

УДК 550.384.561

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ И НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ОСТАТОЧНУЮ НАМАГНИЧЕННОСТЬ МОРСКИХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

*М. И. Малахов¹, С. А. Горбаренко², Г. Ю. Малахова¹,
Я. Л. Соляников¹, Ю. П. Василенко², А. А. Босин²*

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан
E-mail: malakhov@neistri.ru

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
E-mail: gorbarenko@poi.dvo.ru

Выполнены палеомагнитные и петромагнитные исследования колонки донных отложений из центральной части Охотского моря. Интервал временных рядов палеомагнитных параметров представлен последними 350 тыс. лет. Показано отражение магнитного состояния ферромагнитных частиц в климатических сигналах. Во время нечетных изотопно-кислородных стадий (ИКС) в осадках преобладали частицы однодоменные или близкие к ним по магнитному состоянию магнетитовые фазы, тогда как в четные ИКС накапливались отложения, включающие более крупный терригенный магнитный материал (смесь псевдооднодоменных и многодоменных зерен). В межледниковье интенсивность терригенной компоненты снижалась, тогда как активность магнитотактических бактерий возрастала. В это время доля малых (однодоменных) частиц в общей массе магнитного материала увеличивалась, что приводило к изменению параметров магнитного гистерезиса в сторону повышенной магнитной жесткости. По анизотропии магнитной восприимчивости выполнена оценка палеогидродинамической активности придонных вод. Кривые относительной палеонапряженности получены путем нормировки характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности по нескольким магнито-климатическим параметрам (идеальная намагниченность, остаточная и спонтанная намагниченности насыщения и др.). Обоснована методика разделения сигналов от напряженности магнитного поля Земли и климатических механизмов, записанных естественной остаточной намагниченностью в период формирования 17-метровой толщи донных осадков Охотского моря.

Ключевые слова: Охотское море, изменения климата, влагосодержание, анизотропия магнитной восприимчивости, магнитная минералогия, магнитная реология, магнитный гистерезис, постседиментационная ориентационная остаточная намагниченность.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что история седиментации в переходной зоне от континента к океану связана с двумя климатическими механизмами – с эволюцией атмосферных циркуляций (первый) и с изменениями в термохалинной обстановке – второй (Анисимов и др., 2002; Вгоескег, 1997). В Охотском море сочетаются оба фактора. Охотоморский бассейн можно схематично считать большой ячейкой, по сторонам которой существуют Западно-Камчатское и Восточно-Сахалинское течения. Терригенный материал, выносимый Амуром, практически не попадает в центральную часть этого круговорота, поскольку уносится краевым течением на юг. В юго-западной части развито теплое тече-

ние Соя, состоящее из трансформированных субтропических вод, поступающих из Японского моря через пролив Лаперуза. Источником терригенного материала, кроме выноса р. Амур и других рек, является волновая и ледовая абразия берегов (Безруков, 1960). Продукты вулканической активности Курильских островов о. Хоккайдо и п-ова Камчатка представляют третий источник терригенной седиментации. Магнитное вещество – составная часть терригенного материала. Не исключено биогенное происхождение некоторой части магнитной фракции. Ее источником могут быть магнитотактические бактерии, активизирующие свою деятельность в теплые климатические периоды.

Изучение палеомагнетизма донных осадков Охотского моря началось в середине 70-х гг. сотрудниками ИГГ СО АН СССР, ИФЗ АН СССР

Таблица 1. Нарезка секций керна колонки MR0604-07R

Table 1. The MR0604-07R core sedimentary units

№ секции	Горизонт, см	№ секции	Горизонт, см	№ секции	Горизонт, см
1	0,0–19,6	7	521,9–622,7	13	1125,1–1222,7
2	19,6–120,4	8	622,7–723,1	14	1222,7–1323,6
3	120,4–220,1	9	723,1–824,4	15	1323,6–1423,6
4	220,1–321,0	10	824,4–923,7	16	1423,6–1524,3
5	321,0–422,2	11	923,7–1024,4	17	1524,3–1624,0
6	422,2–521,9	12	1024,4–1125,1	18	1624,0–1724,0

