

ТЕСТОВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ НА ИСТОРИЧЕСКИХ ЛАВАХ КАМЧАТКИ

© 2017 г. Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков^{1, 2, *}, А. В. Долотов¹,
М. А. Смирнов¹, А. А. Овсянников³, П. Ю. Плечов⁴

¹Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, пос. Борок

²Казанский федеральный университет

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

⁴Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

E-mail: shchezb@borok.yar.ru*

Поступила в редакцию 24.09.2016 г.

На современных магматических породах Камчатки проведены исследования надежности методики Телье по определению палеонапряженности геомагнитного поля. Основным магнитным минералом в изученных породах является титаномагнетит в разной степени окисленности. В результате получено, что для оценки надежности результатов можно использовать величину отклонения контрольных измерений (чек-точек) парциальной термоостаточной намагниченности во время проведения методики Телье. Кроме того, для данных пород выявлено, что устойчивость титаномагнетитов к нагревам во время экспериментов может быть недостаточным условием для того, чтобы доказать надежность определения палеонапряженности, хотя в то же время надежность может зависеть от исходного состояния (окисленности) магнитных минералов изученных пород.

DOI: 10.7868/S0002333716060132

ВВЕДЕНИЕ

Изучение поведения магнитного поля Земли на геологической шкале времени является актуальной фундаментальной проблемой исследований в геомагнетизме. При этом наибольшие сложности при решении этой задачи составляет определение палеонапряженности ($H_{др}$) — одной из основных характеристик поля. Для ее определения на изверженных породах в качестве наиболее надежного способа используется метод двойных нагревов до возрастающих температур [Thellier, Thellier, 1959]. Сила и привлекательность этого метода состоит в том, что в его основе лежат два физически обоснованных базовых закона — независимости и аддитивности парциальных термоостаточных намагниченностей ($pTRM$).

Следует отметить, что при разработке и проверке метода его авторами использовались образцы красного кирпича, где основным ферримагнитным носителем был гематит, который очень устойчив к нагревам. Это крайне важно в данной процедуре, так как она предполагает неизменность состава ферримагнетика в течение всех лабораторных нагревов. В то же время природные образцы очень разнообразны по своим магнитным характеристикам, составу магнитных частиц, их термостабильности. По этой причине, как показали

последующие исследования [Shcherbakova et al., 2000], базовые законы $pTRM$ выполняются не всегда и справедливы в полной мере только для однодоменных зерен. Поэтому остается крайне острой проблема, связанная с достоверностью предьявляемых результатов, — насколько надежно определяется величина поля при использовании метода Телье. За прошедшее с 1959 года время выполнено множество работ посвященных усовершенствованию и модификации метода Телье [Shaw, 1974; Coe et al., 1978; Kono, 1978; Hoffman et al., 1989; Sherwood, 1991; Pick, Tauxe, 1993; Tsunakawa, Shaw, 1994; Rolph, Shaw, 1995; Tanaka et al., 1995; Merrill et al., 1996; Shaw et al., 1996; Cottrell, Tarduno, 1999; Dunlop, Özdemir, 2000; Shcherbakova et al., 2000; Valet, Herrero-Bervera, 2000; Riisager, Riisager, 2001; Tarduno et al., 2001; Yamamoto et al., 2003; Chauvin et al., 2005; Dekkers, Böhnell, 2006], однако до сих пор нет устоявшихся критериев отбора точных результатов.

Методически общепринятый способ определения $H_{др}$ заключается в том, что по результатам измерений, полученным по процедуре Телье, строится диаграмма Арай–Нагата [Nagata et al., 1963], и для оценки $H_{др}$ на ней выбирается прямолинейный участок. Но если диаграмма заметно отличается от прямой линии или состоит из двух различающихся прямолинейных участков, то по-

является неопределенность в выборе температурного интервала, по которому следует проводить оценку $H_{др}$. При этом возникает дилемма – какому именно температурному интервалу следует отдать предпочтение, поскольку в низкотемпературном интервале меньше вероятность появления минералогических изменений в образце при лабораторных нагревах, тогда как нагрев до высоких температур зачастую вызывает такие изменения, но зато этот интервал обычно связывают с первичной характеристической компонентой естественной остаточной намагниченности (NRM).

К сожалению, проводить прямые эксперименты для проверки правильности нашей методики и критериев отбора образцов для корректного определения $H_{др}$ на образцах древних горных пород не представляется возможным, т.к. обычно речь идет о возрастах от сотен (археоманетизм) до миллиардов (палеомагнетизм) лет. Поэтому остается единственная возможность – использовать лавовые потоки из извержений возраста не более 200 лет, поскольку для них с той или иной степенью точности известна величина определяемого (то есть земного) поля в момент извержения. Достаточно популярными для таких исследований можно назвать гавайские лавы [Abokhodair, 1977; Tanaka, Kono, 1991; Tsunakawa, Shaw, 1994; Tanaka et al., 1995; McClelland, Briden, 1996; Valet, Herregero-Bervera, 2000; Hill, Shaw, 2000; Yamamoto et al., 2003]. В одной из последних работ [Herregero-Bervera, Valet, 2009] была сделана компиляция полученных ранее данных по потоку лавы 1960 года извержения на Большом острове Гавайи, согласно которой большая часть опубликованных результатов не дают ожидаемых значений напряженности геомагнитного поля, только у 20% всех результатов ошибка менее 10% от ожидаемого значения напряженности. Можно предположить, что такие расхождения в результатах, полученных на одном и том же объекте, могут быть связаны как с отличиями систем отбора образцов у разных авторов, так и с неподходящими для метода Телье свойствами самих образцов, например, наличием вторичной термохимической намагниченности ($TCRM$), многодоменностью магнитных зерен, частичным самообращением, неустойчивостью первичного химического состава в естественных условиях (окислением) и при лабораторных исследованиях (нагревах).

В настоящей работе выполнены эксперименты по проверке точности определений палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье на образцах современных вулканических пород Камчатки и сформулированы критерии отбраковки образцов, дающих ошибочные результаты.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКИ ЭКСПЕРИМЕНТА

Всего нами изучено восемь штучков, представляющих лавовые потоки пяти вулканов (рис. 1, табл. 1). Эксперименты по методу Телье выполнялись в модификации Кое [Coe et al., 1967]: двойные нагревы до последовательно возрастающих температур делались на воздухе в нулевом поле, при этом остывание образца после первого нагрева проходило также в нулевом поле и после второго нагрева – в лабораторном поле (50 мкТл) для создания $pTRM$. Для контроля состава магнитных минералов выполнялась процедура check-points: после каждых двух температурных циклов выполнялись проверочные нагревы с созданием $pTRM$ для температур, пройденных ранее [Prevot et al., 1985]. Результаты представлены в виде известных диаграмм Арай–Нагата (примеры даны в следующем разделе). Для выяснения точности и представительности определений эксперименты для каждого образца проводились не менее чем на трех кубиках-дублях, которые мы ниже для простоты называем просто образцами.

Дополнительно, для изучения природы NRM проведены сравнения термокривых $NRM(T)$ и лабораторных $TRM(T)$ (рис. 2, рис. 3, рис. 4, средние столбы). Для этого значения, по которым строилась кривая $TRM(T)$, умножались на подобранный коэффициент k так, чтобы новая кривая $TRM^*(T)$ была максимально близка к $NRM(T)$. Во-первых, подобие форм кривых $NRM(T)$ и $TRM^*(T)$ может быть доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Во-вторых, на температурных участках, где обе кривые совпадают, можно оценить величину $H_{др} \approx k \times H_{лаб}$ [Wilson, 1961; Бураков, 1973]. Эксперименты Телье и съемка термокривых $NRM(T)$ – $TRM(T)$ выполнены на вибрационном трехкомпонентном термоманетометре (“Орион”, Россия) чувствительностью 10^{-8} Ам².

