

*Ю. Б. Розанова, П. В. Дубровин, В. А. Шашканов, И. Н. Петров*

## **О ВОЗМОЖНОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ДЛЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ХАРАКТЕРИСТИКАМ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ**

Естественная остаточная намагниченность, являющаяся основным фактором палеомагнитных определений, включает в себя целый ряд составляющих, возникших в разные моменты геологического бытия породы и в разной степени разрушенных к настоящему времени. Хотя и разработаны различные лабораторные методы исследования компонент намагниченности и их стабильности, возможность палеоопределений на основе естественной остаточной намагниченности ограничивается возрастом пород не "глубже" фанерозоя. Трудность прямого определения направления геомагнитного поля по направлению естественной остаточной намагниченности связана с тем, что только в случае изотропных слабомагнитных пород и отсутствия самопроизвольного обращения их намагниченности эти направления совпадают. Таким образом, при палеомагнитных определениях необходимо учитывать отклонение направления вектора естественной остаточной намагниченности  $J_n$  от направления магнитного поля ее образования из-за наличия в породе магнитной анизотропии. Магнитная анизотропия горных пород в некоторых случаях и сама несет палеомагнитную информацию, если она связана с процессом первичного намагничивания. Преимуществом палеоопределений по магнитной анизотропии может стать то, что магнитная анизотропия, по сравнению с намагниченностью, является более стабильным во времени и по отношению к различным физическим воздействиям свойством горных пород.

Целью настоящей работы являлось изучение возможности выполнения палеомагнитных определений по характеристикам магнитной анизотропии изверженных горных пород. Появление магнитной анизотропии у изверженных горных пород связано со специфическими условиями их образования. Одноосная анизотропия, подобная анизотропии, наведенной в процессе магнитного отжига, может быть обусловлена, например, упорядочением ионных пар двух- и трехвалентного железа по определенным кристаллографическим позициям в частицах магнетита при медленном охлаждении породы в магнитном поле. Кроме того, одноосная анизотропия магнетических пород может вызываться ориентацией ферромагнитных зерен вдоль направления течения лавовых потоков, а также наличием в породе пластических деформаций [1, 2].

Однонаправленная магнитная анизотропия изверженных горных пород может быть обусловлена так называемым закреплением первичной намагниченности в результате обменных взаимодействий на контактах между ферромагнитной и антиферромагнитной или ферримагнитной и антиферромагнитной фазами.

Как видно из вышесказанного, магнитная анизотропия изверженных горных пород может иметь различную природу в зависимости от причин ее образования. В общем случае магнитную анизотропию можно разделить на два вида: текстурную, т. е. обусловленную специфическим пространственным распределением осей легкого намагничивания частиц собственно магнетика (магнитных частиц) в немагнитном веществе (матрице) породы, и наведенную, сопутствующую обычно процессам на-

магничивания пород, не связанным с пространственной переориентацией магнитных частиц.

Анизотропия первого вида возникает в основном по двум причинам. Либо она есть следствие процесса первичного намагничивания (и тогда она заведомо является одним из палеоинформативных элементов магнитного состояния) — это, к примеру, ориентационная анизотропия осадочных пород. Либо эта анизотропия отражает “немагнитную” часть условий образования породы: вертикальная одноосная анизотропия осадков, специфические виды анизотропии пород лавовых потоков. Анизотропия второго вида — наведенная, обычно обусловлена многообразными процессами так называемой “диффузионной стабилизации” магнитных состояний пород. Таким образом, не вся анизотропия есть результат действия геомагнитного поля (часть анизотропии образуется независимо от ориентирующего действия поля), а поэтому возникает проблема разделения измеренной анизотропии пород на компоненты в соответствии с их физической природой.

