

УДК 550.382.3

ИЗМЕНЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В ОКЕАНСКОЙ КОРЕ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РОСТОМ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

© 1999 г. В. И. Трухин, В. И. Максимочкин

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет
Башкирский государственный университет, г. Уфа*

Поступила в редакцию 19.01.99 г.

В результате лабораторных исследований установлены закономерности влияния давления и температуры на процессы термо- и вязкого намагничивания океанских базальтов и кинетику магнитоминералогических изменений титаномагнетитов в них. Рассчитаны изменения намагниченности пород с ростом глубины, обусловленные ростом давления и температуры, с учетом изменений первичного титаномагнетита. Оценена природа намагниченности пород различных горизонтов океанской коры.

ВВЕДЕНИЕ

Для понимания природы региональных магнитных аномалий и изучения строения и эволюции земной коры методами геомагнетизма большое значение имеет установление физического механизма намагничивания глубинного вещества коры и, прежде всего, коры океанского типа [Трухин, Максимочкин, 1982]. Эта проблема в настоящее время решается путем исследования аномального геомагнитного поля [Vine, Matthews, 1963; Шрейдер, 1992; Vine, 1966; Vine, Wilson, 1965], влияния термодинамических условий на процессы намагничивания пород [Познанская, 1984; Познанская, Тюремнов, 1984; Readman, O'Reilly, 1971; Ozima, Sakamoto, 1971; Кудрявцева и др., 1982; Гапеев, Грибов, 1989; Ryall, Hall, 1979; Гапеев, Грибов, 1986; Нагапетян, 1987; Валеев и др., 1989; Максимочкин, 1995], а также петромагнитного изучения различных горизонтов земной коры [Irving, 1970; Talwani, Windisch, 1971; Dunlop, Prevot, 1982; Lowrie 1977; Harrison, 1976].

Как известно [Vine, Matthews, 1963], впервые модель магнитоактивного слоя (МАС) океанской коры была предложена Вайном и Метьюзом. Согласно этой модели, МАС однороден и ограничивается глубиной, соответствующей глубине изотермы Кюри магнетита, равной примерно 20 км. В последующих однослойных моделях [Vine, 1966; Vine, Wilson, 1965] авторам пришлось для согласования модели с экспериментальными данными предполагать мощность МАС равной от 2 до 8 км при намагниченности слоя 1.25 А/м. Однако, например, данные о намагниченности подводных горных пород хребта Рейкьянес [Irving, 1970; Talwani, Windisch, 1971] достаточно сильно отличались от 1.25 А/м. Расчеты на основе данных измерений намагниченности подводных пород показали, что мощность магнитоактивного слоя

Срединно-Атлантического хребта при средней намагниченности 4–5 А/м может составлять всего 200–400 м. При меньших значениях намагниченности пород океанской коры необходимо полагать, соответственно, большую мощность МАС. Учет экспериментальной информации, полученной при глубоководном бурении, при моделировании аномального геомагнитного поля (АГП) океана показывает, что мощность МАС в среднем должна быть более 0.5 км.

Накопление фактического материала о намагниченности драгированных пород, а также данные об отсутствии резких градиентов АГП в районах медленно разрастающихся хребтов привели к усложнению моделей МАС океанской коры. Изучение магнитных и минералогических свойств драгированных пород из разломов и пород, добытых из скважин по проекту глубоководного бурения, при учете сейсмических данных привело к необходимости создания четырехслойных магнитных моделей океанской коры [Шрейдер, 1992; Dunlop, Prevot, 1982; Гордин и др., 1993]. Согласно этим моделям наиболее магнитным является сейсмический слой 2а с мощностью примерно 0.5 км. Намагниченность этого слоя по оценкам различных авторов составляет более 2.5 А/м [Dunlop, Prevot, 1982] до 10 А/м [Гордин и др., 1993]. В большинстве случаев в принимаемых модельных представлениях величины намагниченности первого слоя оказываются меньше, чем величины естественной остаточной намагниченности (I_n) драгированных пород и больше, чем величины I_n скважинных базальтов. Так, в работе [Lowrie, 1977] по данным 55 скважин получено среднее значение $I_n = 3.74$ А/м, а в работе [Harrison, 1976] по данным 50 скважин - $I_{\text{лср}} = 2.41$ А/м. Это можно объяснить тем, что имеется тенденция

уменьшения намагниченности пород с ростом глубины их залегания в пределах слоя 2а.

Относительно намагниченности пород, залегающих глубже слоя 2а, мнения различных авторов также расходятся. Так, по данным [Dunlop, Prevot, 1982] намагниченность слоя 2б, имеющего мощность 1.2–1.5 км, достигает 0.6 А/м. В модели [Гордин и др., 1993] полагается, что в подошве слоя 2б имеется слой с очень низкими значениями намагниченности $I_n = 0.01–0.59$ А/м, однако, основная часть слоя 2б имеет намагниченность около 5 А/м, т.е. сравнима с намагниченностью слоя 2а.

Относительно строения магнитоактивной толщи под океанами на глубинах от 2 до 6 км различные исследователи [Шрейдер, 1992; Dunlop, Prevot, 1982; Гордин и др., 1993] практически единодушны: слой 3а сложен метаморфизованными в амфиболитовой фации изотропными габбро. Намагниченность слоя считается близкой к 1 А/м.

Ниже слоя 3а лежит слой 3б мощностью от 2 до 3 км, сложенный из неметаморфизованных кумулятивных габбро, имеющих небольшую намагниченность 0.2–0.3 А/м. Ниже слоя 3б на глубинах от 6–7 км и до изоповерхности Кюри магнетита лежит слой 4, сложенный из серпентинизированных перидотитов. Намагниченность этого слоя по оценкам различных авторов может составлять от 1 А/м до 8 А/м.

Таким образом, из вышеприведенного следует, что относительно вертикального строения МАС океанской коры, особенно до глубины 2 км, в настоящее время нет единого мнения. Неоднозначность моделей МАС океанской коры может быть связана с тем, что в упомянутых источниках намагниченность пород различных горизонтов, особенно глубже слоя 2а, оценивается, в основном, путем решения обратной задачи по данным об аномальном поле. Достаточно достоверно можно говорить о намагниченности только слоя 2а и частично слоя 3а, исходя из результатов, полученных по проекту DSDP. Однако до сих пор в существующих моделях намагниченность пород в естественных условиях их залегания (т.е. при повышенных давлениях и температурах) принималась равной остаточной намагниченности пород, измеренной при нормальных термодинамических условиях в лаборатории. В то же время, из литературы [Нагапетян, 1987; Валеев и др., 1989; Максимочкин, 1995; Нагапетян, 1983; Безуглая, Сковородкин, 1972; Валеев, Максимочкин, 1984; Валеев, Максимочкин, 1988; Безуглая и др., 1973] известно, что температура и давление, тем более их одновременное воздействие, оказывают существенное влияние на восприимчивость породы и на формирование пьезоостаточной, вязкой остаточной и термоостаточной намагниченности. Вследствие этого, величина намагниченности

глубинных пород в естественных условиях залегания может существенно отличаться от намагниченности аналогичных пород из разломов, и, следовательно, данные о магнетизме последних не могут быть использованы для расчета намагниченности глубинных пород без соответствующих поправок.