(Гурарий и др., 1976; Донные ..., 1979; Поспелова, Ильев, 1977; Семаков, 1976). Так, Г. А. Поспеловой выявлены в 4 колонках два палеомагнитных репера – экскурсы Гетенбург (~13,2 тыс. лет) и Моно (~26,2 тыс. лет) (Поспелова, 2002). Институты Дальневосточного отделения АН СССР выполнили довольно большой объем исследований в 80-х гг. в центральной и шельфовой частях моря (Астахов, Шаповалов, 1984; Ковалюх, Шаповалов, 1983; Малахов и др., 1985; Малахова и др., 1985, 1998; Шаповалов и др., 1983). По вариациям магнитных характеристик определен возраст отдель-

ных горизонтов колонок на двух профилях от Сахалина до Камчатки (Малахова, Малахов, 2003).

Для изучения тонкой структуры геомагнитного поля большой интерес представляют разрезы осадочных пород с высоким временным разрешением и палеомагнитной надежностью (Печерский, Диденко, 1995).

Более четверти века тому назад Г. З. Гурарием и Т. Б. Нечаевой (1979) сделан важный вывод о том, что периодические изменения величины и направления характеристической намагниченности (*ChRM*) донных осадков Охотского моря отражают периодические изменения вектора магнитного поля Земли. Положительный отечественный опыт палеомагнитных исследований охотоморских отложений говорит о высоком индексе палеомагнитной надежности данного типа осадочных образований.

Цель данной работы – разделить сигналы от напряженности магнитного поля Земли и влияний

Таблица 2. Оборудование и основные операции по измерению магнитных параметров образцов колонки MR0604-07R

Table 2. Instrumentation and basic procedures to measure magnetic parameters of MR0604-07R core sediments

Магнитная операция	Инструмент (изготовитель)	Примечание	Кол-во обр.
Анизотропия магнитной восприимчивости; зависимость магнитной восприимчивости от температуры	Устройство MFK 1-FA /CS-3/ CS-L (AGICO)	Операционная частота 976 Гц	726
Магнитный гистерезис, параметры доменной структуры частиц	Коэрцитивный спектрометр (Казанский ун-т)	Максимальное магнитное поле насыщения 1.5 Т; чувствительности по остаточному магнитному моменту $1,5 \times 10^{-8} \text{ А м}^2$, по индуктивному $1,5 \times 10^{-8} \text{ А м}^2$	41
Дифференциальный термомагнитный анализ по индуцированной намагниченности (J_i)	Магнитные весы (Казанский ун-т)	Магнитное поле 0,5 Т; диапазон температур от -196 до 800°C; скорости нагрева 100 и 25°C/мин; чувствительность по индуктивному моменту 10^{-8} А м^2	180
Дифференциальный термомагнитный анализ по остаточной намагниченности насыщения (J_{rs})	Терморок-генератор (Казанский ун-т)	Диапазон температур от 20 до 800°C; скорость нагрева 25°C/мин; чувствительность 10^{-4} А/м	41
Определение компонент вектора естественной остаточной намагниченности (<i>NRM</i>)	Измеритель остаточной намагниченности ИОН-1 (Рудгеофизика)	Чувствительность 10^{-4} А/м	726
Выделение вектора характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности	Устройство по размагничиванию образцов переменным магнитным полем LDA-3A (AGICO)	Рабочие поля 20 и 30 мТ; диаграммы Зийдервельда сняты в диапазоне полей до 100 мТ, с шагом 5 мТ	726
Создание идеальной остаточной намагниченности (I_{pi}) в магнитном поле порядка земного	Устройство по созданию идеальной (безгистерезисной) намагниченности AMU-1A (AGICO)	Максимальное переменное магнитное поле 100 мТ; постоянное магнитное поле от 500 мкТ	363

климатических механизмов, записанные в естественной остаточной намагниченности в период формирования 17-метровой толщи донных осадков Охотского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Колонка MR0604-07R отобрана поршневой трубкой в центральной части Охотского моря ($51^{\circ}16.87'$ с. ш., $149^{\circ}12.57'$ в. д., глубина 1256 м, длина 1724 см) в 6-м рейсе японского научно-исследовательского судна «Mirai» в рамках российско-японского проекта № 83 (табл. 1).

В керне представлена последовательность отложений, накопившихся без перерывов в седиментации за последние примерно 350 тыс. лет.

