на кривой нагрева, так и на кривой охлаждения, что говорит об устойчивом к нагревам магнетите. После прогрева пробы точка Кюри на кривых охлаждения низко-температурной фазы становится не так ярко выраженной или исчезает совсем, что связано с разложением исходного титаномагнетита при нагреве на воздухе до 700°C . Таким образом, в данных образцах основными носителями намагниченности являются как устойчивые к нагревам зерна магнетита, так и зерна титаномагнетита с высоким содержанием титана $X = 0.65-0.71$.

Таблица 4. Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород, слагающих постройку подводного вулкана Минами-Хноси.

№ п/п	Номера образцов	$J_n, A/m$	$\chi \cdot 10^{-3}, СИ$	Q_n	P'	$B_{0.5}, мГл$	$J_{rs}, A/m$	$J_s, A/m$	J_{rs}/J_s	$B_{cr}, мГл$	$B_c, мГл$	B_{cr}/B_c	Структура	$C, \%$
1-1	B-5-13-6-1	5.251	14.63	9.02	1.022	-	358.2	2281.5	0.2	23.2	10.7	2.2	PSD	0.7
1-2	B-5-13-6-2	5.884	12.46	11.87	1.017	7.3	329.3			21.9				
2-1	B-5-13-9-1	3.067	24.29	3.17	1.008	-	908.0	4035.6	0.2	42.1	20.5	2.1	PSD	1.1
2-2	B-5-13-9-2	3.261	23.84	3.44	1.008	31.2	874.1			42.2				
3-1	B-5-13-9/1-1	2.163	5.61	9.69	1.020	-	337.40	1254.3	0.3	53.1	31.0	1.7	PSD	-
3-2	B-5-13-9/1-2	2.242	5.165	10.91	1.020	83	300.5			54.8				
4-1	B-5-13-9/2-1	4.036	21.06	4.82	1.010	-	657.5	3354.6	0.2	45.1	17.5	2.6	PSD	-
4-2	B-5-13-9/2-2	5.019	23.52	5.36	1.016	10.5	768.6			45.0				
5-1	B-5-13-10/2-1	0.265	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5-2	B-5-13-10/2-2	0.226	4.93	1.35	1.018	19	81.4	733.3	0.1	22.3	9.9	2.3	PSD	0.2
6-1	B-5-13-12/1-1	2.974	21.57	3.46	1.005	-	550.0	2864.6	0.2	36.9	12.7	2.9	PSD	1.5
6-2	B-5-13-12/1-2	2.063	19.26	2.69	1.005	30.5	511.3			38				
7-1	B-5-13-12/2-1	2.949	17.66	4.20	1.008	-	550.1	2450.3	0.2	38.7	14.7	2.6	PSD	-
7-2	B-5-13-12/2-2	3.877	20.94	4.65	1.007	22.5	643.2			38.2				
8-1	B-5-13-12/3-1	4.897	35.99	3.42	1.011	-	1097	6060.8	0.2	30.3	15.0	2.0	PSD	1.4
8-2	B-5-13-12/3-2	4.358	34.78	3.15	1.008	35.5	1108			30.3				
9-1	B-5-13-12/4-1	1.453	16.86	2.17	1.007	-	181.4	1511.7	0.1	13.5	4.9	2.8	PSD	-
9-2	B-5-13-12/4-2	2.361	24.35	2.44	1.008	11.7	236.3			16.2				
10-1	B-5-13-13-1	0.035	2.43	0.36	1.005	-	41.0	194.2	0.2	37.8	30.1	1.3	?	0.1
10-2	B-5-13-13-2	0.053	2.62	0.51	1.009	78.5	37.7			35.7				
11-1	B-5-13-23-1	2.854	3.36	21.34	1.005	-	165.5	1047.5	0.2	62.9	14.8	4.3	?	0.3
11-2	B-5-13-23-2	2.264	2.51	22.65	1.005	33.0	122.8			62.9				
12-1	B-5-13-26/1-1	1.139	2.97	9.64	1.008	-	94.3	392.9	0.2	61.2	23.7	2.6	PSD	-
12-2	B-5-13-26/1-2	1.308	3.68	8.93	1.006	49	104.8			59.8				
13-1	B-5-13-ш-1	0.008	0.27	0.74	1.008	-	1.4	-	-	91.6	-	-	-	-
13-2	B-5-13-ш-2	0.005	0.37	0.34	1.026	71	1.5			90.7				

Примечание. J_n – естественная остаточная намагниченность; χ – магнитная восприимчивость; Q_n – магнитная восприимчивость; P' – фактор Кенигсбергера; $B_{0.5}$ – меданное поле; J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения; J_s – намагниченность насыщения; B_{cr} – остаточная коэрцитивная сила; B_c – коэрцитивная сила; C – объемная концентрация ферромагнетика, PSD – псевдооднородные зерна. «←» характеристика не определялась, «?» – характеристика не определена.