Для оценки точек Кюри T_c и термостабильности магнитных свойств образцов снимались термокривые намагниченности насыщения $M_s(T)$ при нагревах до последовательно возрастающих температур $T = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$ на магнитных весах (“Орион”, Россия) в постоянном внешнем магнитном поле 0.45 Тл (рис. 2, рис. 3, рис. 4, правые столбы).

Петли гистерезиса индуктивной намагниченности $M(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$ сняты при комнатной температуре на магнитных весах (“VFTB Petersen Instruments”, Германия) в магнитных полях от 0 до 0.9 Тл.

Также для анализа минерального состава использовались оптический микроскоп Olympus BX-51 (Olympus Optical Co., Япония), растровый электронный микроскоп VEGA II LMU (TES-

CAN, Чехия) с интегрированной приставкой энергодисперсионного анализа Inca Energy 450 (Inca Oxford Instruments, Англия) и многофункциональный рентгеновский дифрактометр STADI MP (STOE, Германия) (CoK_{α_1} -излучение).

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ “ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ”

В этом разделе нами приведены примеры диаграмм Арай–Нагата, построенных по результатам экспериментов Телье, термомагнитных кривых, полученных по методу Вильсона–Буракова и термомонокривых намагниченности насыщения $M_s(T)$ для предварительной оценки магнитоминералогического состава исследованных образцов. В соответствии с критериями отбора данных по палеонапряженности [Щербакова, Щербаков, 2004] определение $H_{др}$ принималось к рассмотрению, если ошибка не превышала 15%.

Как видно из рис. 2 и табл. 1, палеонапряженность, определенная по образцам Карымского вулкана, с запасом удовлетворяет этому критерию и находится в неплохом согласии с известной величиной геомагнитного поля в этом районе. Отметим, что здесь и всюду в этой статье величина геомагнитного поля B_E в заданном районе и заданное время рассчитывалась по 11-й модели IGRF [http://www.ngdc.noaa.gov/IAAG/vmod/igrf_old_models.html].

Заслуживает внимания также и хорошее совпадение B_E с данными, полученными по методике Вильсона–Буракова (кривые $NRM(T)$ – $TRM(T)$ в среднем столбце на рис. 2). Что же касается термомагнитных свойств, то как по кривым $NRM(T)$ – $TRM(T)$, так и по кривым $M_s(T)$ (рис. 2, правый столбец), основная ферримагнитная фаза образцы Карымского вулкана имеет относительно низкие точки Кюри $T_c \approx 400^\circ\text{C}$. В то же время на кривых $M_s(T)$ наблюдаются и размытые “хвосты” намагниченности, связанные, очевидно, с наличием фаз, T_c которых близка к магнетитовой.

С образцами, взятыми из вулкана Ключевская Сопка, дело обстоит сложнее. Если образцы из извержения 1987 года показывают неплохие результаты в смысле определения поля (табл. 1), то образцы из извержения 1974 года показали полную непригодность для этой цели. Единственный прямолинейный участок на диаграмме Арай–Нагата на рис. 3, слева, находится в интервале температур (100, 420) $^\circ\text{C}$ и дает неприемлемый результат $H_{др} = 85$ мкТл за счет резкого спада интенсивности NRM в начале диаграмме Арай–Нагата. К тому же образцы из этого штюфа показывают большую вариабельность результатов от одного образца к другому, как это продемонстрировано на рис. 3.



Рис. 1. Схема отбора штюфов: 1 – вулкан Карымский, координаты $54^\circ03' \text{ N } 159^\circ26.5' \text{ E}$; 2 – вулкан Ключевская Сопка, $56^\circ04' \text{ N } 160^\circ38' \text{ E}$; 3 – вулкан Толбачик, $55^\circ50' \text{ N } 160^\circ20' \text{ E}$; 4 – вулкан Чикурачки, о. Парамушир, $50^\circ19.3' \text{ N } 155^\circ27.7' \text{ E}$; 5 – вулкан Авачинский, $53^\circ15.3' \text{ N } 158^\circ50' \text{ E}$.

Термомагнитные свойства образцов LK64-1 и P-2a также существенно различаются. Если основная ферримагнитная фаза образца LK64-1 имеет $T_c \approx 300^\circ\text{C}$ (рис. 3, верхний ряд), то образец P-2a демонстрирует $T_c \approx 550^\circ\text{C}$, что уже близко к магнетитовой температуре Кюри.

Результаты определения “палеонапряженности” по образцу из этого вулкана, как по методике Телье, так и по методу Вильсона–Буракова хорошо согласуются с известной величиной B_E по этому району (табл. 1). Характерная T_c образца $\approx 300^\circ\text{C}$, хотя и на кривых $M_s(T)$ также наблюдаются размытые “хвосты” намагниченности, величина и протяженность которых возрастает с ростом максимальной температуры ступенчатых нагревов.

Определения $H_{др}$ по образцам из этого вулкана показали неудовлетворительные результатам – как форма диаграмм Арай–Нагата, так и подобие кривых $NRM(T)$ – $TRM(T)$ далеки от идеальных. Выбор интервалов определения палеополя на диаграммах Арай–Нагата неоднозначен. Так, на

Таблица 1.

Места отбора	Штуф	B_{IGRF} , мкТл	B_{anc} , мкТл	ΔB , %	n	σ	$DRAT_{max}$, %
Карымский вулкан, извержение 1997 г.	781	51.5	55.4	7	4	6.9	7.8
Карымский вулкан, извержение 2003–2004 гг.	882	51.7	50.3	–3	3	1.6	3.45
Вулкан Ключевская Сопка, извержение 1987 г.	LK64/1	52.1	47.4	–9	3	4.7	2.3
Вулкан Толбачик, извержение 2013 г.	PK-13-6	53.0	54.6	3	3	2.6	3.9
Северные Курильские острова, о. Парамушир, вулкан Чикурочки, извержение 1986 г.	734/4	50.0	49.5	–1	4	17.8	38
	736/2	50.0	38.2	–37	5	14.1	42
Вулкан Авачинский, извержение 1991 г.	874	51.0	–	–	–	–	–
Вулкан Ключевская Сопка, извержение 1987 г.	P-2a	52.1	–	–	–	–	–

Примечания: B_{IGRF} – напряженность геомагнитного поля, рассчитанная по 11-й модели IGRF, B_{anc} – полученные методом Телье значения напряженности геомагнитного поля, ΔB (%) – относительная ошибка, σ – дисперсия определения. Величина $DRAT_{max}$ представляет собой максимальное значение $DRAT$, рассчитанное по всем исследованным образцам данного штуфа, n – число образцов. По образцам 874 и P-2a анализ не проводился по причинам, указанным в тексте.

рис. 5, верхний ряд, слева можно выбрать два различных прямолинейных участка, оба из которых дают неверные величины $H_{др} = 23.9$ и 65.8 мкТл. К тому же результаты измерений сильно варьируются от образца к образцу, что приводит к высокой дисперсии определений (табл. 1).

Температуры Кюри образцов вулкана Чикурочки, определенные по кривым $NRM(T)$ и $M_s(T)$ лежат в интервале $(400, 500)^\circ\text{C}$, что говорит о существенно титаномагнетитовом составе магнитных минералов и относительно невысокой степени окисления исходных образцов.