Предварительные данные о возрасте горизонтов получены на борту судна по корреляции кривой магнитной восприимчивости со стандартной изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994; Martinson et al., 1987). Влагосодержание и плотность осадков с детальностью 1 см получены в лаборатории палеоокеанологии ТОИ ДВО РАН. Магнито-минералогические исследования и палеомагнитные построения выполнены в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ ДВО РАН. Комплекс оборудования и последовательность операций по измерению основных магнитных параметров образцов представлены в табл. 2.

Ориентированные образцы кубической формы с ребром 2,4 см отобраны последовательно без

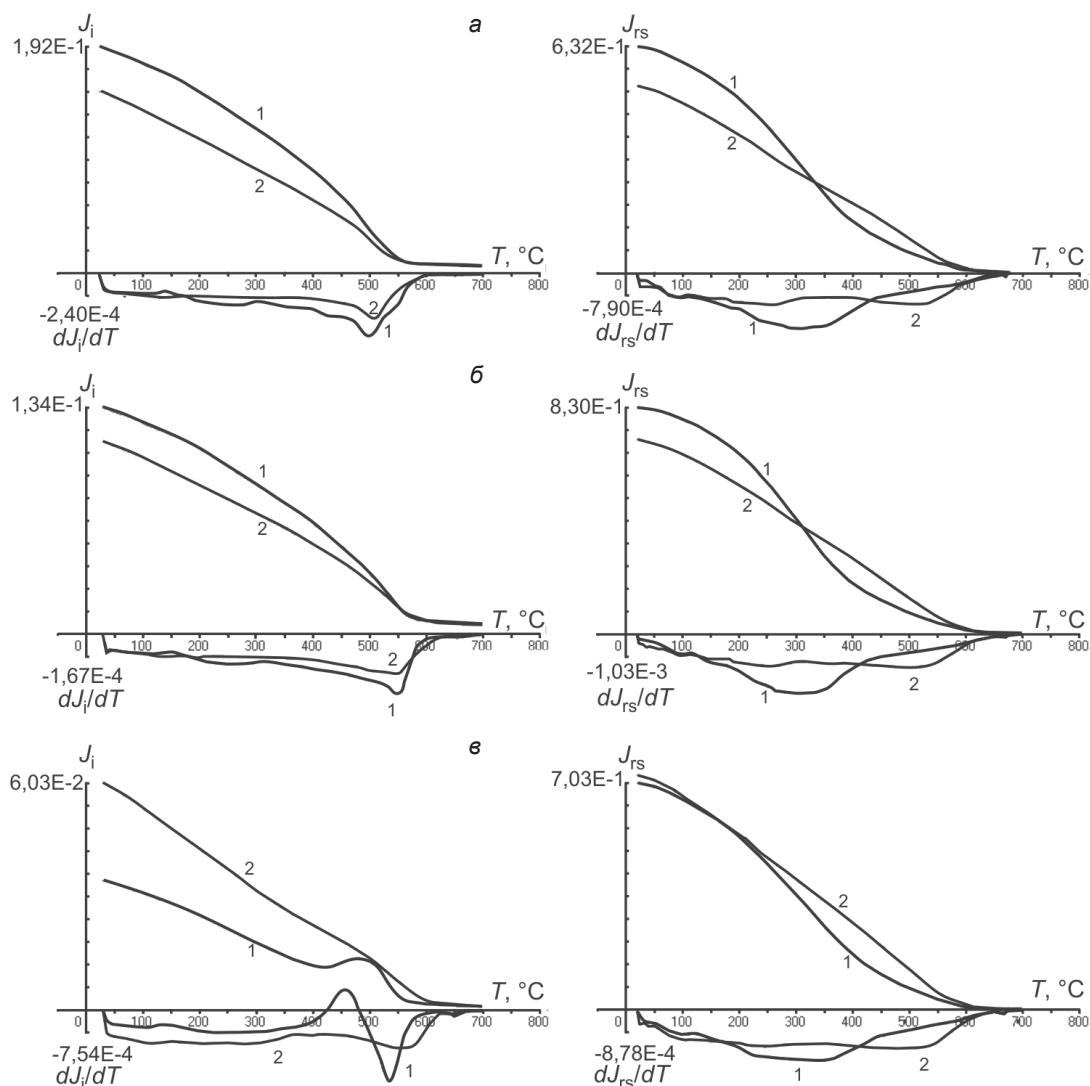


Рис. 1. Кривые дифференциального термомагнитного анализа: а – титанистый магнетит (обр. 20–30); б – магнетит (обр. 1150–1160); в – магнетит и немагнитный сульфид железа (обр. 1600–1610). Цифрами обозначены номера нагревов