Теоретические оценки одновременного воздействия давления и температуры на магнитные характеристики (начальная магнитная восприимчивость χ , нормальная остаточная намагниченность I_n , коэрцитивная сила H_c) были приведены в работах [Познанская, 1984; Познанская, Тюренов, 1984]. Нормальная остаточная намагниченность достаточно мала и не играет большой роли в формировании естественной намагниченности горных пород. Начальную магнитную восприимчивость можно использовать только для расчета индуктивной намагниченности ($I_i = \chi H_r$) пород на различных глубинах. Однако для пород океанской коры следует учитывать, в основном, остаточную намагниченность, вследствие того, что у них I_n превышает I_i и, соответственно, параметр Кенигсбергера $Q = I_n / \chi H_r > 1$, где H_r – напряженность геомагнитного поля. Согласно имеющимся данным [Irving, 1970; Talwani, Windisch, Langseth, 1971; Dunlop, Prevot, 1982], I_n пород верхней части океанской коры имеет термоостаточную природу. Растущее с ростом глубины залегания пород давление будет оказывать влияние на формирование в них естественной намагниченности, вследствие этого очень важно знать закономерности влияния давления на формирование возможных компонент естественной намагниченности и, прежде всего термонамагниченности. Большое значение будет иметь также фактор времени, так как величина естественной остаточной намагниченности горных пород в естественных условиях в течение геологического времени может существенно изменяться за счет магнитовязких процессов. Данных о такого рода исследованиях в литературе практически нет.

Для прогнозирования временных изменений в породах, залегающих на различных глубинах в земной коре, необходимо иметь информацию о закономерностях влияния термодинамических условий на процессы вязкого намагничивания. Известно [Нагапетян, 1987; Трухин и др., 1974; Трухин и др., 1973; Metallova, Petrov, Shashkanov, 1971], что скорость вязкого намагничивания характеризуется коэффициентом магнитной вязкости

$$S = \frac{dI}{d \ln t} \quad (1)$$

(I – вязкая намагниченность I_v , образующаяся в присутствии H , или I_{rv} – вязкая остаточная намагниченность).

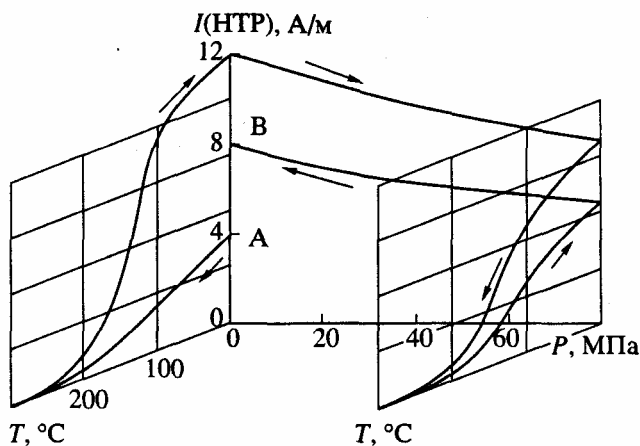


Рис. 1. Изменение намагниченности I_{HTR} образца базальта Императорского хребта при изменении температуры и давления (точка А – начало процесса, точка В – окончание) в поле $H = 328$ А/м.

Коэффициент S имеет сложную температурную зависимость. Обычно на зависимости $S(T)$ в температурном интервале от 0°C до 150°C наблюдается два максимума. В работе [Нагапетян, 1987] получено, что положение низкотемпературного максимума не меняется от образца к образцу, а положение высокотемпературного изменяется от 70°C до 150°C .

В присутствии как одноосного, так и квазисе-стороннего сжатия, образование вязкой остаточной намагниченности в горных породах происходит более интенсивно, чем в случае ненапряженного состояния [Нагапетян, 1987; Безуглая и др., 1973]. Давление в 30 МПа может приводить к росту S в 1.4–2.5 раза, однако, с увеличением температуры от 0°C до 150°C влияние избыточного одноосного давления на процесс образования I_v или I_{rs} уменьшается [Нагапетян, 1987; Безуглая и др., 1973]. При температурах выше 50 – 60°C , а в некоторых случаях выше 100°C [Нагапетян, 1987; Акопян и др., 1974], коэффициент магнитной вязкости перестает зависеть от нагрузки. На образцах габбро, исследованных в работе [Безуглая и др., 1973], была получена иная зависимость $S(P, T)$: давление в 230 МПа приводило к увеличению S в 1.3 раза при $T = 20^\circ\text{C}$ и в 2.28 раз при $T = 100^\circ\text{C}$. Эти данные указывают на сложности протекания магнитовязких процессов. Эти процессы изучены недостаточно детально, практически нет данных по влиянию давления на вязкое намагничивание океанских базальтов.

В связи с этим нами были проведены экспериментальные исследования влияния повышенных давления и температуры на термонамагничивание и магнитовязкие процессы в океанских базальтах. Полученные результаты о зависимости

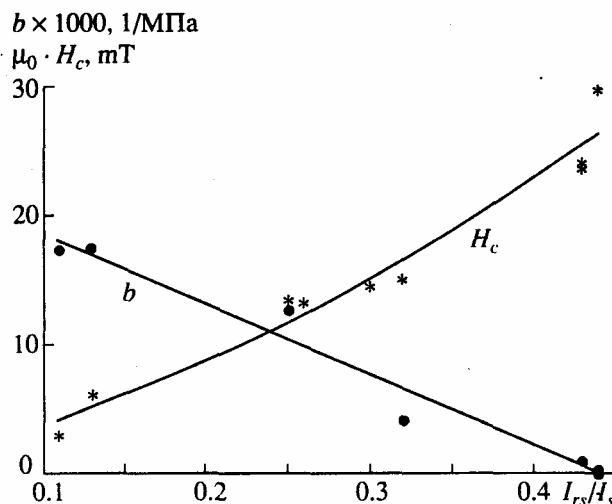


Рис. 2. Зависимости параметра b (чувствительность термонамагничивания базальтов к давлению) и коэрцитивной силы H_c от отношения I_{rs}/I_s .

термо- и вязкой намагниченности от P и T дали возможность косвенно оценить соответствующие изменения намагниченности при увеличении глубины залегания пород в океанской коре. При этом на основе геофизических данных глубина оценивалась по величинам P и T .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования влияния повышенных квазисе-стороннего давления и температуры на формирование термонамагниченности и вязкой остаточной намагниченности в магнитном поле до 330 А/м были проведены на разработанной нами специальной аппаратуре [Трухин, Максимочкин, 1984; Максимочкин, Мигранова, 1990]. Изучались образцы скважинных базальтов со дна Тихого океана и драгированных базальтов горы Ампер и хребта Рейкьянес (Атлантический океан).

Влияние давления на процессы термонамагничивания

Нами [Максимочкин, 1995; Трухин и др., 1990] установлено (рис. 1), что термонамагниченность (I_{HTR}), образованная и измеренная в поле H при воздействии квазисе-стороннего сжатия P , меньше термонамагниченности, образованной без избыточного давления (I_{HT}). С ростом давления разница между I_{HTR} и I_{HT} увеличивается. Минимальное значение отношения I_{HTR}/I_{HT} достигало величины 0.33 при давлении $P = 120$ МПа. Было также установлено, что степень влияния давления на интенсивность термонамагниченности зависит от фазового состава образцов. В частности, отношение $(I_{HT} - I_{HTR})/I_{HT}$ для образцов базальтов с титаномagnetитовой фракцией ($T_c \approx 180^\circ\text{C}$) при

$P = 80$ МПа было в пять раз больше, чем аналогичное отношение для образцов с магнетитовой фракцией. Таким образом, отмеченный эффект зависит от содержания титана в титаномагнетите. Известно [Kawai, 1957], что с увеличением содержания титана в титаномагнетите растет величина магнитоупругой энергии по сравнению с величиной энергии кристаллографической анизотропии. Поэтому обнаруженный нами пьезоэффект можно объяснить увеличением вклада магнитоупругой энергии в свободную энергию кристалла при воздействии повышенного давления.