Образцы из вулкана Авачинский также показывают большую вариабельность результатов от одного образца к другому. Формально это выражается в большом разбросе полученных определений, неоднозначностью выбора fit-линии, по которой осуществляется определение “палеонапряженности” и разнообразии вида диаграмм Арай–Нагата, полученных по различным кубикам. В этом отношении поведение этого образца сходно с поведением образца P-2a из Ключевской Сопки. К сказанному надо добавить и видимое на этом рисунке большое отклонение “чек-точек” от первоначальных $pTRMs$, что говорит о минералогической изменчивости образца во время лабораторных нагревов. Эта же причина ведет, очевидно, и к отсутствию подобия термокривых при выполнении процедуры Вильсона–Буракова (рис. 6, в центре). По совокупности указанных причин данный образец признан непригодным для определения палеонапряженности. Такой же вывод был

сделан и для образца P2-а, который также был исключен для дальнейшего рассмотрения результатов по определению “палеонапряженности” (табл. 1).

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для количественного анализа ошибок определения палеонапряженности по результатам методики Телье мы использовали величину $DRAT$ (Difference RATio) – оценку отклонения повторных $pTRM$ нагревов (“чек-точек”) от первоначальных значений $pTRM$ (рис. 1). Данная оценка была предложена в работе [Selkin, Tauxe, 2000] как выраженное в процентах отношение отклонения чек-точки $\Delta pTRM$ по горизонтали от длины fit-линии $\Delta(NRM-TRM)$ (показана пунктиром на рис. 7), по которой определяется B , а именно: $DRAT = \delta pTRM / \Delta(NRM-TRM)$, %. При этом анализируются как средние по образцам значения $DRAT$ ($DRAT_{cp}$), так и максимальные значения $DRAT$ ($DRAT_{max}$).

Величина $DRAT_{max}$ представляющая собой максимальное значение $DRAT$, рассчитанное по всем исследованным кубикам данного образца, приведена в последнем столбце табл. 1, которая суммирует результаты наших определений “палеонапряженности” по всем шести образцам, оставшимся для рассмотрения. Исходя из данных этой таблицы, можно условно разделить коллекцию на 4 “хороших” образца (781, 882, LK64/1 и PK-13-6), с отклонением от известного значения

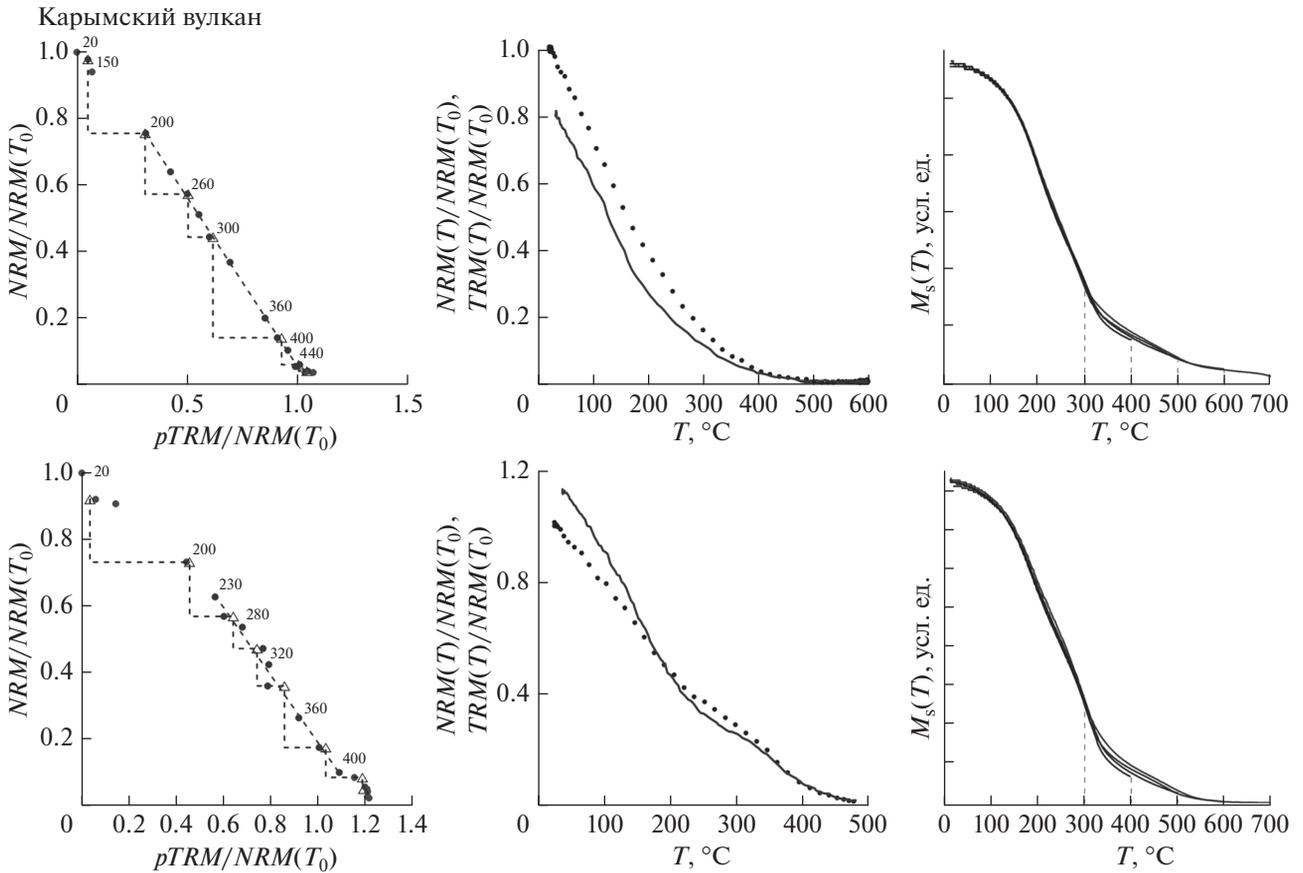


Рис. 2. Верхний ряд, образец 882, извержение 2003–2004 г., нижний ряд, образец 781, извержение 1997 г. Слева – диаграммы Арай–Нагата (по результатам метода Телье), по центру – диаграммы $NRM(T)$ и $TRM(T)$, справа – диаграммы термометрических $M_s(T)$.

напряженности поля не более 10%, дисперсией определения до 7% и $DRAT_{max} < 8\%$. Оставшиеся 2 образца из вулкана Чикурачки имеют отклонение $\Delta B > 10\%$ и/или высокую дисперсию определения, превышающую 15%, а также большую величину $DRAT_{max} > 20\%$. Соответственно, мы их классифицируем как “плохие” образцы.

Одной из целей этой работы является ответ на вопрос, какие же факторы приводят к попаданию образца в группу “плохих” или “хороших” образцов? Рассмотрим, прежде всего, гистерезисные свойства образцов. По петлям гистерезиса были определены их магнитные параметры – намагниченность насыщения M_s , M_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , рассчитаны характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c , по которым построена диаграмма Дэй [Day et al., 1977], согласно которой у пяти образцов магнитные зерна имеют псевдооднодоменную структуру ($0.5 \geq M_{rs}/M_s \geq 0.05$; $4 \geq H_{cr}/H_c \geq 1.5$) и у двух образцов многодоменную ($4 \leq H_{cr}/H_c$) (рис. 8). Судя по полученной диаграмме, уверенно разделить “хо-

рошие” и “плохие” образцы по гистерезисным параметрам нельзя.