Fig. 1. Thermomagnetic differential analysis curves: а – low-Ti magnetite (samples 20–30); б – magnetite (samples 1150–1160); в – magnetite and non-magnetic iron sulfide (samples 1600–1610). Heating numbers are shown by digits

пропусков по опубликованной ранее методике (Малахов, 1989). Рядовой образец на магнито-минералогический анализ представлял собой равномерный сбор грунта с горизонта 10 см.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ

Дифференциальный термомагнитный анализ

Роль каждого из магнитных минеральных компонентов в образце определяли по температурной зависимости индуцированной намагниченности $J_i(T)$ в магнитном поле 0,5 Т и ее первой производной $\frac{dJ_i}{dT}(T)$ в диапазоне 20–700°С. На части

образцов исследовано поведение остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(T)$ и $\frac{dJ_{rs}}{dT}(T)$ (Бу-ров, Ясонов, 1979).

Кривые первого нагрева характеризуют в основном низкотитанистые магнетиты с точками Кюри в диапазоне 550–580°С. Фрагментарно встречаются титаномагнетиты с точками Кюри около 500°С. У большинства исследованных образцов надежно отмечаются, но очень слабые по эффекту, изменения в области 220–340°С. Данный эффект хорошо прослеживается на кривых $\frac{dJ_{il}}{dT}(T)$ в виде небольшого, но широкого макси-