Полученные экспериментальные данные позволяют описать зависимость термонамагниченности $I_{НРТ}$ от давления P следующим уравнением:

$$I_{НРТ}(P) = I_{НТ}/(1 + bP), \quad (2)$$

где параметр b зависит от свойств конкретного образца и характеризует "чувствительность" термонамагничивания к давлению.

Анализ результатов, полученных на различных образцах, показал, что величина параметра b растет от 0 до 1.75×10^{-2} 1/МПа при уменьшении коэрцитивной силы от 16×10^3 А/м до 2.4×10^3 А/м и отношения I_{rs}/I_s от 0.45 до 0.1 (I_s – намагниченность насыщения, I_{rs} – остаточная намагниченность насыщения). Зависимость параметра b от отношения I_{rs}/I_s титаномагнетитов с точками Кюри 180–200°C удовлетворительно описывалась линейной функцией вида (рис. 2):

$$b = 0.024 - 0.0547 I_{rs}/I_s \quad (0.1 \leq I_{rs}/I_s < 0.438). \quad (3)$$

При этом соотношение между коэрцитивной силой H_c и I_{rs}/I_s можно описать полиномом 2-ой степени:

$$\mu_0 H_c = 30.7(I_{rs}/I_s) + 65(I_{rs}/I_s)^2. \quad (4)$$

Из уравнений (2) и (3) видно, что давление в большей степени снижает величину формируемой термонамагниченности при уменьшении отношения I_{rs}/I_s , т.е. в многодоменных зернах.

Влияние давления на процессы вязкого намагничивания

Для изучения влияния давления на процессы вязкого намагничивания океанских базальтов использовались образцы базальтов горы Ампер (№№ 681, 684а, 684б, 731, 740 Атлантический океан), а также синтезированные в ИЭМ РАН Кониловым А.Н. титаномагнетиты (ТМ) с составом $x = 0.47-0.51$. Ферритмагнитная фракция базальтов горы Ампер согласно данным микронного анализа, проведенного А.Н. Некрасовым (см. табл. 1), представлена титаномагнетитами ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) с составом $x = 0.53-0.74$. По данным о точках Кюри (T_C) и количеству титана (Ti) в титаномагнетите [Readman, O'Reilly, 1971] была оценена степень однофазного окисления (Z) зерен (табл. 2).

Эксперименты по влиянию давления на процессы вязкого намагничивания проводились следующим образом. Фиксировались изменения намагниченности после воздействия на образцы магнитного поля и давления по схеме H^+P^+ / P^-H^- при временных выдержках в течение 20–24 часов

Таблица 1. Результаты локального рентгеноспектрального анализа ферритов-окислов образцов базальтов горы Ампер (по данным А.Н. Некрасова)

№ обр.	№ ан.	Химический состав (в вес. %)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	др. эл.	Σ
684 в	1	1.54	5.73	15.32	0.04	0.39	61.24	5.51	0.39	0.55	90.7
	2	0.45	5.12	15.59	0.05	0.34	64.45	6.5	0.15	0.42	93.1
	3	1.09	5.09	15.43	0.17	0.33	61.63	5.62	0.15	0.27	89.8
684 а	1	4.63	6.19	14.82	0.08	0.35	60.64	5.38	0.57	0.96	93.6
	2	8.35	7.16	13.91	0.20	0.30	53.62	5.15	1.07	1.47	91.2
	3	5.02	6.16	15.32	0.08	0.34	60.63	5.87	0.95	1.01	95.2
681	1	4.23	4.27	18.1	0.31	0.59	57.02	4.69	1.11	0.67	91.0
	2	5.40	5.09	18.31	0.0	0.64	53.63	5.00	0.59	0.93	89.6
	3	6.59	5.26	17.94	0.20	0.45	53.43	5.19	0.73	1.20	91.0
	4	7.44	5.92	17.22	0.12	0.26	55.14	4.66	1.39	1.38	93.5
740	1	16.44	5.73	17.06	0.0	0.37	48.10	1.64	2.00	3.32	94.7
	2	10.81	4.27	19.12	0.0	0.42	52.49	1.38	1.26	3.16	92.9
	рутил	3.50	3.03	97.2	0.17	0.0	4.32	1.19	0.74	1.01	111

Таблица 2. Параметры вязкого намагничивания базальтов горы Ампер и синтезированного титаномагнетита при нормальных условиях и при воздействии $P = 160$ МПа в поле напряженностью $H = 328$ А/м

Образцы		S , А/м	S_{HP}/S	S_V , А/м	$\frac{\Delta I_{rPV}}{I_{rV}}$ ($t = 20$ час)	T_c , °C	$\begin{matrix} X \\ \text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4 \end{matrix}$	Z
Горные породы	*681	3.85×10^{-3}	5.0	223	5.0	185	0.66–0.7	0.5–0.58
	731	1.6	2.7	143	7.29	332	–	–
	684a	1.26	2.6	40	6.76	250, 335	0.54–0.6	0.45–0.75
	684в	3.08	2.0	191	4.0	220, 350	0.53–0.6	0.15–0.85
	740	0.71	1.4	8	1.96	530	0.7–0.74	$\cong 1$
Минералы	*ТМ	0.52×10^{-3}	1.8	199	1.8	230	0.47–0.5	$\cong 0$

Примечание. Вязкая остаточная намагниченность, полученная под действием давления (I_{rPV}) и в отсутствие давления (I_{rV}).

в магнитном поле напряженностью 330 А/м при атмосферном давлении и при $P = 160$ МПа. Результаты представлены на рис. 3, 4 и в таблице 2.

Коэффициенты магнитной вязкости S_{HP} , рассчитанные в соответствии с уравнением (1) по изменению вязкой намагниченности I_V со временем при воздействии избыточного давления $P = 160$ МПа, превышают коэффициенты S , рассчитанные по вязкой остаточной намагниченности I_{rV} при нормальных условиях, в 1.4–2.8 раза.

Постоянные магнитной вязкости:

$$S_V = SH/I_{rV}(t_0), \text{ где } t_0 \approx 1 \text{ с} \quad (5)$$

в аналогичных условиях отличаются в 1.7–8 раз.

Анализ данных (см. таблицу 2) показывает, что на образцах с однофазно окисленными ($Z = 0.45–0.75$) титаномагнетитовыми зернами влия-

ние давления на скорость вязкого намагничивания в несколько раз больше, чем на неокисленных синтезированных титаномагнетитах и на образцах с гетерофазно окисленными титаномагнетитовыми зернами (обр. № 740).