Основой палеомагнитных исследований является тот факт, что магнитное состояние горных пород формируется одновременно с процессом образования этих пород. Относительно изверженных пород о факте одновременности процессов их образования и термонамагничивания (т. е. первичного намагничивания) вопрос выглядит вполне понятным. Палеомагнитную информацию для этих пород могут заключать в себе однонаправленная обменная анизотропия и одноосная анизотропия, связанная с процессом термонамагничивания. Поэтому встает проблема выделения именно этих компонент магнитной анизотропии и возможного палеомагнитного определения по ним.

Исходя из изложенного, можно сформулировать основные задачи настоящей работы:

1. Исследование магнитной анизотропии методом вращательных моментов, изучение методики разделения магнитной анизотропии на гармонические компоненты.
2. Решение задачи пространственной привязки магнитных осей анизотропии по результатам гармонического анализа кривых вращательных моментов.
3. Исследование возможности разделения магнитной анизотропии на компоненты в соответствии с их физической природой и выделение “палеомагнитной” компоненты, т. е. компоненты, обусловленной первичной намагниченностью.

### Методика эксперимента и обработка результатов

В данной работе магнитная анизотропия исследовалась методом вращательных моментов [3]. Суть метода состоит в следующем. Исследуемый образец намагничивается в сильном магнитном поле до насыщения, измеряется действующий на образец момент силы, который зависит от направления магнитного поля, т. е. измеряется кривая вращательных моментов. В сильном магнитном поле намагниченность исследуемого образца породы направлена почти по полю, и если у этого образца имеется ось легкого намагничивания, то возникнет момент силы, стремящийся повернуть образец так, чтобы эта ось оказалась как можно ближе к направлению спонтанной намагниченности.

Для осуществления этого метода используется вращательный анизометр [3]. Электромагнит, создающий насыщающее поле, позволяет получить горизонтальные магнитные поля в различных направлениях напряженностью до 30 кЭ.

Экспериментальная ошибка при измерении вращательных моментов складывается из ошибок в установке образца, определения моментов и углов поворота поля

и не превышает для углов —  $4^\circ$ , а для амплитуд — 2 %. Рабочее поле в магните выбиралось таким, что обеспечивало намагничивание образцов до насыщения.

Учитывая, что нас интересовала полная картина магнитной анизотропии, наиболее естественной процедурой представляется наблюдение вращательных моментов в трех перпендикулярных плоскостях (в нашем случае, для образцов кубической формы — перпендикулярно всем трем ребрам). Полученные кривые вращательных моментов представляли собой периодические функции, которые можно разложить в ряд Фурье:

$$T(\theta) = \frac{T_0}{2} + T_1 \sin(\theta - \alpha_1) + T_2 \sin(2(\theta - \alpha_1)) + T_3 \sin(3(\theta - \alpha_1)) + \dots \quad (1)$$

Таким образом, кривые вращательных моментов представлялись как набор гармоник. В формуле (1)  $T_i$  — амплитуда  $i$ -й гармоники,  $\alpha_i$  — ее начальная фаза,  $i = 1, 2, \dots$  Полученные гармоники имеют определенный физический смысл. Например, первая гармоника отражает однонаправленную магнитную анизотропию, вторая — одноосную. Пример кривой вращательных моментов, полученной для образца № 6, приведен на рис. 1, а результат ее гармонического анализа — в табл. 1. Гармонический анализ проводился при помощи компьютерной программы.

Затем непосредственно определялись направления осей магнитной анизотропии в образце по результатам гармонического анализа кривых вращательных моментов. Интерпретация кривых основана на предположении, сделанном рядом авторов [2, 4] при изучении анизотропии: анизотропия магнитных свойств породы может быть представлена эквивалентным магнитным эллипсоидом. Физический смысл такого геометрического представления анизотропии заключается в том, что если бы исследуемый образец, обладающий данной анизотропией, состоял из изотропного материала, он имел бы форму такого же эллипсоида. В случае одноосной анизотропии имелся бы эллипсоид вращения, длинная ось которого соответствует оси анизотропии. Изменение магнитных свойств в какой-либо плоскости характеризуется