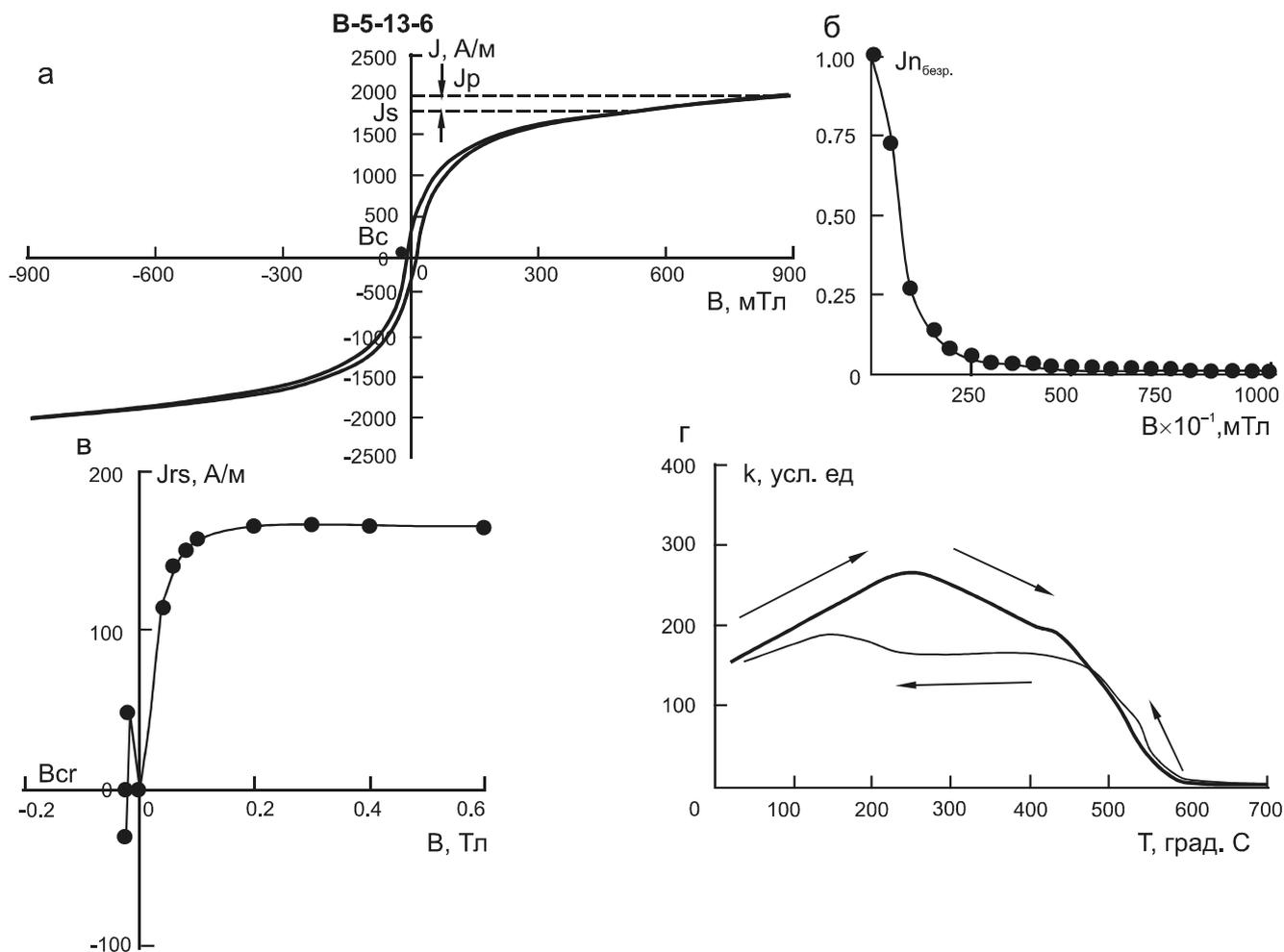


Рис. 8. Пример кривых петромагнитных исследований образцов II группы. Магнитный гистерезис (а), результат размагничивания переменным магнитным полем (б), кривая остаточной намагниченности насыщения образца в постоянном магнитном поле (в), термомагнитный анализ (г).