С другой стороны, “хорошие” образцы заметно различаются от “плохих” образцов по термомангнитным свойствам. Действительно, как по кривым $NRM(T)–TRM(T)$, примеры которых приведены на рис. 2, рис. 3, рис. 4 и рис. 5, так и по кривым $M_s(T)$ (примеры даны на этих же рисунках, “хорошие” образцы в целом имеют низкие точки Кюри $T_c \approx (300–400)^\circ\text{C}$, в то время как “плохие” образцы соответствуют более высоким точкам Кюри $T_c \approx 500^\circ\text{C}$. Отметим, что, в силу размытости фазового перехода, в гетерогенных образцах, которыми являются изученные здесь образцы камчатских вулканов, точки Кюри в данной работе отождествлялись с промежуточным между точками перегиба и максимума кривизны [Fabian et al., 2013] на термометрической $M_s(T)$. Конкретные температурные интервалы, в которых сосредоточены точки Кюри исследованных штучков, приведены в табл. 2. Что же касается термостабильности магнитных минералов при нагревах, то все образцы, независимо от того, дают ли они верный или

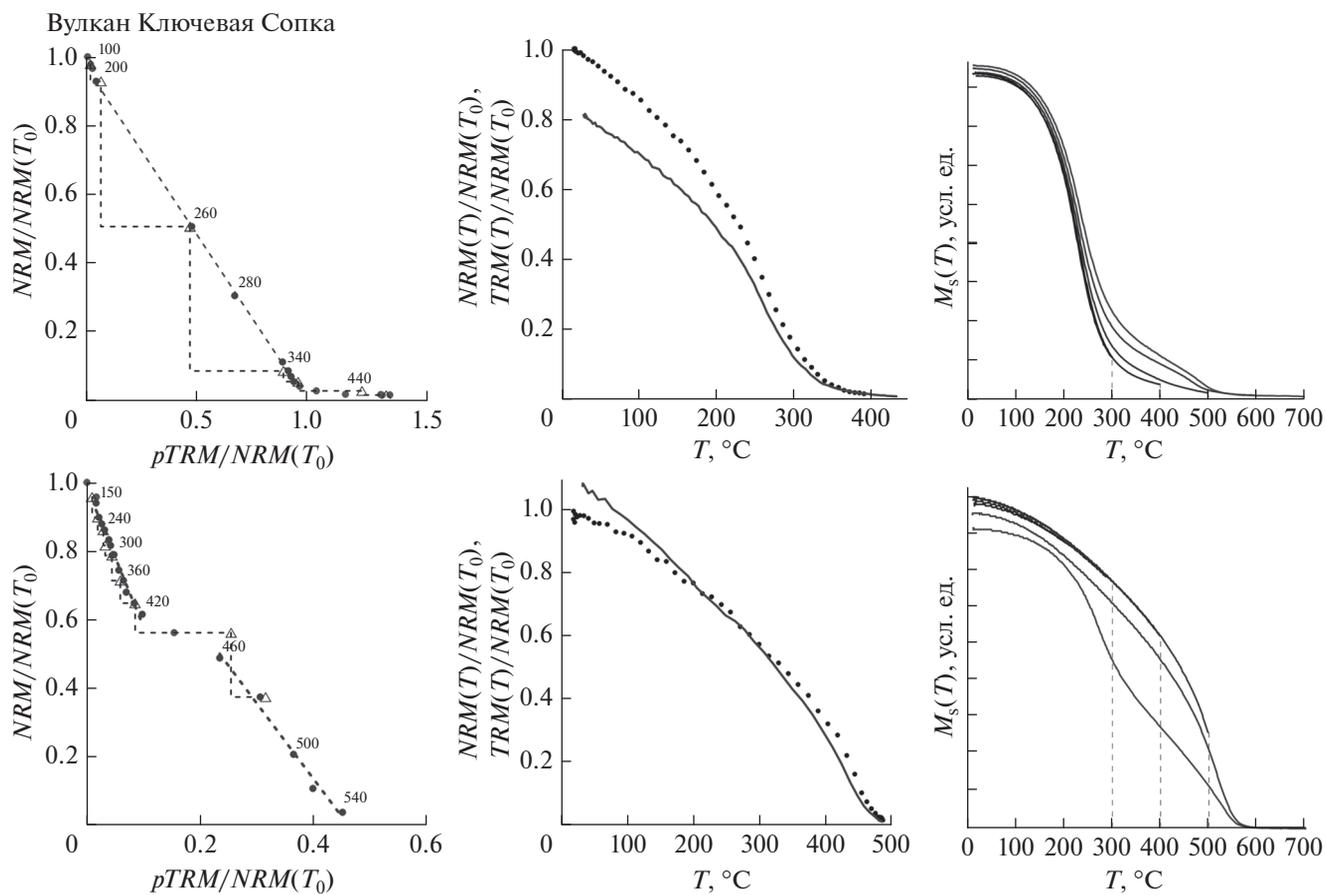


Рис. 3. Верхний ряд, образец LK64-1, извержение 1987 г. Обозначения те же, что и на рис. 2. Нижний ряд, образец P-2a, извержение 1974 г. Обозначения те же, что и на рис. 2.

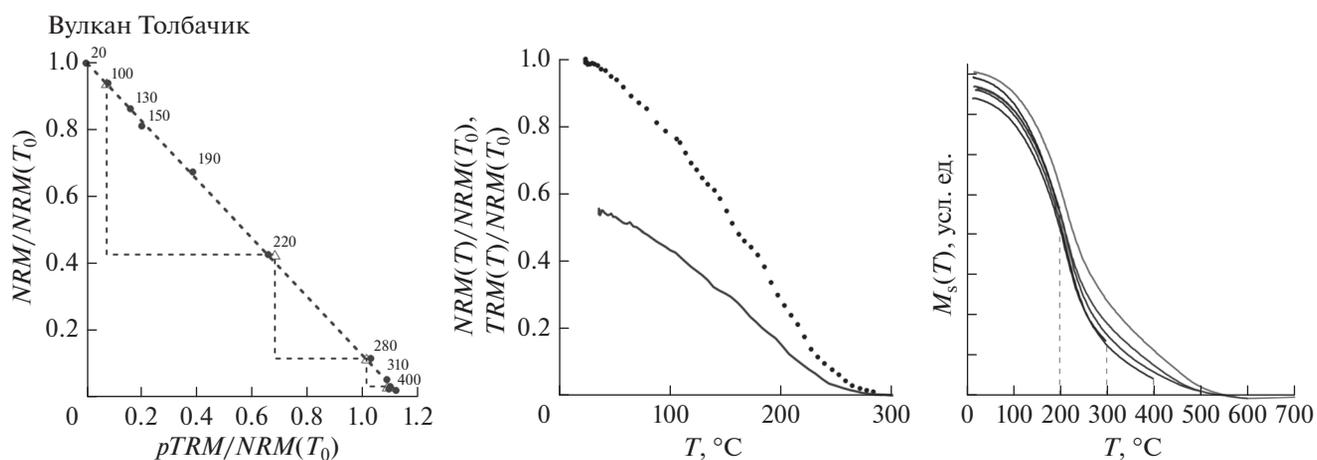


Рис. 4. Образец PK-13-6, извержение 2013 г. $B_{anc} = 52.0$. Обозначения те же, что и на рис. 2.