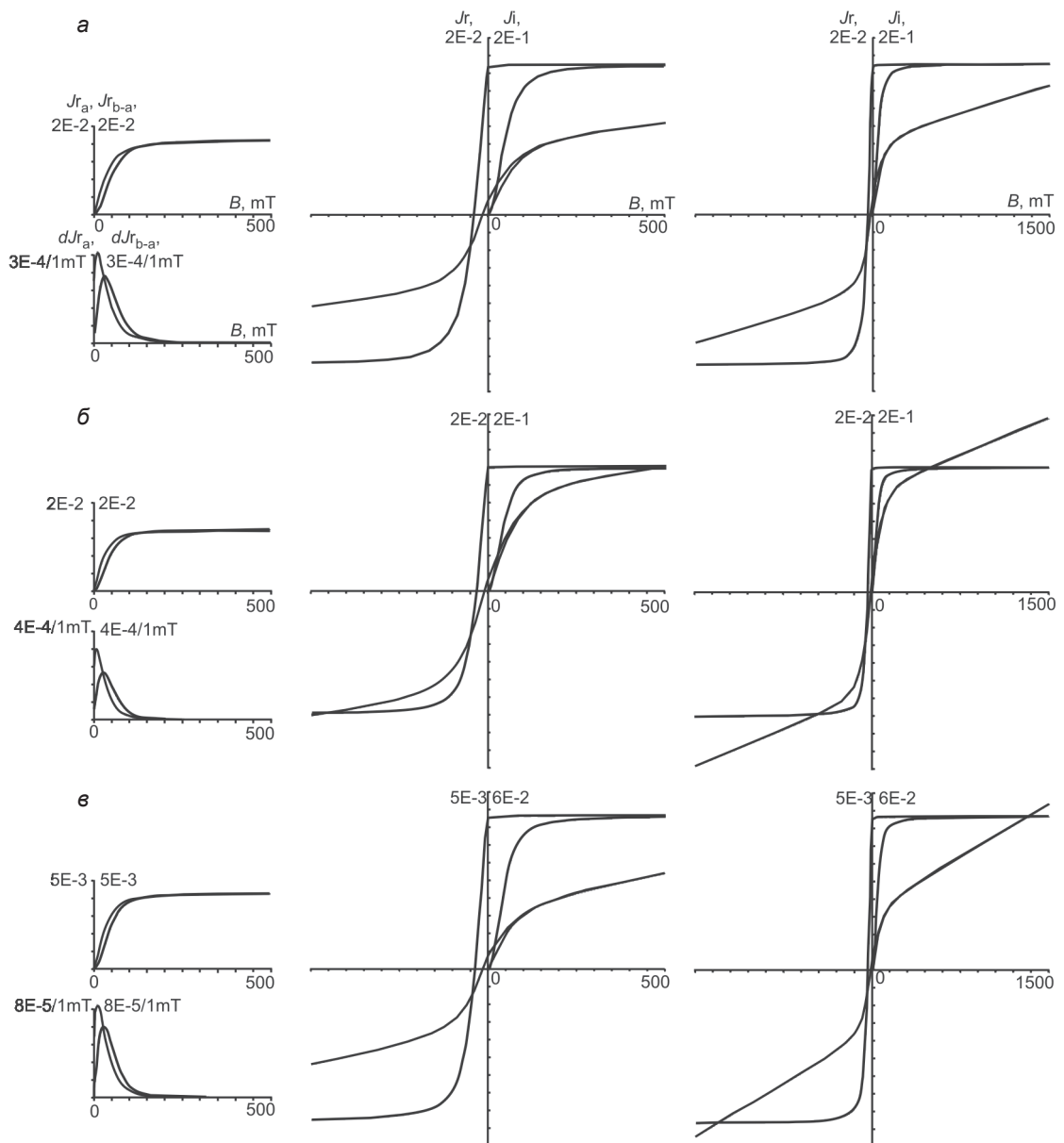


Рис. 2. Кривые магнитного гистерезиса: а – титанистый магнетит (обр. 20–30); б – магнетит (обр. 1150–1160); в – магнетит и немагнитный сульфид железа (обр. 1600–1610)

Fig. 2. Magnetic hysteresis curves: a – low-Ti magnetite (samples 20–30); б – magnetite (samples 1150–1160); в – magnetite and non-magnetic iron sulfide (samples 1600–1610)

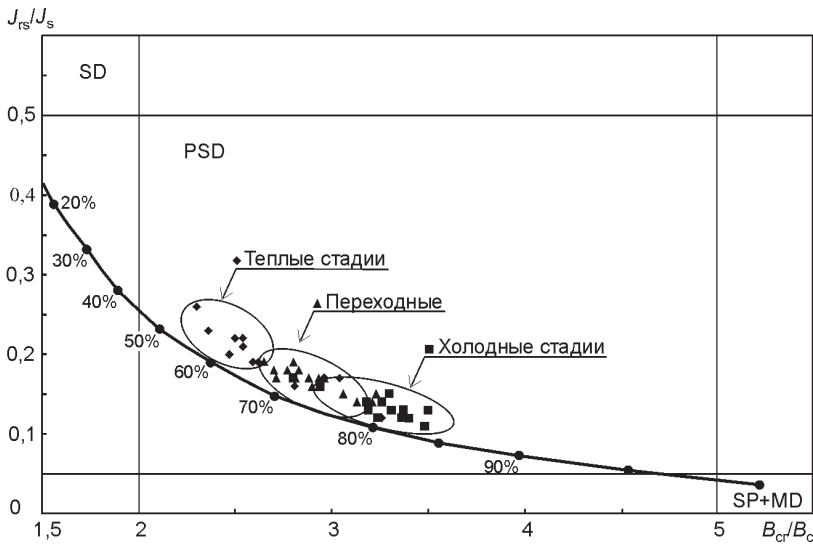
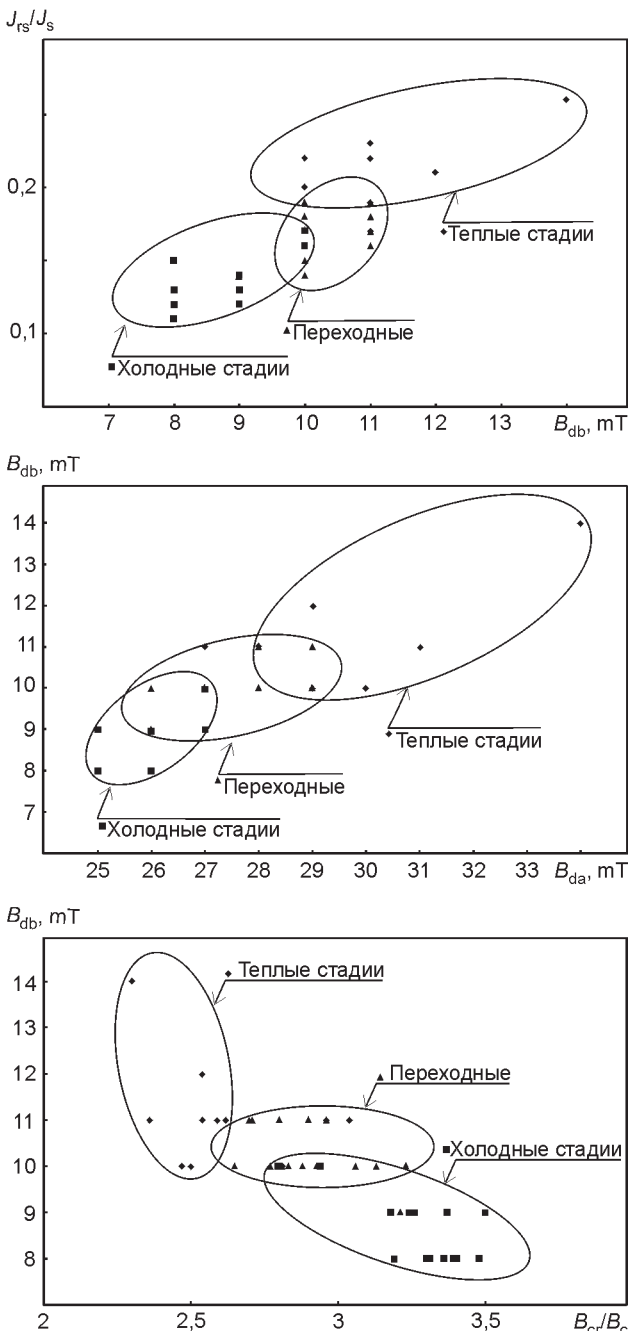