Кинетика процессов изменения титаномагнетита в базальтах

Полученные закономерности изменения термо- и вязкого намагничивания под влиянием повышенных давления и температуры дают возможность оценить изменения этих видов намагниченности с ростом глубины залегания пород in situ, если по геофизическим данным установить соответствие в среднем глубины и соответствующих P и T . Следует учитывать также то, что титаномагнетиты в океанских базальтах

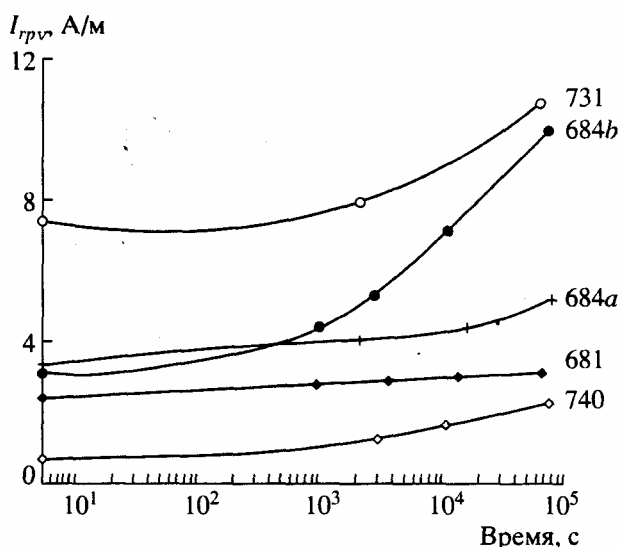


Рис. 3. Зависимость величины пьезонамагниченности образцов базальтов горы Ампер от времени выдержки в поле $H = 328$ А/м при давлении $P = 160$ МПа.

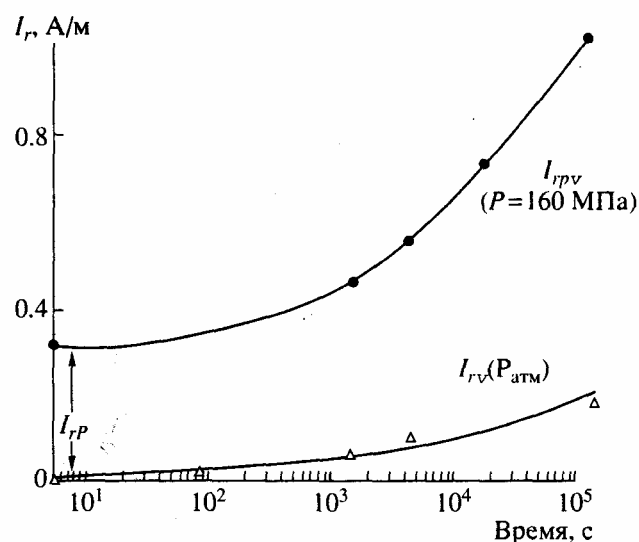


Рис. 4. Изменение величины вязкой намагниченности I_V (при $P = P_{атм}$ и $H = 328$ А/м) и пьезовязкой намагниченности I_{rPV} (при $P = 160$ МПа и $H = 328$ А/м) в зависимости от времени выдержки образца № 684В базальта горы Ампер. Разность $I_{rPV} - I_V = I_rP$ при $t \approx 1$ с является "мгновенной" пьезонамагниченностью.

подвержены однофазному и гетерофазному окислению. Последнее проявляется в большей степени на больших глубинах.

В зависимости от скорости протекания этих процессов на различных глубинах естественная намагниченность базальтов будет функцией не только термодинамических условий, но и степени окисления. Зная кинетические константы того или иного процесса, можно оценить степень изменения исходного титаномагнетита с ростом температуры и давления и, соответственно, с ростом глубины залегания пород в земной коре. Кинетика процессов окисления титаномагнетита с помощью комплекса магнитных и электронно-зондовых методов была исследована нами в работе [Трухин, Максимочкин, 1982], где были выделены три магнитоминералогические стадии, последовательно протекающие в ферритмагнитной фракции при лабораторных нагревах образцов в соответствии с ростом их времени релаксации $\tau = \tau_0 e^{E_a/kT}$ и энергии активации E_a (здесь k – постоянная Больцмана). Обобщенные данные значений кинетических констант этих процессов показаны в табл. 3.

Закономерности кинетики окисления титаномагнетита в базальтах были впоследствии подтверждены и уточнены в работах [Гапеев, Грибов, 1989; Гапеев, Грибов, 1986].

Эксперименты, проведенные нами по методике [Трухин, Максимочкин, 1982], показали, что на стадии низкотемпературного окисления повышенное квазивсестороннее давление увеличивает точку Кюри титаномагнетита и уменьшает намагниченность насыщения. Например, после воздействия $P = 260$ МПа в течение 1 мин намагниченность I_s образца 6846 базальта горы Ампер уменьшилась на 6,6%, увеличение продолжительности воздействия давления до 16,5 часов привело к снижению I_s на 14%. Выдержка в условиях $P = 260$ МПа при температуре 120°C приводила к дальнейшему спаду намагниченности насыщения, которая в итоге изменилась на 17%. Коэрцитивность при этом несколько возрастала. Эти факты указывают на то, что давление квазивсестороннего характера стимулирует однофазное окисление титаномагнетита в базальтах.

Исследования показали также, что воздействие квазивсестороннего давления $P = 400$ МПа и последующий нагрев до $T = 590^\circ\text{C}$ приводят к образованию минералогической фазы, точка Кюри которой всегда меньше, чем T_c фазы, возникшей при той же температуре, но в отсутствие повышенной температуры. Максимальная разница точек Кюри достигала 60°C . Коэрцитивность образцов после одновременного воздействия P и T меньше, чем коэрцитивность только после воздействия повышенной температуры. Можно предположить, что воздействие давления так изменяет структур-

ное и фазовое состояние исходного зерна, что на стадии высокотемпературного окисления препятствует образованию высококоэрцитивного магнетита и дроблению зерна ламеллями ильменита. Конечно, это предположение требует проверки прямыми электронно-зондовыми методами, однако из экспериментов уже ясно, что гетерофазное окисление при воздействии давления приводит к образованию низкокоэрцитивного магнетита.

Моделирование изменения намагниченности горных пород в зависимости от глубины их залегания в океанской коре

На основе установленных зависимостей магнито-минералогических свойств и особенностей влияния квазивсестороннего давления, температуры и времени на формирование намагниченности горных пород в магнитном поле порядка земного можно оценить при сделанных выше предположениях различные изменения намагниченности горных пород с глубиной их залегания в земной коре, обусловленные ростом давления и температуры. Моделирование намагниченности проводилось с учетом петромагнитных данных о породах, слагающих океанскую кору.

Как отмечалось выше по данным [Гапеев, Грибов, 1989; Гордин и др., 1993], МАС океанской коры ограничивается снизу глубиной около 8 км, где T равна 580°C , т.е. точке Кюри магнетита. Это соответствует данным замеров температуры в глубоководных скважинах. Так, например, по данным [Dunlop, Prevot, 1982] в скважине N504B на глубине 900 м $T \approx 100^\circ\text{C}$, а для скважин 482–485 DSDP на тех же глубинах T колеблется от 80°C до 150°C .

Расчет роста давления с глубиной с учетом плотности базальтов $\rho \approx 3$ г/см³ показывает, что давление растет с ростом глубины с градиентом равным 30 МПа/км.

Исходный магнитный минерал горных пород океанской коры – титаномагнетит [Dunlop, Prevot, 1982] с течением времени претерпевает минералогические изменения. Для разновозрастных пород можно оценить степень изменения титаномагнетитов с глубиной, зная стадийность процессов окисления, их кинетические константы и изменение с глубиной температуры (табл. 3).