Пересчет химического состава титаномагнетита на кристаллохимическую формулу дает содержание титана в минерале 0.59 ф.е., что соответствует расчетной точке Кюри $\sim 140^{\circ}\text{C}$.

В IV группу попали образцы туфов с номерами В-5-13-13 и В-5-13-26/1. Намагниченность туфов обусловлена низким содержанием магнитных минералов ($C \sim 0.1\%$) с точками Кюри $\sim 290\text{--}320^{\circ}\text{C}$, $\sim 460\text{--}520^{\circ}\text{C}$, $\sim 580^{\circ}\text{C}$ и $\sim 650\text{--}675^{\circ}\text{C}$ (рис. 10 г). Кривая охлаждения проходит много выше, и на ней отсутствует точка Кюри $T_c \sim 290\text{--}320^{\circ}\text{C}$, поскольку во время прогрева образцов произошло разложение титаномагнетита, в результате которого образовался магнетит. Присутствие в составе туфов гематита подтверждается достаточно высокими величинами $B_{0.5} \sim 49\text{--}79$ мТл и $B_{cr} \sim 60\text{--}61$ мТл (В-5-13-26/1) (табл. 4).

При исследовании шлифов под микроскопом выявлено большое количество органики, что объясняет большой парамагнитный вклад на кривых магнитно-

го гистерезиса (рис. 10 а). Рудных минералов мало, и они присутствуют главным образом в обломках пород. Среди рудных минералов имеют место титаномагнетит и гематит, образовавшийся в результате разложения оливина. Таким образом, в данных образцах основными носителями намагниченности являются зерна титаномагнетита как с низким ($X \sim 0.11\text{--}0.13$), так и с более высоким ($X \sim 0.32\text{--}0.39$) содержанием Ti.

В V группу попал образец шлака В-5-13-ш, который характеризуется низкими значениями $J_n = 5\text{--}8$ мА/м и парамагнитным видом кривой магнитного гистерезиса, по которой нет возможности определить коэрцитивные параметры. Исследование образца под микроскопом показало отсутствие рудных минералов и высокое содержание органики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительный объем геолого-геофизических исследований, ранее выполненных при