ошибочный результат, обладают достаточно высокой степенью термостабильности при прогревах вплоть до 500°C , как это видно из приведенных здесь термокривых $M_s(T)$, демонстрирующих эволюцию их формы при ступенчатых прогревах.

Для идентификации минералогического состава ферримагнитных зерен на всех образцах был выполнен рентгеноструктурный анализ при комнатной температуре на предварительно отсепарированной магнитной фракции. Полученные

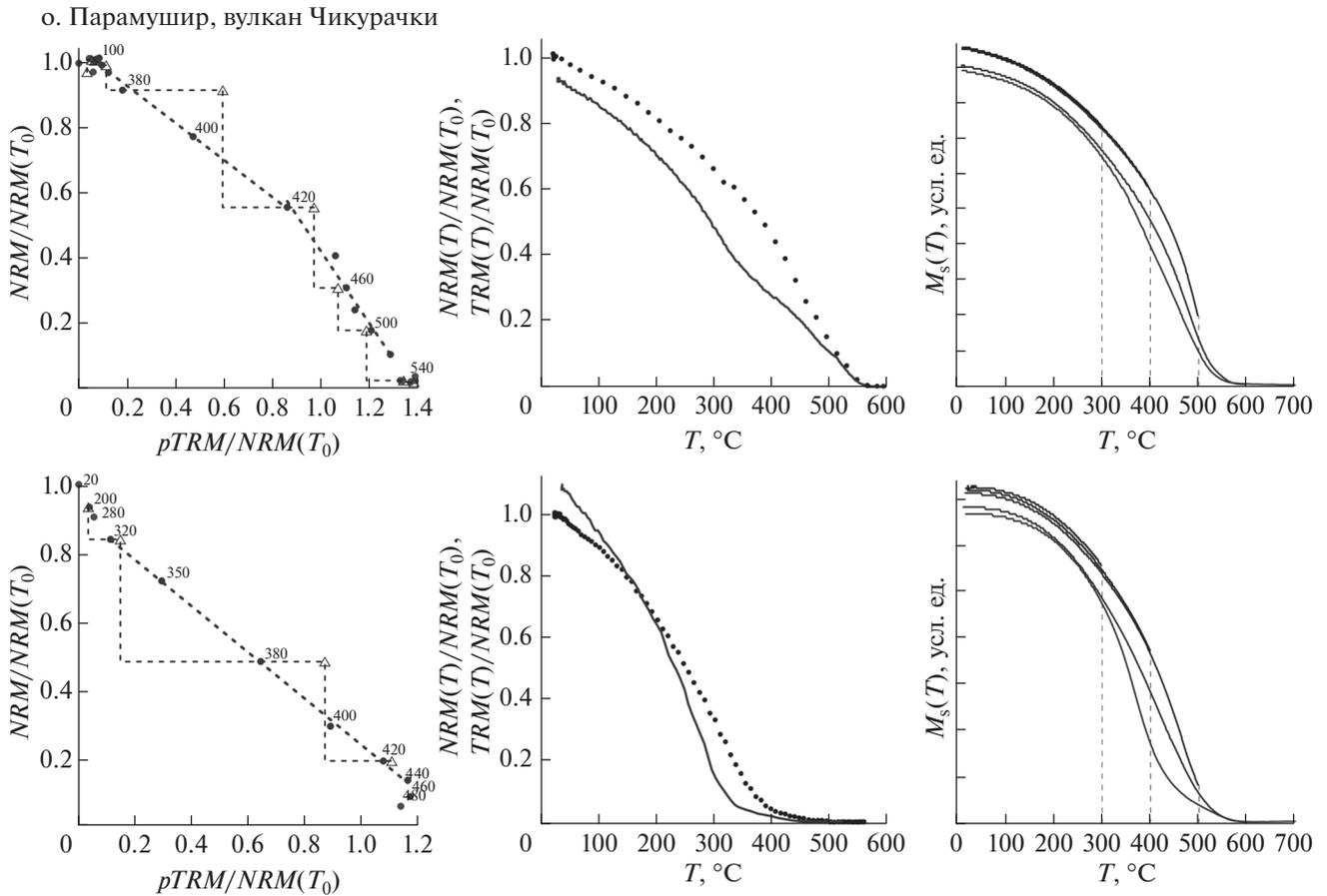


Рис. 5. Верхний ряд – образец 734/4; нижний ряд – образец 736/2(15), оба образца из лавы извержения 1986 г. Обозначения те же, что и на рис. 2.

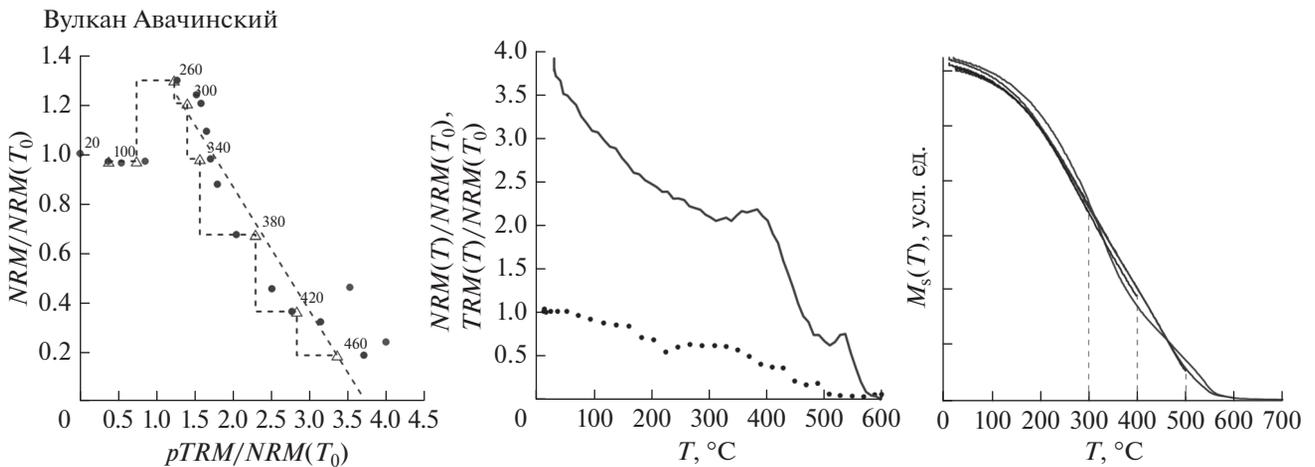


Рис. 6. Образец 874, извержение 1991 г. Слева – диаграмма Арай–Нагата (по результатам метода Телье), по центру – диаграммы $NRM(T)$ и $TRM(T)$, справа – диаграммы термокривых $M_s(T)$.