Изменения параметра Z процессов с различными энергиями активации для пород возрастом 1 млн. лет представлены на рис. 5. Расчеты показали, что для титаномагнетитов верхней части океанской коры на глубине 0,5–0,8 км действительно характерно однофазное окисление. Для протекания этого процесса важны также соответствующие окислительно-восстановительные условия. Однако судя по многочисленным литературным данным, в океанской коре, особенно в

ее верхнем слое, достаточно воды, чтобы в течение сотен тысяч лет мог идти процесс однофазного окисления со скоростью, определяемой кинетическими константами.

Как видно из рис. 5, степень этого окисления для фиксированного набора кинетических констант должна расти с ростом глубины. Однако большой разброс величины полученных нами кинетических констант указывает на существенно различные степени окисления разновозрастных пород, находящихся на одной и той же глубине (кривые 1–3, рис. 5). Согласно расчетам, с достаточной определенностью можно утверждать, что на глубинах $h > 1$ км титаномагнетит в базальтах возрастом ≈ 1 млн. лет должен иметь степень окисления, близкую к единице. В расчетах изменения степени окисления учитывалось влияние только роста температуры. Однако глубина, на которой за время в 1 млн. лет процесс однофазного окисления может полностью завершиться, может быть еще меньше, так как увеличивающееся с глубиной давление, как было отмечено выше, ускоряет процесс однофазного окисления. По-видимому, только в первых 200–300 метрах базальтов океанской коры через 1 млн. лет еще возможно встретить титаномагнетиты с низкой степенью окисления.

Вторая стадия магнитоминералогических изменений, с энергиями активации $E_a = 1.22$ – 1.52 эВ, в результате которой образуется низкотитанистый магнетит, может полностью закончиться за 1 млн. лет на глубинах от 1 до 1.5 км (кривые 4, 5, рис. 5). Наши оценки находятся в хорошем согласии с данными [Dunlop, Prevot, 1982] по базальтам из глубоководных скважин, согласно которым в верхней части разреза базальтов (около 200 м слоя 2А) первичный титаномагнетит подвергнут однофазному окислению с $Z > 0.6$, а для горных пород глубже слоя 2А, т.е. при $h \geq 200$ – 250 м магнетизация полностью отсутствует. Для титаномагнетитов горных пород на глубинах примерно 1 км характерно наличие низкотемпературного гетерофазного окисления, в результате которого растет намагниченность насыщения и температура Кюри. Это наблюдалось нами в лабораторных экспериментах при росте P и T до величин, соответствующих глубинам 1–2 км, T_c магнитных зерен базальтов равна температуре Кюри магнетита, а величины отношений I_{rs}/I_s и H_{cr} имеют тенденцию к снижению.

На глубинах в 3–3.5 км, где $T = 220$ – 260°C , за время 1 млн. лет процесс распада исходного титаномагнетита на магнетит и ильменит может пройти полностью; на глубинах 4–4.5 км, где $T = 290$ – 340°C , этот процесс может закончиться всего за 1000 лет.

Используя зависимости намагниченности насыщения от степени окисления в титаномагнети-

Таблица 3

Характер процесса	E_a , эВ	$\ln \tau_\infty$
Однофазное окисление	0.82–1.1	–(11.9–14.9)
Дезинтеграция однофазного состояния	1.22–1.52	–(14.7–25.1)
Образование ламелл ильменита	1.9–2.75	–(26.9–38.2)

тах [Readman, O'Reilly, 1971] и от температуры [Тикадзуми, 1987], а также зависимость роста температуры от глубины в океанской коре, мы рассчитали изменение намагниченности насыщения горных пород от глубины их залегания. Изменениями I_s от давления до $P = 240$ МПа, согласно [Vine, Wilson, 1965], можно пренебречь. При расчетах величина I_s принималась равной величине спонтанной намагниченности титаномагнетита с наиболее распространенным для океанских базальтов составом $\text{Fe}_{2.4}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$ ($I_s = 140 \times 10^3$ А/м) [Johnson, 1979]. Было также учтено, что с ростом степени однофазного окисления растет температура Кюри ферритмагнитной фракции [Readman, O'Reilly, 1971]. Как видно из рисунка 6 (кривая 1), до глубины примерно 200 м изменения $I_s(h)$ титаномагнетитов в базальтах океанской коры возрастом 1 млн. лет достаточно малы, далее наблюдается довольно интенсивное уменьшение намагничен-

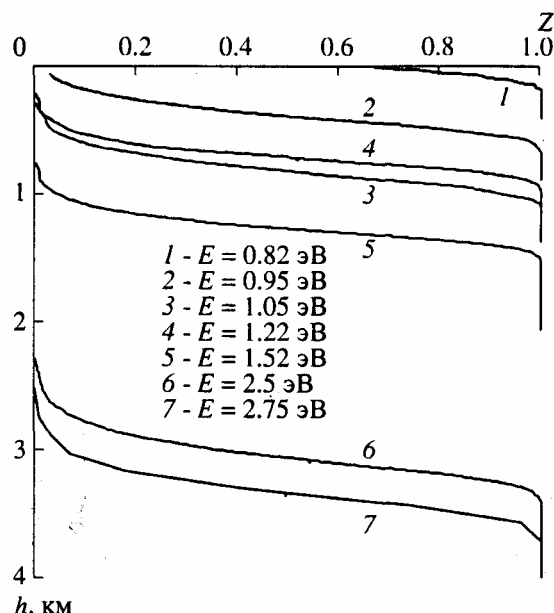


Рис. 5. Расчетные изменения степени магнитоминералогических превращений с различными энергиями активации титаномагнетитов в базальтах возрастом 1 млн. лет в зависимости от глубины залегания базальтов в океанской коре.

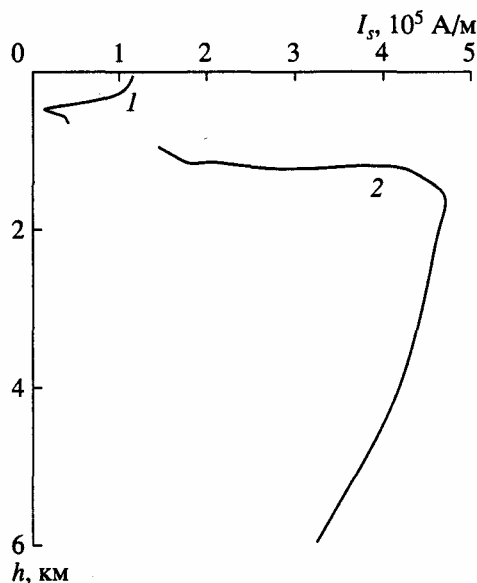


Рис. 6. Расчетные изменения намагниченности насыщения титаномagnetита ($\text{Fe}_{2.4}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$) возрастом 1 млн. лет в океанской коре: 1 – однофазное окисление; 2 – распад титаномagnetита.