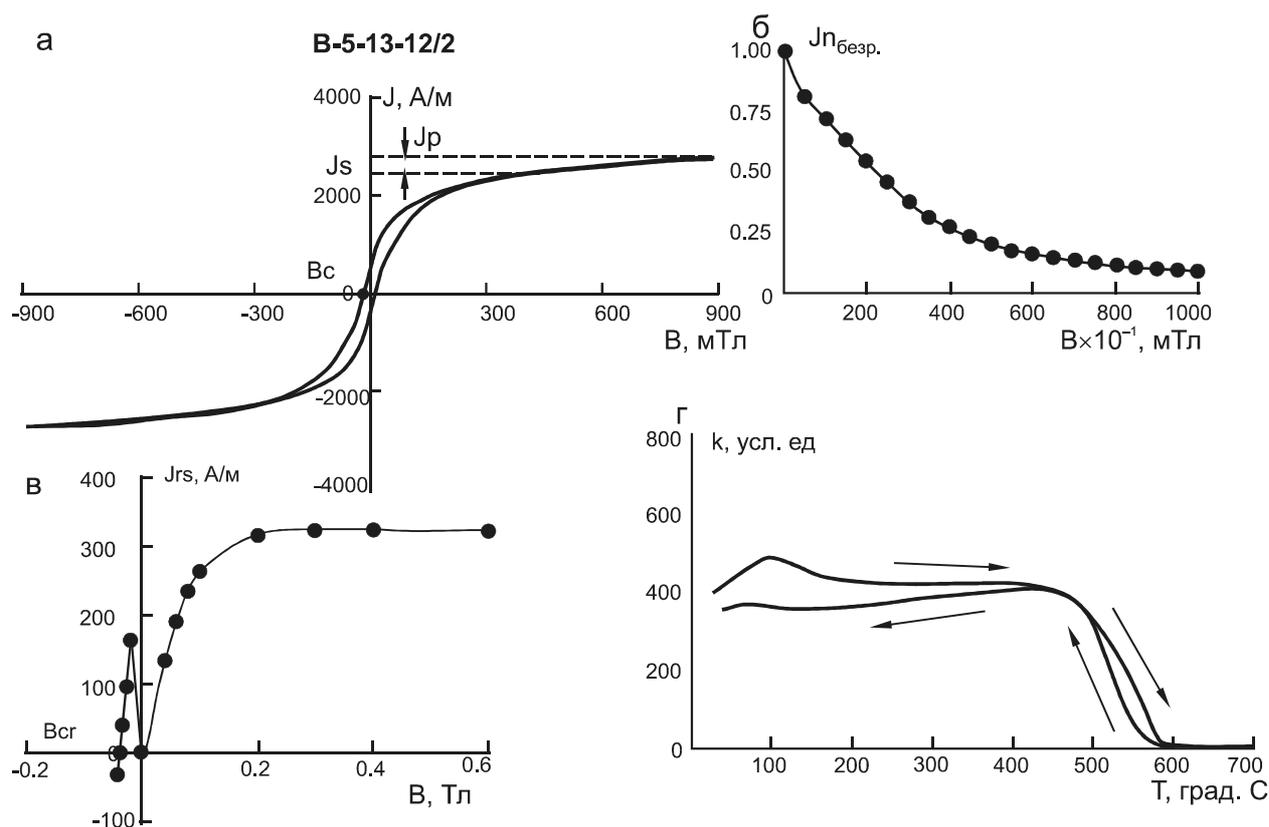


Рис. 9. Пример кривых петромагнитных исследований образцов III группы.

Магнитный гистерезис (а), результат размагничивания переменным магнитным полем (б), кривая остаточной намагниченности насыщения образца в постоянном магнитном поле (в), термомагнитный анализ (г).

изучении подводного вулкана Минами-Хиоси, комплексные минералогические и петромагнитные исследования горных пород, слагающих вулканическую постройку, выполнены впервые.

Постройка вулкана сложена базальтами с различными текстурно-структурными характеристиками, более кремненасыщенными вулканитами (щелочными трахиандезибазальтами и трахитами), а также их шлаками. Изучение минерального и химического состава пород, опробованных на вулкане Минами-Хиоси, свидетельствует о том, что они являются щелочными образованиями. Наши исследования и литературные данные указывают на то, что подводный вулкан Минами-Хиоси входит в группу щелочных вулканов, которая выявлена в пределах Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

Установлено, что в основном изученные образцы имеют высокие значения $J_n \sim 1-6$ А/м и фактора Кенигсбергера $Q_n \sim 3-22$. Образцы магнитно изотропны, степень магнитной анизотропии P' образцов достигала 1.026. Как и в других островодужных позднекайнозойских подводных вулканах западной части Тихого океана [2, 3, 7, 8, 12-15], изученные образцы сильно

дифференцированы по величине J_n и k . Основными носителями намагниченности являются как низкокоэрцитивные магнитные минералы (титаномагнетит и магнетит) псевдооднородной структуры, так и высококоэрцитивные (гематит). Высокие величины J_n в изученных образцах горных пород обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения k – большой концентрацией ферромагнитных зерен.

Комплексная интерпретация полученных данных (табл. 4) показала, что ни структура породы, ни размер ферромагнитных минералов, ни соотношение титаномагнетита и ильменита не оказывают влияния на магнитное поведение породы при нагреве. По содержанию титана в титаномагнетите выделено пять групп пород, что нашло отражение в результатах термомагнитного анализа по зависимости магнитной восприимчивости от температуры $k(T)$. В I группе на кривых термомагнитного анализа проявляются точки Кюри, соответствующие титаномагнетиту ($T_c \sim 480-490^\circ\text{C}$), магнетиту ($T_c \sim 580^\circ\text{C}$) и реже гематиту ($T_c \sim 675^\circ\text{C}$). В этой группе содержание титана в титаномагнетите имеет самое низкое значение (от 2.8, в среднем 6.5 мас. %, или 0.27