Рис. 3. Диаграмма Дея параметров магнитного гистерезиса образцов различных климатических стадий

Fig. 3. Day-plot magnetic hysteresis parameters for samples at different climatic stages



му. Такое поведение намагниченности характерно для магнитного сульфида железа – грейгита.

Повторный нагрев показывает, что общая намагниченность снижается из-за образования гематита при первом прогреве пробы до 700°C (рис. 1). На воздухе «мелкие» магнетитовые частицы окисляются до гематита полностью, «крупные» – по поверхности зерна. Этот процесс отмечается на повторных кривых (см. кривые производных) широким спектром точек Кюри в диапазоне 590–640°C (окисленный магнетит) и узким пиком производной $\frac{dJ_{i2}}{dT}(T)$ в диапазоне температур 650–675°C (вторичный гематит). На общем фоне магнетитовых фаз появление вторичных сильномагнитных минералов (магнетита и пирротина) не наблюдается.

В образцах горизонта 1580–1624 см кривые первого нагрева $J_{i1}(T)$ фиксируют новообразование, начиная с 400°C (см. рис. 1, в). При нагревании выше этой температуры отмечается рост намагниченности, а затем ее снижение при приближении к точке Кюри магнетита 580°C. Появление вторичного магнетита связано либо с процессами восстановления железа в присутствии большого количества органики из других железистых минералов, либо с диссоциацией и полным окислением немагнитного сульфида (например, диагнетического пирита) без образования пирротина.

Широкий спектр блокирующих температур (200–420°C), наблюдаемый на кривых первого нагрева $J_{rs}(T)$, объясняется различным магнитным состоянием магнетитовых зерен (см. рис. 1). На магнитограммах сигнал от магнитных суль-

Рис. 4. Диаграммы параметров магнитного гистерезиса образцов различных климатических стадий

Fig. 4. Charts of magnetic hysteresis parameters for samples at different climatic stages

фидов Fe отсутствует или затушевывается общим спадом намагниченности после 300°C.

Параметры магнитного гистерезиса и гранулометрия магнитных частиц

По кривым магнитного гистерезиса определяют магнитное состояние (доменную структуру) частиц исследуемых осадков. Вся совокупность магнитных частиц является носителем как палеомагнитно-информативной компоненты (*ChRM*), так и «паразитной» части естественной остаточной намагниченности. Магнитный гистерезис (наряду с параметрами стабильности вектора *NRM*) позволяет оценить возможное соотношение этих частей и способ выделения *ChRM*.