данные (табл. 2) указывают на то, что ТМ в образцах имеет неоднородный состав, что проявляется в появлении в образцах из Карымского вулкана

(781, 882), вулкана Чикурачки (734, 736), Авачинского вулкана (874) и Ключевской сопки (Р-2а) второй шпинельной фазы. Обе эти фазы отвечают

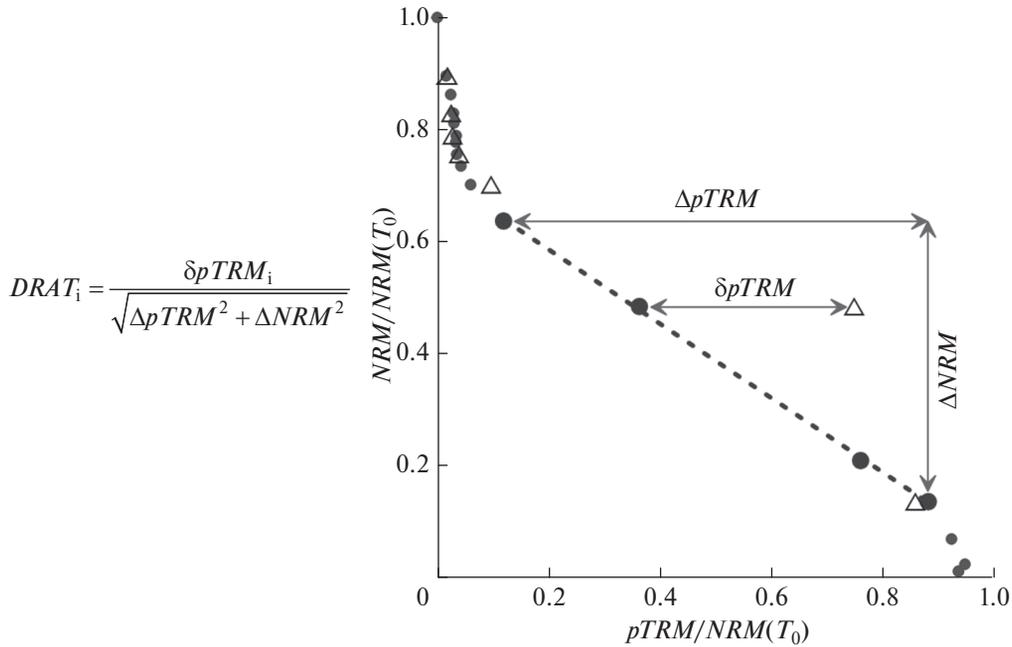


Рис. 7. Пунктирная линия на этой диаграмме обозначает fit-линию $\Delta(NRM-TRM)$, использованную для определения B . Образец 736/2(1).

титаномагнетитовому ряду $Fe_{3-x}Ti_xO_4$. К этому добавим, что на образце из штуфа 874 была обнаружена и ильменитовая фаза. Наличие двух ферримагнитных фаз на ряде образцов подтвержда-

ется и результатами термомагнитного анализа кривых $M_s(T)$ (рис. 2–рис. 6, табл. 2).

Присутствие двух шпинельных фаз в магнитных зернах горных пород может иметь различные причины. Это могут быть две разные генерации, отличающиеся составом – такое их происхождение вероятно для образцов Карымского вулкана, где обе фазы отвечают ферримагнетикам с T_c , далекими от магнетитовой. С другой стороны, эти фазы могут иметь и общее происхождение, если они появились в результате либо спинодального распада исходного титаномагнетита, либо однофазного окисления части зерен первой, низкотемпературной, фазы. Отметим, что оба этих процесса выражаются в порождении относительно высокотемпературной фазы, что мы и наблюдаем во всех “плохих” образцах.

О вероятном присутствии спинодального распада в штуфах 734, 874, 736 и P-2а, в которых присутствуют две шпинельные фазы, говорит тот факт, что после прогрева до $600^\circ C$ кривые $M_s(T)$ образцов из этих штуфов показывают признаки гомогенизации структуры распада с восстановлением фазы с относительно низкой T_c (рис. 3 и рис. 4). В пользу такой интерпретации говорит и то обстоятельство, что свежие образцы этих штуфов характеризуются относительно высокой точкой Кюри, близкой к магнетитовой, что полностью согласуется с данными рентгеноструктурного анализа, показывающими присутствие в них шпинельной фазы с параметром решетки, близким, либо сов-

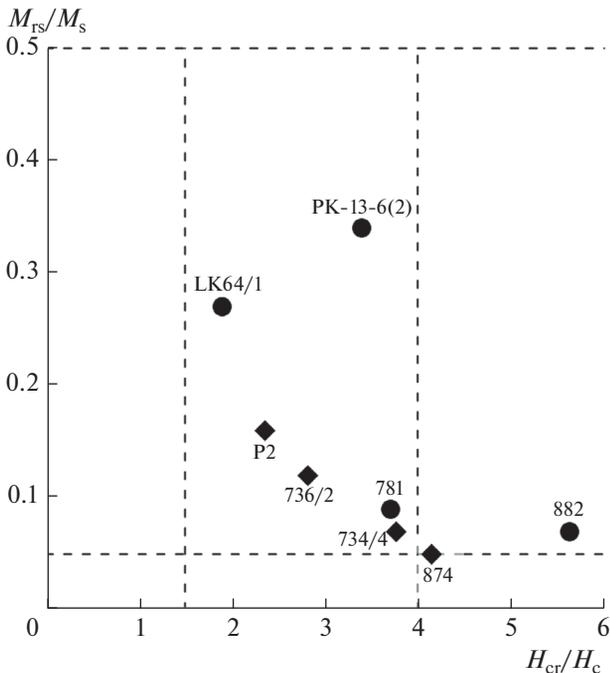


Рис. 8. Диаграмма Дзя. Кружки – “хорошие” образцы, ромбы – “плохие” образцы.

Таблица 2.

Штуф	1 фаза (Sp1)	$x(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$	2 фаза (Sp2)	$x(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$
781	$a = 8.4617 \text{ \AA}$ $T_c = 190\text{--}225^\circ\text{C}$	0.48 0.55–0.51	$a = 8.4230(7) \text{ \AA}$ $T_c = 335\text{--}370^\circ\text{C}$	0.24 0.36–0.31
882	$a = 8.4559 \text{ \AA}$ $T_c = 195\text{--}230^\circ\text{C}$	0.44 0.55–0.50	$a = 8.4263 \text{ \AA}$ $T_c = 335\text{--}375^\circ\text{C}$	0.26 0.36–0.30
LK64/1	$a = 8.4371 \text{ \AA}$ $T_c = 255\text{--}355^\circ\text{C}$	0.33 0.47–0.33		
PK-13-6	$a = 8.4295 \text{ \AA}$ $T_c = 220\text{--}270^\circ\text{C}$	0.28 0.51–0.44		
734/4	$a = 8.420 \text{ \AA}$ $T_c = 510\text{--}540^\circ\text{C}$	0.22 0.12–0.08	$a = 8.3879 \text{ \AA}$	0
736/2	$a = 8.4327 \text{ \AA}$ $T_c = 500\text{--}550^\circ\text{C}$	0.30 0.30–0.23	$a = 8.3919 \text{ \AA}$	0
874	$a = 8.432 \text{ \AA}$ $T_c = 300\text{--}350^\circ\text{C}$	0.30 0.27–0.21	$a = 8.4127 \text{ \AA}$ $T_c = 485\text{--}550^\circ\text{C}$	0.17 0.15–0.09
P-2a	$a = 8.4425 \text{ \AA}$ –	0.36 0.13–0.09	$a = 8.4014 \text{ \AA}$ $T_c = 500\text{--}550^\circ\text{C}$	0

падающим с магнетитовым. Сравнение табл. 1 и табл. 2 показывает, что эти же образцы не дали положительного результата по определениям палеонапряженности. Такое совпадение вряд ли случайно – по всей вероятности, при относительно медленном остывании изверженных лав до $T < T_c$ в части ТМ зерен произошел спинопальный распад первичного ТМ, что привело к образованию химической намагниченности (CRM). В результате в образцах возникла наложение разных видов намагниченности, а минералогическая нестабильность зерен ТМ при нагревах привела к наблюдаемому здесь сложным, неповторяющимся от образца к образцу диаграммам Арай–Нагата. Во избежание недоразумений заметим, что отмеченная выше высокая степень термостабильности образцов при прогревах вплоть до 500°C отнюдь не противоречит предположенной здесь минералогической нестабильности зерен – носителей NRM. Действительно, давно известно, что магнитные свойства образца в целом определяются, прежде всего, крупными зернами и могут не отражать магнитных свойств зерен – носителей NRM в этом образце, поскольку эти зерна, наоборот, как правило, являются мелкими одно- или псевдооднодоменными (рис. 8).