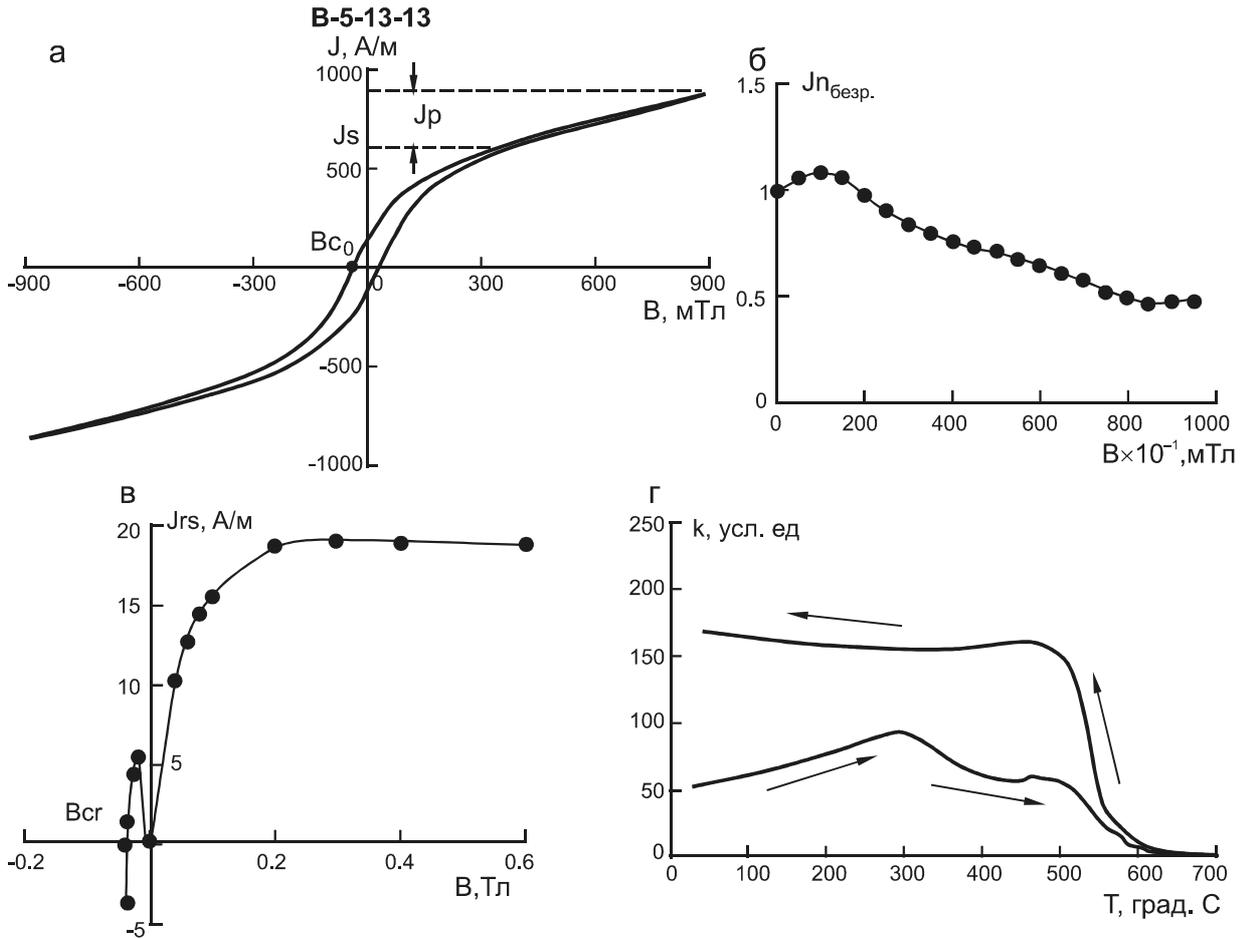


Рис. 10. Пример кривых петромагнитных исследований образцов IV группы.

Магнитный гистерезис (а), результат размагничивания переменным магнитным полем (б), кривая остаточной намагниченности насыщения образца в постоянном магнитном поле (в), термомагнитный анализ (г).

ф.е. Ti при пересчете на элементарную ячейку титаномагнетита). Наличие точки Кюри, соответствующей гематиту, связано с тем, что некоторое количество этого минерала присутствует в породах изначально. Гематит входит в состав идингсита – позднего комплекса оксидов, гидроксидов Fe и слоистых силикатов, замещающих оливин. В том или ином количестве идингсит присутствует во всех изученных образцах.