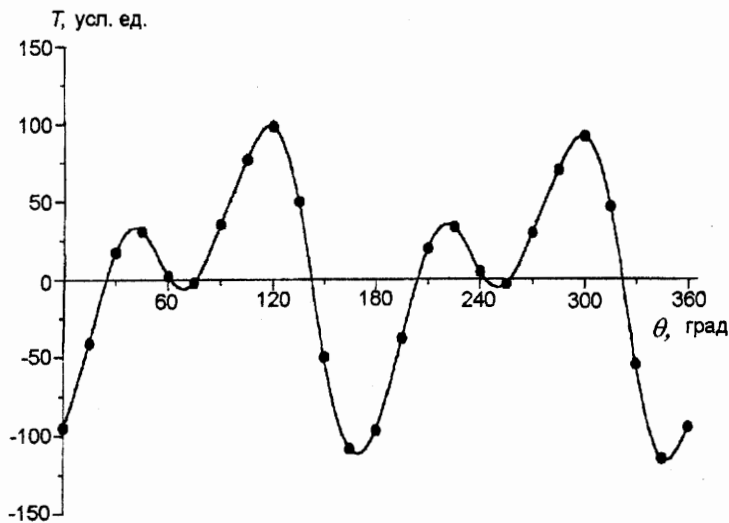


Рис. 1. Кривая вращательных моментов для образца № 6, измеренная в плоскости XY.

эллипсом, полученным в сечении эллипсоида этой плоскостью. Фаза второй гармоники кривой вращательных моментов, измеренной в данной плоскости, определяет направление длинной оси эллипса сечения, которое в случае эллипсоида вращения совпадает с направлением проекции длинной оси самого эллипсоида на плоскость сечения.

По фазам гармоник кривых вращательных моментов, полученных в трех взаимно перпендикулярных плоскостях, можно вычислить целых три пары значений склонения  $D$  и наклона  $J$  этой оси, так как для определения одной пары  $D$  и  $J$  достаточно измерений в двух плоскостях. Для каждой пары плоскостей ( $XY, YZ$ ;  $XY, XZ$  и  $YZ, XZ$ ) по формулам (2) рассчитывались склонения и наклоны (которые затем усреднялись):

$$\begin{aligned} XY, YZ: & \quad D = \alpha_{xy}, \quad J = \arctg(\sin D \operatorname{tg} \alpha_{yz}), \\ XY, XZ: & \quad D = \alpha_{xy}, \quad J = \arctg(\cos D \operatorname{tg} \alpha_{xz}), \\ YZ, XZ: & \quad D = \arctg \frac{\operatorname{tg} \alpha_{xz}}{\operatorname{tg} \alpha_{yz}}, \quad J = \arctg \frac{\sqrt{\operatorname{tg}^2 \alpha_{xz} \operatorname{tg}^2 \alpha_{yz}}}{\sqrt{\operatorname{tg}^2 \alpha_{xz} + \operatorname{tg}^2 \alpha_{yz}}}. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь  $\alpha_{xy}, \alpha_{yz}, \alpha_{xz}$  — фазы вторых гармоник в соответствующих плоскостях. При этом они должны удовлетворять в пределах погрешности их определения соотношению

$$\operatorname{tg} \alpha_{xy} = \frac{\operatorname{tg} \alpha_{xz}}{\operatorname{tg} \alpha_{yz}}, \quad (3)$$

так как все три пары  $D$  и  $J$  определяют одно и то же направление.

Формулы (2) и (3) справедливы и для определения по фазам первой гармоники направления однонаправленной анизотропии.