По полученным параметрам кристаллической решетки a и температурам Кюри T_c рассчитано содержание молекулы ульвошпинели x в ТМ для неокисленного стехиометрического ТМ (табл. 2). Сопоставление этих данных показывает, что значения x , рассчитанные по T_c , регулярно выше,

чем те, что рассчитаны по a . Очевидно, это несоответствие своим происхождением обязано наличием в образцах вакансий и примесей, присутствие которых уменьшает параметр решетки. Напомним, что присутствие вакансий означает, что зерна ТМ в образцах однофазно окислены до некоторой степени z , где $0 < z < 1$ есть известный параметр, характеризующий степень окисления [Нагата, 1965].

Для более детального прояснения этого вопроса, методами оптической и электронной микроскопии был подробно изучен минеральный состав образца LK64/1. В подтверждение описанным выше магнитометрическим данным, оптические и электронномикроскопические наблюдения подтверждают, что основным ферромагнитным минералом является ТМ (рис. 9). Количественные рентгеноспектральные определения химических элементов в микровкрапленниках ТМ, превышающих диаметр электронного зонда ($\sim 2 \text{ мкм}$), показали следующие их колебания (в мас. %): 4.40–6.98 Ti; 28.33–40.98 Fe; 0.95–3.70 Al; 0.83–3.25 Mg, 0–0.97 Mn, 0–1.21 Cr. При этом содержание молекулы ульвошпинели в ТМ, рассчитанное по результатам отдельных анализов на основании сумм катионов изученных ТМ зерен, варьирует в пределах $0.53 \geq x \geq 0.31$ при среднем $x_{cp} \approx 0.4$, отвечающем расчетной температуре Кюри порядка 300°C . Исходя из этого, можно приближенно оценить величину параметра z , используя диаграмму (x, T_c) [Nishitani, 1983]. Выполненный расчет показал, что степень однофазного окисле-

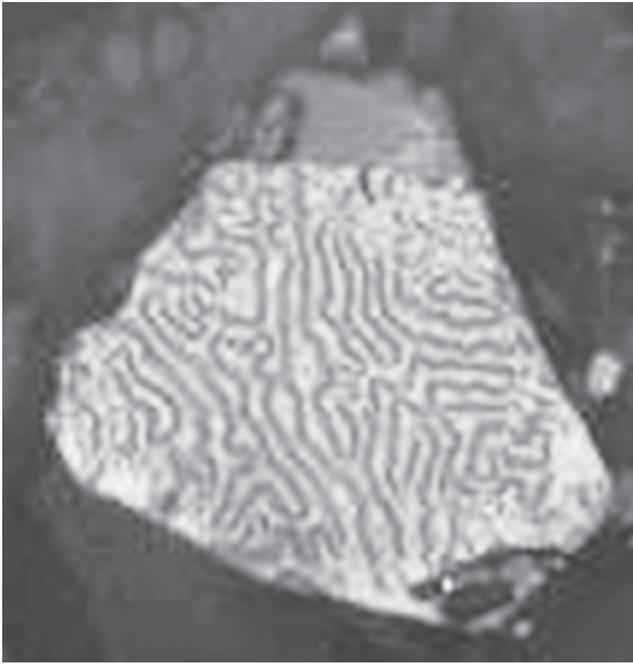


Рис. 9. Крупное зерно титаномагнетита с нанесенным на поверхность ферроколлоидом, который позволяет увидеть доменную структуру. Изображение в отраженном свете, увеличение ~ 1000 раз.

ния ТМ в данном образце не превышает 0.3; в основном же исходный титаномагнетит в исследованном базальте близок к первично-магматическому.

Попытаемся теперь сформулировать формальные отличия “плохих” образцов от “хороших”. Исходя из полученных данных, можно отметить два важнейших отличия.

1. “Хорошие” образцы характеризуются преобладанием низкотемпературной титаномагнетитовой фазой с температурой Кюри около 250–350°C, что говорит о хорошей сохранности ТМ зерен, которые остались близки по составу к первичному ТМ. Напротив, “плохие” образцы отличаются высокими, близкими к ТМ температурами Кюри, что свидетельствует, по нашему мнению, либо о высокой степени однофазного окисления ТМ зерен, либо об образовании в них структур высокотемпературного и/или спиновдального распада.

2. “Хорошие” образцы имеют малые отклонения чек-точек от первоначальных $pTRM$ (малые величины $DRAT$). У “плохих” образцов наблюдаются достаточно сильные отклонения чек-точек, сопряженные с высокими величинами $DRAT$, что говорит о присутствии существенных минералогических изменений в ферритмагнитных зернах образцов, происходящих в процессе экспериментов Телье. Подчеркнем еще раз, что эта изменчивость очень слабо отражается на изменчивости

термокривых $M_s(T)$, что уже комментировалось выше.

Если сравнить эти наши результаты с данными, полученными на лавовых потоках, порожденными современными извержениями на Большом острове Гавайи [Chauvin et al., 2005; Herrero-Bervera, Valet, 2009], то можно отметить следующие особенности. Во-первых, минералогически гавайские лавы отличаются от камчатских более высокими точками Кюри, близкими к магнетитовым около 550–580°C, хотя в них зачастую видны и следы более титанистых низкотемпературных фаз.

В статье [Chauvin et al., 2005] рассматриваются образцы от шести потоков гавайских лав. Наиболее точные определения $H_{др}$ получились по образцам с наименьшей степенью окисления, в которых значительная часть зерен сохранилась в первичном составе. Этот вывод совпадает с выводом, полученным в данной работе. У образцов с более высокой степенью окисления более высокие T_c и более искривленные (вогнутые) диаграммы Арай–Нагата. Для отбора правильных определений предложено использовать интервал для определения $H_{др}$ не менее 40–50% от полной NRM .

В статье [Herrero-Bervera, Valet, 2009] изучены два потока гавайских лав 1955 и 1960 гг. Всего 20% определений дали результат в пределах 10% от ожидаемой величины. В основном это образцы с высокими T_c , соответствующие магнетиту и узким спектром деблокирующих температур в интервале около температуры Кюри. По-видимому, эти образцы относятся к классу тех, что претерпели высокотемпературное окисление при температурах выше T_c магнетита с образованием термостабильных структур распада магнетит-ильменит, которые и ответственны за приобретение NRM . Неудачные определения получились на образцах, имеющих смешанные спектры низких и высоких деблокирующих температур, т.е. на материале, имеющем промежуточные стадии окисления титаномагнетитов. Другой важный вывод статьи [Herrero-Bervera, Valet, 2009] заключается в том, что успешные определения соответствуют образцам у которых $DRAT_{cp} \leq 3.5\%$ и $DRAT_{max} \leq 5\%$. Также как и в статье [Chauvin et al., 2005] указывается, что для определения $H_{др}$ нужно использовать как можно большую долю NRM .

Все эти выводы также соответствуют выводам, сделанным в данной работе.