Во II группу попадают образцы, на кривых термомагнитного анализа которых выявляются три точки Кюри, соответствующие: титаномагнетиту с точками Кюри, лежащими в диапазонах 270–340°C и ~ 450–550°C, и магнетиту ~ 580°C. В этой группе титана в титаномагнетите значительно больше (от 7 до 10, в среднем 8–9 мас. % или 0.36–0.38 ф.е. Ti на элементарную ячейку титаномагнетита).

К III группе относятся образцы с термомагнитными кривыми, имеющими две ферромагнитные фазы с точками Кюри ~ 60–100°C и ~ 580°C, соответ-

ствующими как титаномагнетиту с высоким содержанием титана, так и устойчивым к нагревам зернам магнетита. Действительно, в данных образцах наблюдается максимально высокое содержание титана в титаномагнетите (14–15 мас. % или 0.59 ф.е. Ti на элементарную ячейку титаномагнетита).

Группа IV – на микрозонде не анализировалась, поскольку образцы отобраны из туфов, которые представляют собой смесь пород, представленных образцами I, II, III групп.

Порода группы V представлена шлаком, в котором железосодержащие минералы отсутствуют.

В результате выполненных исследований дополнена имеющаяся информация о структурных и петрографо-минералогических особенностях, а также петромагнитных свойствах горных пород, слагающих постройки позднекайнозойских островодужных подводных вулканов западной части Тихого океана. Полученные данные в дальнейшем могут быть ис-

пользованы с разных точек зрения исследователями, занимающимися изучением Тихоокеанской зоны перехода.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования островодужных подводных вулканов Северо-Западной части Тихого океана // IV Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU-2015»: Сб. тезисов, 19–24 октября 2015 г., Москва. М.: МГУ, 2015. С. 63–65.
4. Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А., Селиверстов Н.И., Рашидов В.А. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.
5. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Г.Б. Удинцев (ред.). МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО. М.-СПб., 2003. 192 с.
6. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
7. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В. Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы междунар. школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2014. С. 133–140.
8. Пилипенко О.В., Рашидов В.А. Новые данные о петромагнитных свойствах горных пород, слагающих подводные вулканы Курильской островной дуги // Сб. материалов III Школы-конф. «Гординские чтения», с 20–21 апреля 2015 г. Москва Ин-т Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 17–22.
9. Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.
10. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.
11. Рашидов В.А. Геофизические поля активных островодужных подводных вулканов: измерения и интерпретация // Урал. геофиз. вестн. 2005. № 8. С. 29–35.
12. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М. Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 36–51.
13. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.
14. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Геолого-геофизические исследования подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 5. С. 237–241.
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.
16. Bloomer Sh.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B4. P. 4469–4496.
17. Bloomer Sh.H., Stern R.J., Smoot N.Chr. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs // Bull. Volcanol. 1989. V. 59, N 3. P. 210–224.
18. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics Earth & Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260–267.
19. Dunlop D. J. Theory and application of the day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N B3 doi. 10.1029/2001JB000486.
20. Embley R.W., Baker E.T., Chadwick W.W., Lupton J.E., Resing J.A., Massoth G.J., Nakamura K. Explorations of Mariana Arc Volcanoes reveal new hydrothermal systems // EOS. 2004. V. 85, N 4. P. 37–40.
21. Gromme C. S., Wright T.L., Peck D.L. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii // J. Geophys. Res. 1969. V. 74, P. 5277–5294.
22. Ishihara T., Yamazaki T. Gravity anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) and Mariana Arcs // Bull. Geol. Serv. Japan. 1991. V. 42, N 12. P. 687–701.
23. Ishihara T. A new leveling method without the direct use of crossover data and its application in marine magnetic surveys: weighted spatial averaging and temporal filtering // Earth, Planets & Space. 2015. V. 67, Iss. 1. Paper 11.
24. Lattard D., Engelmann R., Kontny A., Sauerzapf U. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O systems. Reassessment of some methodological and crystal chemical effects // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, N 12. B12S28.
25. Lin P-N., Stern R.J., Bloomer Sh.H. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4497–4514.
26. Lin P-N., Stern R.J., Morris J., Bloomer Sh.H. Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from the northern Mariana and Southern Volcano arcs: Implications for the origin of island arc melts // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 381–392.
27. Martinez F., Fryer P., Baker N.A., Yamazaki T. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°–24° N // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N B3. P. 3807–3827.