ности насыщения. Минимальными значениями I_s будут обладать титаномagnetиты, находящиеся на глубине примерно 500 м, далее при росте глубины I_s снова растет. В интервале глубин 1–1.4 км происходит интенсивный рост намагниченности

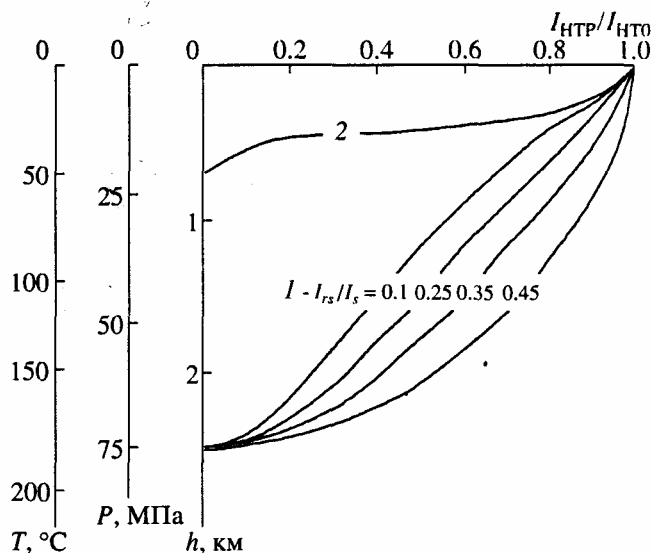


Рис. 7. Расчетные относительные изменения термонамагниченности I_{HT}/I_{HT0} титаномagnetитов с $T_C = 180^\circ\text{C}$, обусловленные ростом P и T при увеличении глубины их залегания в океанской коре: 1 – при различных значениях I_{rs}/I_s ; 2 – с учетом однофазного окисления при $I_{rs}/I_s = 0.1$. T_0 – комнатная температура ($\approx 20^\circ\text{C}$).

мagnetита. Дальнейшие изменения I_s ферримagnetитной фракции с ростом глубины залегания пород будут определяться уменьшением намагниченности насыщения magnetита с ростом температуры.

На основе этих данных, а также на основе установленных закономерностей влияния давления и температуры на процессы формирования намагниченности в magnetите и титаномagnetитах с $T_C = 180\text{--}200^\circ\text{C}$, было оценено распределение возможных видов намагниченности с глубиной залегания пород в океанской коре (см. рис. 7–9).

Изменения термонамагниченности титаномagnetитов с $T_C = 180^\circ\text{C}$ с увеличением глубины, обусловленные ростом давления и температуры, для зерен с различным отношением I_{rs}/I_s , рассчитанные по формуле (2) с учетом соотношения (3) и изменения давления с ростом глубины, показаны на рис. 7.

Так как повышенные давления практически не оказывают влияния на термонамагниченность зерен, близких к однодоменным, то изменение термонамагниченности для зерен с $I_{rs}/I_s \geq 0.45$ с ростом глубины будет обусловлено в основном ростом температуры. Сравнение кривых изменения $I_{HT}(P)$ для различных значений отношения I_{rs}/I_s (кривые 1, рис. 7) показывает, что только для псевдооднодоменных и многодоменных зерен неизменного титаномagnetита с $T_C = 180^\circ\text{C}$ давления будут оказывать значительное влияние на формируемую термонамагниченность в интервале глубин примерно от 0.5 км до 2 км.

С ростом глубины изменяются не только термодинамические параметры, но и усиливается окисление титаномagnetитов в базальтах, которое приводит к уменьшению спонтанной намагниченности [Readman, O'Reilly, 1971]. Если учесть этот фактор, а также считать, что термонамагниченность пропорциональна спонтанной намагниченности, то величина I_{HT} с ростом глубины будет изменяться более значительно, чем отмечалось выше (кривая 2, рис. 7). Из этих данных видно, что уже на глубине 0.5 км величина I_{HT} может составлять 0.1 от величины I_{HT} базальтов, находящихся на поверхности дна. Если считать величину термонамагниченности поверхностных базальтов равной 9 А/м, то изменение ее с глубиной будет описываться кривой 1 на рис. 9.

Результаты аналогичных расчетов изменения термонамагниченности с глубиной для пород, содержащих magnetитовые зерна с различной коэрцитивностью, представлены на рис. 8. Из этих данных видно, что влияние давления значительно на глубинах примерно от 2 до 6 км.

Одной из компонент естественной остаточной намагниченности океанских базальтов может быть вязкая остаточная намагниченность. Зная зависимость коэффициента магнитной вязкости

от температуры (Нагапетян, 1987; Трухин и др., 1974; Трухин, 1973), можно оценить изменения вязких магнитных свойств с ростом глубины залегания пород. Результаты изучения формирования вязкой намагниченности базальтов горы Ампер (табл. 2) показывают, что магнитная вязкость зависит не только от давления, но и от степени окисления титаномагнетитов. Однако рассчитанные величины степени окисления титаномагнетитов с глубиной (см. рис. 5) имеют большой разброс, так что в среднем изменения вязкой остаточной намагниченности одновозрастных пород с ростом глубины будут определяться, в основном, влиянием давления и температуры. Если предположить, что однофазно окисленные титаномагнетиты имеют линейную зависимость постоянной вязкости S_v от давления, то на глубине $h = 0.5$ км, где $P = 15$ МПа, S_v может увеличиться максимум в 1.6 раза на титаномагнетитах со степенью окисления $Z = 0.4-0.75$.

Для горизонта $h = 1-1.5$ км с гетерофазно окисленными титаномагнетитовыми зернами S_v будет в 1.1-1.2 раза больше, чем при нормальном давлении. Однако с ростом глубины растет еще и температура, которая на этих глубинах может достигать 70-100°C. Согласно данным [Нагапетян, 1987], коэффициент магнитной вязкости пород, содержащих магнетитовые зерна, может возрасти в 5 раз при росте температуры от 20°C до 100°C, т.е. изменения S_v с глубиной до 1.5 км будут, в основном, определяться ростом температуры.

Если предположить, что закономерности роста вязкой намагниченности в течение геологического времени точно такие же, как оцененные в лабораторном эксперименте, то I_{rv} , приобретаемая поверхностными базальтами, аналогичными базальтам горы Ампер, за 1 млн. лет будет составлять 0.066 А/м, за время 100 млн. лет – 0.087 А/м. На глубине 0.5 км $I_{rv} = 0.106$ А/м для $t = 1$ млн. лет.

Из сравнения этих данных с естественной намагниченностью изученных нами базальтов г. Ампер ($I_{ср} = 5.87$ А/м) видно, что вязкая компонента будет составлять не более 1.8%. Однако на глубинах $h \approx 0.5$ км, где исходная термонамагниченность уменьшается примерно в 10 раз, а скорость вязкого намагничивания увеличивается в 1.6 раза только за счет влияния давления и роста степени окисления, вязкая намагниченность может составлять примерно 25% от термонамагниченности. Вероятно, вязкая компонента может вносить еще больший вклад в естественную намагниченность пород на этих глубинах за счет роста коэффициента магнитной вязкости с ростом температуры. Однако вклад вязкой компоненты в I_n базальтов верхней части океанской коры до 0.3-0.4 км незначителен.

Как показано выше, на глубинах $h = 0.6-0.7$ км первичная термонамагниченность оказывается

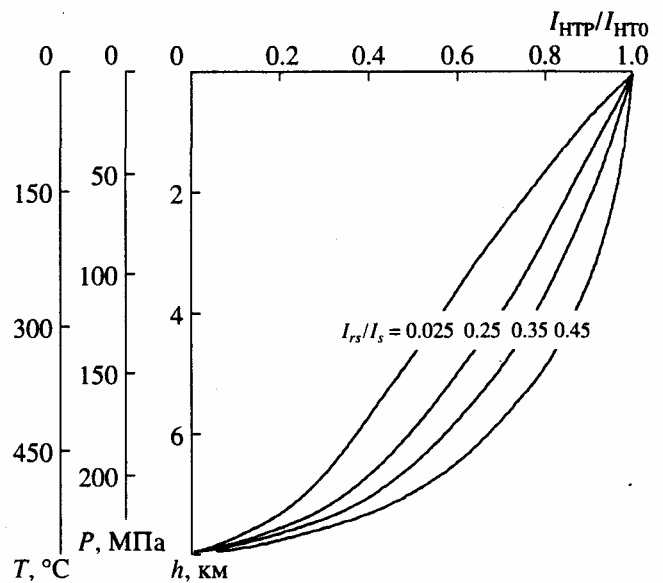


Рис. 8. То же, что и на рис. 7, для магнетита.