Типичные кривые магнитного гистерезиса представлены в диапазонах полей 0,5 и 1,5 Т на рис. 2. Поле насыщения нормального остаточного намагничивания не превышает 100–120 мТ. Это характерно для магнитомягких минералов, таких как магнетит и магнитный сульфид железа (грейгит). По линейному участку диапазона до 1,5 Т однозначно определяются в полной индуцированной намагниченности $J_i(B)$ доли намагниченности насыщения $J_s(B)$ ферримагнитных зерен и парамагнитной намагниченности $J_p(B)$ глинистой фракции. В левых частях рис. 2 приводятся кривые нормального намагничивания по осям *A* и *B* диаграммы Прейзаха-Нееля и соответствующие коэрцитивные спектры (Магнито-минералогические ..., 1989; Шолпо, 1977). В табл. 3 указаны параметры магнитного гистерезиса.

На ее основе построены диаграмма Дея и подобные ей диаграммы, по которым выполняют

диагностику доменной структуры частиц и оценивают их размеры (рис. 3, 4) (Day et al., 1977; Nourgaliev et al., 20056). В табл. 3 подобраны образцы с горизонтов, у которых наблюдались более высокие и относительно низкие значения магнитной восприимчивости k , что для колонки РС-07R схематически соответствовало «холодным» климатическим стадиям и межледниковьям («теплые» климатические периоды). Горизонты с промежуточными значениями *MB* нами были условно отнесены к переходным. Данная градация образцов сохраняется и на параметрах, характеризующих магнитную жесткость. Действительно магнитные частицы определенных климатических стадий образуют не пересекающиеся геометрические места точек на диаграммах (см. рис. 3, 4).

Для оценки размеров магнетитовых частиц воспользуемся сводкой по значениям некоторых магнитных параметров в зависимости от диаметра *d* частиц магнетита в диапазоне 10^{-2} – 10^3 мкм (Williams, Wright, 1998). На рис. 5 представлены результаты определения диаметра частиц по отношению J_{rs}/J_s и коэрцитивной силе B_c намагниченности насыщения за вычетом парамагнитного сигнала глинистой фракции. Два независимых способа дали практически одинаковый результат – магнетитовые частицы занимают диапазон от 0,07 до 0,28 мкм.

МАГНИТО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Палеоокеанологические исследования дальневосточных морей показали, что вариации литофизических величин, таких как магнитная воспри-