Для проверки предложенной методики был изготовлен модельный образец, обладающий одноосной однокомпонентной анизотропией с известной ориентацией оси легкого намагничивания (легкой оси). Образец представлял собой пенопластовый кубик, в который была вставлена плотно набитая однородной смесью мелких частиц магнетита и тонко растертой сухой немагнитной глины полиэтиленовая трубка. Размеры трубки: длина — 25 мм, внутренний диаметр — 4,5 мм; содержание магнетита в смеси — 10 %. Можно полагать, что вследствие тщательного перемешивания частицы магнетита в смеси магнетита и

глины ориентированы случайным образом, поэтому анизотропия образца определяется только формой трубки, и, следовательно, легкая ось образца совпадает с осью трубки. Характеризующие ориентацию этой оси в образце значения  $D$  и  $J$  составили:

$$D = (13 \pm 2)^\circ, \quad J = (31 \pm 2)^\circ. \quad (4)$$

Т а б л и ц а 1

Номер гармоники	$T_i$ , усл. ед.	$\alpha_i$ , град
1	2,7	48,4
2	64,7	47,7
3	1,1	83,2
4	57,4	9,7
5	0,6	1,0
6	2,1	-3,1
7	0,6	-11,5
8	4,6	30,4
9	0,8	-9,0
10	0,3	8,4
11	0,6	23,3
12	0,2	-7,5

Т а б л и ц а 2

Номер гармоника	Плоскость	$T_i$ , усл. ед.	$\alpha_i$ , град
1	XU	1,4	-21,9
	YZ	1,6	-3,8
	XZ	1,6	-68,0
2	XU	123,4	10,6
	YZ	24,3	74,2
	XZ	157,3	28,0
3	XU	0,5	-7,2
	YZ	0,3	20,3
	XZ	1,1	41,4
4	XU	2,6	58,5
	YZ	1,4	-3,1
	XZ	5,4	74,7

Т а б л и ц а 3

Пара плоскостей	$D$ , град	$J$ , град
XU, YZ	10,6	27,6
XU, XZ	10,6	33,0
YZ, XZ	8,6	27,9
Среднее	10,0	30,0

### Экспериментальные результаты и их интерпретация

Задачей экспериментального исследования являлось получение кривых вращательных моментов, определение направления осей магнитной анизотропии при помощи гармонического анализа этих кривых и сравнение направления осей анизотропии с направлением естественной остаточной намагниченности исследуемой породы. Для экспериментального исследования в качестве исходного материала был выбран ориентированный штаф изверженной горной породы (трап Сибирской платформы). Из него было изготовлено двенадцать образцов, координатные оси которых соответствовали традиционной геомагнитной системе координат:  $X$  — направление на географический север;  $Y$  — на восток;  $Z$  — вниз. Для каждого образца была измерена естественная остаточная намагниченность. По стандартной методике, при помощи распределения Фишера, статистически определено ее направление:

$$D = (157 \pm 7)^\circ, \quad J = (-12 \pm 7)^\circ.$$

Как уже отмечалось, однонаправленная обменная анизотропия и одноосная анизотропия изверженных горных пород, связанные с термонамагничиванием, образуются в результате действия магнитного поля Земли, и поэтому могут быть палеоинформативными, т. е. их направление должно совпадать с направлением магнитного

Результаты гармонического анализа кривых вращательных моментов для модельного образца, измеренные в трех плоскостях, приведены в табл. 2.

Основной вклад в кривые моментов во всех трех плоскостях вносит, как и следовало ожидать, вторая гармоника. Для фаз этой гармоника условие (3) выполняется, а значения  $D$  и  $J$ , вычисленные по формулам (2) составляют (см. табл. 3):

$$D = (10 \pm 4)^\circ, \quad J = (30 \pm 4)^\circ,$$

что хорошо согласуется со значениями (4), определяемыми ориентацией трубки в образце.

Таким образом, экспериментально доказано, что для образца, обладающего одноосной и однокомпонентной анизотропией, разработанная методика позволяет определить ориентацию его легкой оси.