близкой к нулю, а вязкая компонента незначительна, поэтому на этих глубинах следует ожидать наличие слоя пород с очень низким значением намагниченности. На этих глубинах относительно высокая естественная намагниченность может быть только за счет образования химической намагниченности при однофазном окислении.

На глубинах примерно от 0.8 км до 1.5 км (слой 2В) за намагниченность ответственна низкотитанистая титаномагнетитовая фракция, близкая к магнетиту. Согласно данным [Smith, Banerjee, 1986], породы на этих глубинах имеют достаточно низкую коэрцитивность ($I_{rs}/I_s = 0.1$, $H_{cr} = 16 \times 10^3$ А/м), что близко к магнитным характеристикам образцов № 740 базальтов г. Ампер ($T_c = 530^\circ\text{C}$, $H_{cr} = 23 \times 10^3$ А/м, $I_{rs}/I_s = 0.19$). Первичная термонамагниченность здесь должна быть полностью разрушена за время 1 млн. лет процесса окисления. Если даже предположить, что скорость вязкого намагничивания увеличивается здесь в 5 раз за счет роста температуры и в 1.2 раза за счет влияния давления (см. табл. 3), то максимальное значение вязкой намагниченности, приобретаемой за время 100 млн. лет, будет составлять 0.06 А/м. Эти выводы достаточно хорошо согласуются с результатами других авторов [Шрейдер, 1992; Dunlop, Prevot, 1982; Гордин и др., 1993], рис. 9.

В моделях МАС океанской коры [Dunlop, Prevot, 1982; Гордин и др., 1993] величину естественной намагниченности слоя 3А полагают равной 1-1.2 А/м. Вязкая остаточная намагниченность пород этого слоя, как было показано выше (см. кривую 2, рис. 4), очевидно, будет меньше 0.1 А/м. Для объяснения такой высокой намагниченности пород этого горизонта за счет вязкой

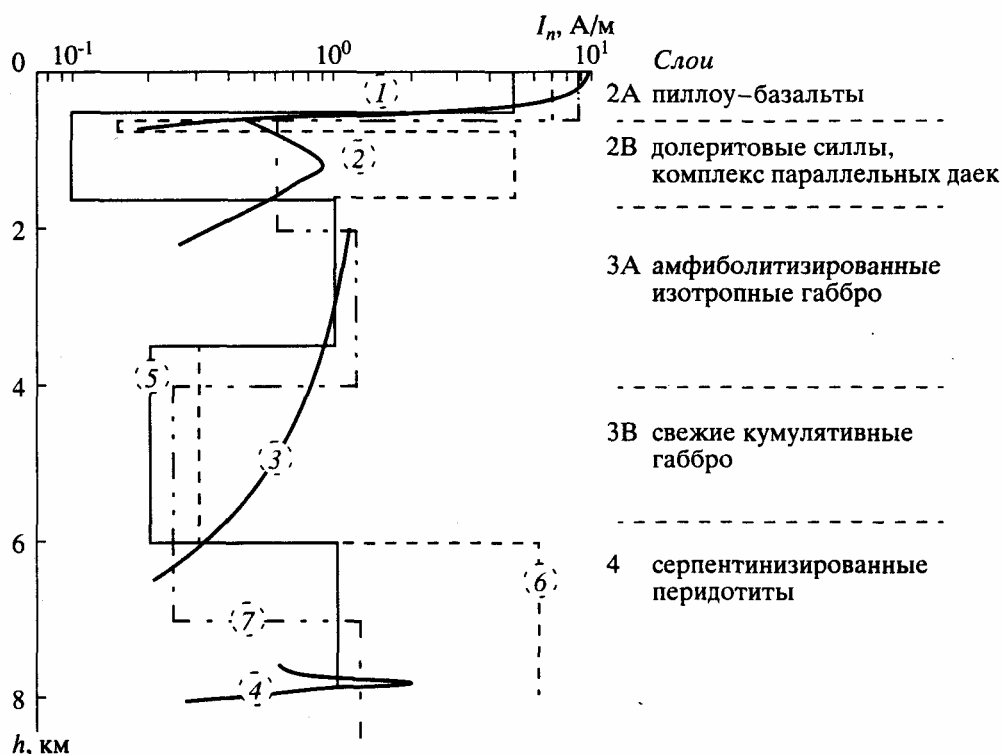


Рис. 9. Физическая модель строения магнитоактивной толщи под океанами. Кривые 1–4 – по экспериментальным данным авторов об изменении намагниченности при росте P и T , кривая 5 – данные Д. Данлопа, кривая 6 – данные В.М. Гордина, кривая 7 – данные А.А. Шрейдера.

компоненты следует предположить наличие в них высокой концентрации ферромагнитных зерен, превышающей примерно в 10 раз среднюю концентрацию магнитных зерен на подводных породах. Термоостаточная намагниченность пород, содержащих такие зерна, образованная в поле 40 А/м, согласно [Day, 1977], может составлять 2.5–5 А/м.

Изменение термонамагниченности таких пород с ростом глубины в интервале 2–7 км с учетом результатов влияния давления и температуры (см. рис. 8) на термонамагничивание магнетита с многодоменными зёрнами показано кривой 3 на рис. 9.

Практически все современные модели МАС океанской коры предсказывают существование высокой намагниченности слоя 4 (рис. 9), сложенного серпентинизированными перидотитами. Однако этот слой залегает на достаточно большой глубине в океанской коре, где температуры приближаются к температуре Кюри магнетита. Из литературы известно, что серпентиниты нижней части коры сформировались в условиях сильной деформации пород. Как показали исследования [Большаков, Мельников, 1973] на деформированных магнетите и никеле, которые были нами повторены на никеле, спад величины термонамагниченности с ростом температуры и, следовательно, глубины в районе 6–7 км, может

смениться ее ростом. Таким образом, на глубинах в 7.5–8 км возможно существование слоя мощностью примерно в 200 м, имеющего достаточно высокую намагниченность термоостаточной породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа результатов экспериментальных исследований процессов термонамагничивания подводных горных пород при повышенных P и T и проведенного по этим результатам моделирования распределения термонамагниченности в зависимости от глубины океанской земной коры можно сделать следующие выводы:

1. Намагниченность верхней части океанской коры на глубинах $h < 0.7$ км определяется магнетизмом титаномagnetитовой ферромагнитной фракции, подвергнутой однофазному окислению, степень которого может изменяться в больших пределах. Намагниченность коры в интервале $h = 1.5–4$ км определяется низкотитанистой ферромагнитной фракцией близкой к магнетиту. При $h > 4$ км за намагниченность горных пород ответственна магнетитовая ферромагнитная фракция.

2. Термонамагниченность титаномagnetитов, которая является основной компонентой намагниченности верхней части океанской коры, с рос-

том глубины залегания пород быстро уменьшается, и на глубине примерно 0.5 км составляет 10% от термонамагниченности поверхностных пород, а на глубине 0.7 км - полностью разрушается.

3. Вклад вязкой компоненты в намагниченность базальтового слоя в интервале глубин от 0 до 0.5 км несущественен. Существенный вклад вязкой компоненты в намагниченность пород океанской коры возможен на глубинах 1.2-1.4 км.