ВЫВОДЫ

1. Успешные определения $H_{др}$ получены на образцах обладающих низкотемпературной титаномагнетитовой фазой с температурой Кюри около 250–350°C. По всей видимости, это образцы обладающие высокой степенью термостабильности первичных титаномагнетитовых зерен, что поз-

воляет им оставаться мало окисленными во время проведения лабораторных экспериментов вплоть до нагревов до 500°C. В “плохих” же образцах, напротив, уже в естественном состоянии содержится преимущественно окисленный титаномагнетит, что выражается в повышенных точках Кюри этих образцов и их низкой термостабильности к лабораторным нагревам.

2. Оценка *DRAT* по результатам экспериментов Телье является эффективным инструментом для разделения “хороших” образцов от “плохих”; при этом верхняя граница приемлемой величины *DRAT* равна 5%.

3. Термостабильность кривых намагниченности, полученных в сильных полях, не гарантирует верного результата при определении палеонапряженности. Одним изстораживающих признаков минералогической изменчивости частиц – носителей *NRM* – является появление признаков гомогенизации магнитных минералов в образце после его прогрева до 600°C.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 14-05-31402 мол а, Гранта Правительства РФ (Договор № 14.Z50.31.0017) и Гранта РФФИ № 15-35-20599 мол а вед. Авторы выражают благодарность А.Г. Зубову (ИВиС ДВО РАН) и Р.В. Веселовскому (геологический факультет МГУ) за помощь в получении образцов в ГО “Борок”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бураков К.С.* Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания *In* и *Irt*. Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Ч. 2. Баку. 1973. С. 56–57.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
- Щербакова В.В., Щербаков В.П.* О критериях надежности результатов при определении напряженности древнего геомагнитного поля. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. Казань: изд-во Казанского университета. 2004. С. 117–121.
- Abokhodair A.A.* The accuracy of the Thellier's technique for the determination of paleointensities of the Earth's magnetic field. Ph.D. Thesis. Santa Cruz: University of California. 1977. 346 p.
- Chauvin A., Roperch P., Levi S.* Reliability of geomagnetic paleointensity data: the effects of the NRM fraction and concave-up behavior on paleointensity determinations by the Thellier method // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2005. V. 150. № 4. P. 265–286. <http://dx.doi.org/doi 10.1016/j.pepi.2004.11.008>
- Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelec.* 1967. V. 19. № 3. P. 157–178.
- Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756. doi 10.1029/JB083iB04p01740
- Cottrell R.D., Tarduno J.A.* Geomagnetic paleointensity derived from single plagioclase crystals // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 169. № 1–2. P. 1–5. doi 10.1016/S0012-821X(99)00068-0
- 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. doi 10.1016/0031-9201(77)90108-x
- Dekkers M.J., Böhnel H.N.* Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 248. № 1–2. P. 508–517. doi 10.1016/j.epsl.2006.05.040
- Dunlop D.J., Özdemir Ö.* Effect of grain size and domain state on thermal demagnetization tails // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 1311–1314. doi 10.1029/1999GL008461
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A.* Measuring the Curie temperature // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14(4). P. 947–961.
- Herrero-Bervera E., Valet J.-P.* Testing determinations of absolute paleointensity from the 1955 and 1960 Hawaiian flows // *Earth and Planetary Science Letters.* 2009. V. 287. № 3–4. P. 420–433. <http://dx.doi.org/doi 10.1016/j.epsl.2009.08.035>
- Hill M.J., Shaw J.* Magnetic field intensity study of the 1960 Kilauea lava flow, Hawaii, using the microwave palaeointensity technique // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. № 2. P. 487–504. doi 10.1046/j.1365-246x.2000.00164.x
- Hoffman K.A., Constantine V.L., Morse D.L.* Determination of absolute palaeointensity using a multi-specimen procedure // *Nature.* 1989. V. 339. № 6222. P. 295–297. doi 10.1038/339295a0
- Kono M.* Reliability of palaeointensity methods using alternating field demagnetization and anhysteretic remanence // *Geophys. J. Int.* 1978. V. 54. P. 241–261. doi 10.1111/j.1365-246X.1978.tb04258.x
- McClelland E., Briden J.C.* An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013. doi 10.1029/96jb02113
- Merrill R.T., McElhinny M.W., Mcfadden P.L.* The magnetic Field of the Earth // *International Geophysics Series.* Calif.: Academic, San Diego. 1996. 531 p.
- Nagata T., Arai Y., Momose K.* Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. Geophys. Res.* 1963. V. 68. P. 5277–5282.
- Nishitani T., Kono M.* Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // *Geophys. J. Int.* 1983. V. 74. № 2. P. 585–600. doi 10.1111/j.1365-246X.1983.tb01890.x
- Pick T., Tauxe L.* Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // *Nature.* 1993. V. 366. № 6452. P. 238–242. doi 10.1038/366238a0
- Prevot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé S.C.* The Steens Mountain (Oregon) Geomagnetic Polarity Transition 2. Field Intensity Variations and Discussion of Reversal Models // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.

- Riisager P., Riisager J.* Detecting multidomain magnetic grains in Thellier palaeointensity experiments // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 125. № 1–4. P. 111–117. doi 10.1016/s0031-9201(01)00236-9
- Rolph T.C., Shaw J.* A new method of paleofield magnitude correction for thermally altered samples and its application to Lower Carboniferous lavas // *Geophys. J. Int.* 1985. V. 80. P. 773–781. doi 10.1111/j.1365-246X.1985.tb05124.x
- Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088. doi 10.1098/rsta.2000.0574
- Shaw J.* A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field: application to five historic lavas and five archaeological samples // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1974. V. 39. P. 133–141. doi 10.1111/j.1365-246X.1974.tb05443.x
- Shaw J., Walton D., Yang S., Rolph T.C., Share J.A.* Microwave archeointensities from Peruvian ceramics // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 241–244.
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F.* Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. doi 10.1029/1999jb900235
- Sherwood G.J.* Evaluation of a multi-specimen approach to paleointensity determination // *J. Geomagn. Geoelec.* 1991. V. 43. P. 341–349.
- Tanaka H., Athanassopoulos J.D.E., Dunn J.R., Fuller M.* Paleointensity determinations with measurements at high temperature // *J. Geomagn. Geoelec.* 1995. V. 47. P. 103–113. doi 10.5636/jgg.47.103
- Tanaka H., Kono M.* Preliminary results and reliability of palaeointensity studies on historical and ¹⁴C dated Hawaiian lavas // *J. Geomagn. Geoelec.* 1991. V. 43. № 5. P. 375–388.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V.* High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals // *Science.* 2001. V. 291. № 5509. P. 1779–1783. doi 10.1126/science.1057519
- Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. de Geophys.* 1959. V. 15. P. 285–376.
- Tsunakawa H., Shaw J.* The Shaw method of paleointensity determinations and its application to recent volcanic rocks // *Geophys. J. Int.* 1994. V. 118. P. 781–787. doi 10.1111/j.1365-246X.1994.tb03999.x
- Valet J.-P., Herrero-Bervera E.* Paleointensity experiments using alternating field demagnetization // *Earth and Planetary Science Letters.* 2000. V. 177. № 1–2. P. 43–58. http://dx.doi.org/ doi 10.1016/S0012-821X(00)00036-4
- Wilson R.L.* The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1961. V. 5. № 1. P. 45–58. doi 10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x
- Yamamoto Y., Tsunakawa H., Shibuya H.* Palaeointensity study of the Hawaiian 1960 lava: implications for possible causes of erroneously high intensities // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 153. № 1. P. 263–276. doi 10.1046/j.1365-246X.2003.01909.x