поля образования пород и, соответственно, с направлением первичной намагниченности. Чтобы измерить первичную намагниченность, образцы были подвергнуты магнитной чистке: термочистке и чистке переменным полем. Результаты измерения направления первичной намагниченности показали, что вторичная компонента естественной остаточной намагниченности практически отсутствует:

$$D = (160 \pm 5)^\circ, \quad J = (-10 \pm 5)^\circ.$$

Далее выполнялись измерения кривых вращательных моментов. Обработка кривых проводилась описанным выше методом. По формулам (2) рассчитывались три пары значений склонения и наклонения для первой и второй гармоник. Примеры результатов такого расчета и гармонического анализа для образцов № 1 и № 2 приведены в табл. 4 и 5. Направления осей магнитной анизотропии, вычисленные по фазам первой и второй гармоник кривых вращательных моментов для всех образцов, представлено на стереографической проекции (рис. 2): по окружности откладывается склонение, изменяющееся от 0 до 360°, модуль наклонения отсчитывается по радиусу от внешнего края к центру в пределах от 0 до 90°.

Т а б л и ц а 4

Образец	Номер гармоники	Плоскость	$T_i$ , усл. ед.	$\alpha_i$ , град
1	1	XY	2,1	248,8
		YZ	7,2	227,1
		XZ	3,0	-82,0
	2	XY	88,0	71,6
		YZ	80,4	-33,7
		XZ	96,4	125,6
	4	XY	114,8	4,8
		YZ	116,1	61,9
		XZ	25,1	33,7
2	1	XY	1,1	104,6
		YZ	1,5	227,1
		XZ	2,6	243,3
	2	XY	13,2	-15,9
		YZ	85,0	132,0
		XZ	37,2	131,4
	4	XY	67,9	8,8
		YZ	48,1	15,9
		XZ	43,0	-12,9

Направления осей магнитной анизотропии, как однонаправленной, так и одноосной, существенно различались для всех образцов, т. е. на стереографической проекции не наблюдается сколько-нибудь выделенного направления (рис. 2). Кроме того, не выполнялось условие (3), т. е.  $D$  и  $J$  в одном и том же образце, для одной и той же гармоники, определенные по разным парам плоскостей, не совпадали (табл. 5). Эти расхождения были существенными, намного больше погрешности измерения. Аналогичные результаты были получены и для других серий образцов изверженных горных пород (траппов Сибирской платформы).

Причиной такого разброса могла быть сильная структурная неоднородность самой породы, такая, что при разделении породы на образцы в каждом из них выделялись свои оси анизотропии. Остановимся на анализе первой гармоники. Она отвечает однонаправленной анизотропии, которая может нести палеомагнитную информацию, так как ее образование связано с первичным намагничиванием. Амплитуда первой гармоники значительно меньше амплитуды второй гармоники, в некоторых случаях она настолько мала, что становится сравнимой с погрешностью измерения. Видимо, именно ею обусловлен наблюдаемый разброс направлений осей однонаправленной анизотропии.