4. Намагниченность горных пород на глубинах 4-8 км может состоять либо из химической намагниченности однодоменных зерен магнетита, либо из термонамагниченности псевдооднодоменных или многодоменных зерен магнетита, величина которой убывает с ростом глубины залегания пород.

5. На глубине примерно в 8 км в океанической коре за счет роста P и T возможен 2-4-кратный рост полной намагниченности за счет повышенной термонамагниченности магнетитовых зерен с дефектной структурой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акопян Ц.Г. и др. Изучение пьезостатической и вязкой остаточной намагниченности горных пород сейсмоактивных зон Армянской ССР под давлением // Физические свойства горных пород и минералов при высоких P и T . Тбилиси, 1974. С. 204-206.
- Безуглая Л.С. и др. Вязкое намагничивание горных пород под давлением // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. № 4. С. 110-113.
- Безуглая Л.С., Сковородкин Ю.П. Термоостаточная намагниченность горных пород при одноосном сжатии и температурах 20-200°C // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. № 6. С. 76-80.
- Большаков А.С., Мельников Б.Н. Самообращение термоостаточной намагниченности никеля при его деформации // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. С. 1296-1299.
- Валеев К.А., Максимочкин В.И. Магнитные свойства горных пород при давлении 1250 МПа и комнатной температуре // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. №8. С. 91-96.
- Валеев К.А., Максимочкин В.И. Термоостаточная и индуктивная намагниченность магнетита и горных пород при квазивзвешенных давлениях до 400 МПа // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 2. С. 106-112.
- Валеев К.А. и др. Моделирование процесса образования и последующего изменения намагниченности горных пород магнитоактивного слоя // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 6. С. 89-95.
- Гапеев А.К., Грибов С.К. Кинетика однофазного окисления титаномангнетита состава $Fe_2.2Ti_{0.8}O_4$. Сб. Тонкая структура геомагнитного поля. М., 1986. С. 101-109.
- Гапеев А.К., Грибов С.К. Однофазное окисление титаномагнетитов системы магнетит-ульвошпинель // Сб. Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. М.: Наука, 1989. С. 79-99.
- Гордин В.М. и др. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Морская геология. 1993. Т. 33. № 1. С. 139-143.
- Кудрявцева Г.П. и др. Магнетизм и минералогия природных ферритмагнетиков. М.: Моск. ун-т, 1982. 294 с.
- Максимочкин В.И. Термонамагничивание горных пород в условиях высоких давлений // Физика Земли. 1995. № 9. С. 49-56.
- Максимочкин В.И., Мигранова С.Г. Установка для исследования магнитных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах // Сборник научных трудов "Магнитные свойства минералов и проблемы палеомагнетизма и петромагнетизма". Магадан, 1990. С. 168-172.
- Напетян В.В. Исследование вязкой остаточной намагниченности образцов горных пород Армянской ССР под действием давления и температуры // Изв. АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1987. Т. 40. № 1. С. 67-76.
- Напетян В.В. Исследования TRM под давлением при различных температурах // Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1983. Т. 36. № 2. С. 63-68.
- Познанская Н.Ф. Магнитные параметры вещества глубинных зон Земной коры. Киев: Наук. думка, 1984. С. 123.
- Познанская Н.Ф., Тюрин В.А. Взаимосвязи физических параметров интрузивных пород глубинных зон земной коры северо-западной части Кольского полуострова // Геофизический журнал. 1984. Т. 6. № 6. С. 75-78.
- Тикадзуми С. Физика ферромагнетизма. Т. 2. Магнитные характеристики и их практическое применение. М.: Мир, 1987. 419 с.
- Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Моск. ун-т, 1973. 275 с.
- Трухин В.И. и др. О механизме вязкого намагничивания в горных породах // Геомагнетизм и аэромагнетизм. 1973. Т. 13. № 5. С. 911-916.
- Трухин В.И. и др. Особенности и возможный механизм самообращения TRM гематитов // Физика Земли. 1997. № 2. С. 52-59.
- Трухин В.И. и др. Температурная зависимость магнитной вязкости некоторых минералов // Вестник МГУ. Сер. Физика, астрономия. 1974. № 1.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Астатический магнитометр с электронной обратной связью // Ученые МГУ - науке и производству (открытия, изобретения, результаты исследований, предлагаемые для практического использования). М.: Изд. Моск. ун-та, 1984. С. 11-12.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Исследование кинетики процессов окисления ферритмагнитной фракции подводных базальтов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. №11. С. 39-51.
- Трухин В.И. и др. Намагничивание горных пород при высоких давлениях и температурах. Геофизические исследования. Препринт физ. фак-та МГУ, 1990. № 9/1990. 25 с.
- Шрейдер А.А. Магнетизм океанской литосферы и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. №6. С. 59-70.

- Day R.* TRM and its variation with grain size // J. Geomagn. and Geoelec. 1977. V. 29. P. 233-265. *Dunlop D.J., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1982. V. 69. P. 763-802. *Harrison C.* Magnetization of the oceanic crust // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. V. 47. P. 257-283. *Irving T.* The Mid-Atlantic Ridge at 45° N. Oxidation and magnetic properties of basalt: Review and discussion // Can. J. Earth. Sci. 1970. V. 7. P. 1528-1538. *Johnson H.P.* Magnetism of the oceanic crust // Rev. Geophys. Space Phys. 1979. V. 17. P. 215-226. *Kawai N.* Magnetism of the earth crust // J. Geomagn. and Geoelec. 1957. V. 9. № 3. p. 140-156, 167. *Lowrie W.* Intensity and direction of magnetization in oceanic basalt // J. Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 133. № 1. P. 61-62. *Metallova V.V., Petrov I.N., Shashkanov V.A.* The temperature dependence of the magnetic viscosity coefficient. In: Progr. a Abstr. 15th. VGG General Assembly. Moscow. 1971. P. 312. *Ozima M., Sakamoto N.* Magnetic properties of synthesized cation deficient titanomagnetites // J. Geophys. Res. 1971. B. V. 76. № 29. P. 7035-7046. *Readman R.W., O'Reilly W.* Oxidation processes in titanomagnetites // Z. Geophys. 1971. V. 37. № 3. P. 329-338. *Readman R.W., O'Reilly W.* The synthesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites // Phys. Earth and Planet Inter. 1971. V. 4. № 2. P. 121-128. *Ryall P.J.C., Hall J.M.* Laboratory alteration of titanomagnetites in submarine pillow lavas // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. № 3. P. 496-504. *Smith G.M., Banerjee S.K.* Magnetic structure of the upper kilometre of the marine crust at Deep Sea Drilling Project site 504B eastern Pacific Ocean // J. Geophys. Res. 1986. B. V. 91. P. 10 337-10 354. *Talwani M., Windisch C., Langseth M.* Reykjanes Ridge Crust: a detailed geophysical study // J. Geophys. Res. 1971. B. V. 76. P. 473-517. *Vine F.* Spreading of the ocean floor: new evidence // Science. 1966. V. 154. P. 1405-1415. *Vine F., Matthews D.* Magnetic anomalies over ocean ridges // Nature. 1963. V. 199. P. 947-949. *Vine F., Wilson T.* Magnetic anomalies over young oceanic ridge off Vanceover Island // Science. 1965. V. 150. P. 485-489.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии докт. физ.-мат. наук Ш.А. Мухамедиевым.