28. Meen J.K., Stern R.J., Bloomer Sh.H. Evidence for magma mixing in the Mariana arc system // *The Island Arc*. 1998. V. 7. P. 443–459.
29. Nishizawa A., Ono T., Sasahara N. Ocean bottom seismographic observation at Minami-Hiyoshi Seamount at the northern end of the Mariana Arc // *Report of hydrographic and oceanographic researches*. 2003. N 39. P. 3–19.
30. Otani Y., Tsuchide M., Shibata A., Kato Sh., Iwabuchi Y. The list of volcanoes and their activities records in the adjacent seas of Japan. 3rd ed. // *Report of hydrographic and oceanographic researches*. 2004. N 40. P. 1–62.
31. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6, N 7. P. 1–27. Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.
32. Petrovsky E., Kapicka A. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B12S27.
33. Shibata A. Description of volcanic eruption // *Bull. Volcan. Erup.* 1995. N 32. P. 136.
34. Siebert L., Simkin T., Kimberly P. *Volcanoes of the world*. Berkeley: Univ. California Press, 2010. 568 p.
35. Smoot N.S. The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1988. V. 35. P. 1–15.
36. Smoot N.S. Discussion «The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges». Reply // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1991. V. 45. P. 341–345.
37. Sun C-H., Stern R.J., Yoshida T., Kimura J-I. Fukutoku-oka-no-ba Volcano: A new perspective on the alkalic volcano province in the Izu-Mariana arc // *The Island Arc*. 1998. V. 7. P. 432–442.
38. Sun C-H., Stern R.J., Naka J., Sakamoto I., Arima M. Geological and geochemical studies with Dolphin 3 K on North Hiyoshi Seamount, Izu-Bonin-Mariana, AMSTECd // *Deep Sea Res.* 1999. V. 14. P. 139–156.
39. Sun C-H., Stern R.J. Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the seductions component // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, N B1. P. 589–608.
40. Yamazaki T., Ishihara T., Murakami F. Magnetic anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Mariana Arc and Mariana Trough // *Bull. Geol. Serv. Japan*. 1991. V. 42, N 12. P. 655–686.
41. Yamazaki T., Murakami F., Saito E. Mode of seafloor spreading in the northern Mariana Trough // *Tectonophysics*. 1993. V. 221. P. 207–222.
42. Yamazaki T., Murakami F. Asymmetric rifting of the northern Mariana Trough // *The Island Arc*. 1998. V. 7. P. 460–470.
43. Yasa M., Murakami F., Saito E., Watanabe K. Submarine topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // *Bull. Geol. Serv. Japan*. 1991. V. 12, N 12. P. 703–743.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.A. Rashidov, O.V. Pilipenko, V.V. Petrova

Specific features of mineral composition and petromagnetic properties of the rocks of the Minami-Khiosi submarine volcano (Mariana island arc)

Complex investigations of the mineral composition and petromagnetic properties of the rock samples constituting the Minami-Khiosi submarine volcano which is located in the Mariana island arc were carried out for the first time. The Minami-Khiosi submarine volcano is part of the Khiosi volcanic complex in the alkaline province of the Izu-Bonin and Mariana island arcs. The rocks analyzed are enriched in K_2O (1.34–3.30 %), Ba – 370–806 ppm, and Sr – 204–748 ppm. Basalts exhibit a porphyric structure. Impregnations are mostly olivine, its single crystals or their concretions. In some samples olivine is very large in size (about 2 cm), but at the same time the grain-size of the main bulk is fine-crystalline.

The studied samples include no less than 3 Fe-bearing oxide minerals. Among them are dominant titanomagnetite, and ilmenite and Fe hydroxides are less abundant. It has been established that the studied samples are mainly magnetically isotropic, have high values of natural remanent magnetization and K ö nigsberger factor.

As in other Late Cenozoic island arc submarine volcanoes of the Western Pacific the studied samples are highly differentiated by the amount of natural remanent magnetization and magnetic susceptibility. The main carriers of magnetization are low coercive magnetic minerals (titanomagnetite and magnetite) pseudosingle-domain structure and high coercivity (hematite). High values of natural remanent magnetization are due to pseudosingle-domain structure of titanomagnetite grains and high values of magnetic susceptibility are explained by a high concentration of ferromagnetic grains.

Key words: basalts, mineralogic and petromagnetic studies, submarine volcano, Minami-Khiosi, Mariana island arc.