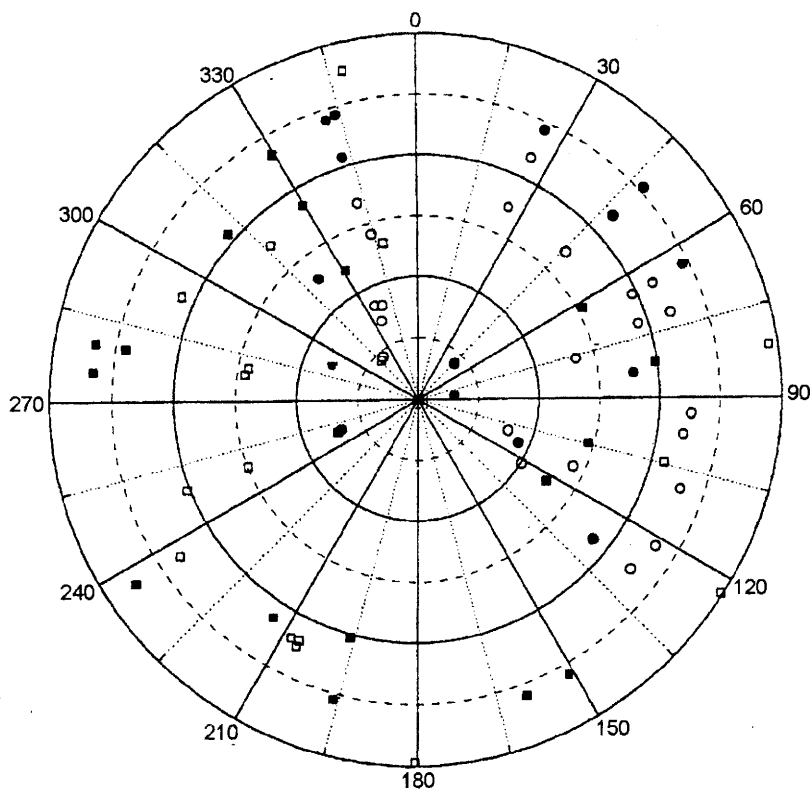


Рис. 2. Результаты определения направлений осей магнитной анизотропии.

Обозначения: кружки — оси однонаправленной анизотропии, квадраты — одноосной анизотропии; зачерненные символы отвечают направлениям с положительным наклоном, светлые — с отрицательным.

Причиной невыполнения условия (3) могло быть существование в породе не одной, а двух или даже нескольких компонент одноосной магнитной анизотропии. Интерпретация кривых вращательных моментов строилась в предположении, что вся анизотропия — однокомпонентная, так как кривые вращательных моментов для образцов изверженных горных пород обычно были пропорциональны  $\sin 2\theta$  и однозначно определяли одну ось магнитной анизотропии. В действительности в изверженных горных породах, видимо, могут существовать, по крайней мере, две оси (компоненты) анизотропии, например, ось анизотропии, связанной с термонамагни-

чиванием, и ось вдоль лавового потока, направленные под углом друг к другу. Такая неоднородность может иметь место и для однонаправленной анизотропии. Следует отметить наличие значимой 4-й гармоники, амплитуда которой соизмерима с амплитудой второй гармоники. Рассмотрим подробнее ее физический смысл, так как, вероятно, именно появление 4-й гармоники может объяснить причины наблюдаемого разброса направлений 1-й и 2-й гармоник.

Т а б л и ц а 5

Образец	Номер гармоники	Пара плоскостей	$D$ , град	$J$ , град
1	1	$XY, YZ$	248,8	-45,1
		$XY, XZ$	248,8	68,8
		$YZ, XZ$	278,6	-46,8
		среднее	258,7	-7,7
	2	$XY, YZ$	251,6	32,3
		$XY, XZ$	251,6	23,8
		$YZ, XZ$	244,5	31,0
		среднее	249,2	29,0
2	1	$XY, YZ$	104,6	46,2
		$XY, XZ$	104,6	-26,6
		$YZ, XZ$	61,6	43,5
		среднее	90,3	21,0
	2	$XY, YZ$	344,1	16,9
		$XY, XZ$	164,1	47,5
		$YZ, XZ$	225,7	38,4
		среднее	244,3	34,3

Объяснение 4-й гармоники действием различных по величине размагничивающих факторов в кубическом образце не находит своего подтверждения, так как в этом случае оси, обуславливающие 4-ю гармонику, были бы направлены вдоль ребер куба. Такой корреляции не наблюдается, так что форма образца не является причиной возникновения 4-й гармоники.

Вероятнее всего, 4-я гармоника отражает кристаллографическую анизотропию, проявляющуюся на "макроуровне", т. е. на уровне целых образцов в результате процесса упорядоченной кристаллизации магнетита (наличие в породе отдельных сравнительно крупных кристаллов ферромагнетика может объяснить и неоднородность породы в группе образцов). Действительно, Стейси [2] показал, что вращательный момент для ансамбля частиц магнетита с кристаллографическими осями типа [100], выровненными в определенном направлении (другие оси типа [100] случайно распределены в перпендикулярной плоскости), имеет вид

$$T(\theta) = K_1 \left( \frac{1}{8} \sin 2\theta + \frac{7}{16} \sin 4\theta \right) - K_2 \left( \frac{1}{128} \sin 2\theta - \frac{1}{32} \sin 4\theta - \frac{3}{128} \sin 6\theta \right). \quad (5)$$

Тогда если одновременно с кристаллографической макроанизотропией в породе существует и одноосная анизотропия, то разделение направлений осей одноосной и кристаллографической анизотропии по предложенной методике не представляется возможным. По-видимому, существование 4-й и более высоких гармоник объясняется особенностями механизмов перемагничивания [1, 2].



Таким образом, определение направления осей одноосной анизотропии по разработанной в данной статье методике оказалось возможным только при условии однокомпонентности анизотропии и при отсутствии кристаллографической анизотропии, т. е. 4-й гармоники в кривых моментов.

Поскольку предполагалось, что однонаправленная анизотропия палеоинформативна, мы ожидали, что направление ее оси совпадет с направлением первичной намагниченности в образцах. Так как нам не удалось выделить направление этой оси по результатам стандартных измерений моментов, была предпринята попытка исследовать вклад 1-й гармоники непосредственно для плоскости, содержащей вектор первичной намагниченности. Для этого образцы устанавливались в измерительной системе анизометра таким образом, чтобы вектор  $J_n$  был перпендикулярен оси вращения поля. И действительно, удельный вес 1-й гармоники (относительно амплитуды 2-й) в этой плоскости несколько возрос (в 1,5 – 2 раза), однако и теперь направления оси однонаправленной анизотропии, определенные на основе этих измерений, в общем случае не совпадали ни с направлением первичной намагниченности, ни между собой. Очевидно, для исследованных образцов предположение о возможности использования однонаправленной анизотропии для палеопределений не оправдалось, по крайней мере, в силу малости эффекта обменного взаимодействия, который обуславливает наведение в горных породах однонаправленной анизотропии.

Выполненные в рамках сформулированных задач экспериментальное и теоретическое исследования магнитной анизотропии методом вращательных моментов для нескольких серий образцов изверженных пород привели к следующим результатам:

1. Предложена и физически обоснована методика разделения магнитной анизотропии на гармонические компоненты при помощи фурье-анализа кривых вращательных моментов. В предположении, что магнитная анизотропия горных пород однокомпонентна и одноосна, разработана методика определения пространственной ориентации ее оси по результатам гармонического анализа кривых вращательных моментов.

2. Установлено, что магнитная анизотропия реальных пород многокомпонентна: однонаправленная анизотропия, две или более компонент одноосной анизотропии и, возможно, кристаллографическая анизотропия.

3. Проведенные эксперименты по определению направления однонаправленной анизотропии и возможного палеопределения по ней показали, что однонаправленная анизотропия в исследованных образцах мала, поэтому не всегда может использоваться для палеопределений.

4. Исследования образцов изверженных горных пород выбранных размеров (кубики с ребром 1 см) выявили неоднородность породы в пределах этих размеров. Следовательно, в дальнейших исследованиях необходимо более тщательно подходить к вопросу выбора размера образцов, так чтобы образцы в данном объеме оказывались представительными для изучаемой породы.

#### Указатель литературы

1. *Ивкин С. В.* Изучение магнитных текстур осадочных пород методом вращательных моментов: Дис. канд. физ.-мат. наук. Красноярск, 1979. 104 с.
2. *Stacey F. D., Banerjee S. K.* The principles of rock magnetism. Amsterdam: Elsevier, 1974. 195 с.
3. *Тикадзуми Т.* Физика ферромагнетизма. Т. 2. М.: Мир, 1987. 422 с.
4. *Tarling D. H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 с.