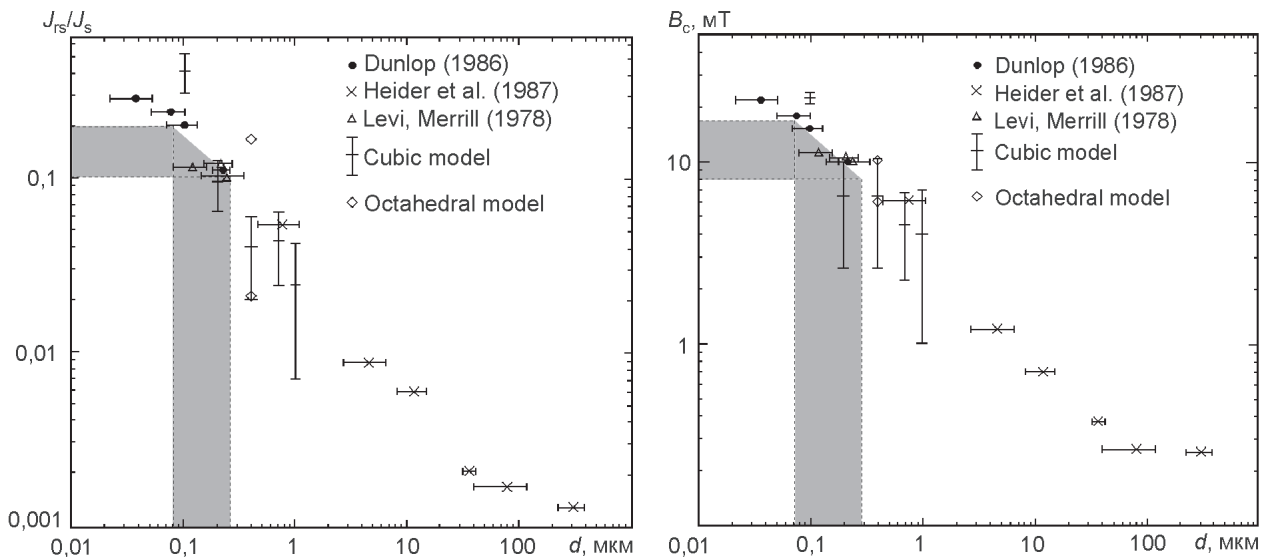


Рис. 5. Определение размера частиц магнетита в осадках колонки MR0604-07R по параметрам доменной структуры

Fig. 5. Determination of magnetite particle sizes by the domain structure parameters for MR0604-07R core sediments

Таблица 3. Параметры магнитного гистерезиса донных осадков колонки MR0604-07R

Table 3. Magnetic hysteresis data for MR0604-07R sea bottom sediments

Горизонт, см	J_{rs_2} МАМ ² /кг	J_{i_2} МАМ ² /кг	J_{s_2} МАМ ² /кг	J_{p_2} МАМ ² /кг	J_{rs}/J_s	B_{cr_s} мТ	B_c мТ	B_{cr}/B_c	B_{da_s} мТ	B_{db_s} мТ
20–20	16,64	145,84	82,95	62,88	0,20	38,9	15,7	2,47	30	10
50–55	18,03	224,13	132,08	92,05	0,13	35,5	11,1	3,19	26	8
56–56	15,10	247,18	111,63	135,55	0,13	36,4	10,4	3,5	26	9
90–100	12,90	187,84	96,600	91,23	0,13	35,8	10,8	3,31	26	8
120–120	21,30	219,10	151,37	67,72	0,14	31,0	9,50	3,26	25	9
150–160	13,40	152,30	74,810	77,49	0,18	38,5	13,6	2,83	28	10
190–200	15,40	165,29	87,980	77,31	0,17	39,7	14,1	2,81	29	10
230–240	15,60	217,33	124,76	92,56	0,12	35,3	10,5	3,36	26	8
290–300	10,97	148,83	63,750	85,04	0,17	38,3	12,6	3,04	27	11
310–320	11,68	124,19	52,840	71,34	0,22	40,2	15,8	2,54	31	11
350–360	14,07	154,89	74,770	80,11	0,19	39,3	14,0	2,8	29	11
390–400	12,15	130,07	62,320	67,74	0,19	36,1	13,9	2,59	27	11
430–438	13,66	182,79	87,420	95,37	0,15	37,1	12,1	3,06	28	10
470–480	13,28	155,99	80,680	75,30	0,16	36,6	12,6	2,9	28	11
510–520	6,440	54,060	24,640	29,41	0,26	39,6	17,1	2,3	34	14
550–560	11,02	96,080	48,040	48,04	0,23	38,2	16,2	2,36	31	11
590–600	18,20	177,48	100,66	76,82	0,18	38,1	14,1	2,7	29	11
610–620	23,14	232,06	132,03	100,02	0,17	37,3	13,3	2,8	27	10
670–680	16,44	202,36	109,27	93,88	0,15	37,1	11,5	3,23	26	10
710–720	13,41	181,82	93,580	88,23	0,14	36,3	11,3	3,21	26	9
750–760	15,71	221,90	126,80	95,10	0,12	36,4	10,7	3,4	26	8
790–800	15,27	212,15	124,08	88,06	0,12	34,9	10,3	3,39	26	8
850–860	13,23	170,30	90,500	79,86	0,14	36,6	11,7	3,13	28	10
890–900	16,20	236,99	150,09	86,89	0,11	31,0	8,90	3,48	25	8
930–940	18,37	254,92	147,37	107,54	0,12	33,9	10,4	3,26	26	9
990–1000	10,22	134,03	61,650	72,37	0,16	36,9	13,1	2,81	29	10
1050–1060	16,12	169,62	90,110	79,50	0,18	37,4	13,5	2,77	28	10
1090–1100	12,72	133,34	66,670	66,67	0,19	37,0	14,1	2,62	28	11
1150–1160	13,80	196,85	111,72	85,12	0,12	32,4	10,0	3,24	26	9
1210–1220	12,14	175,16	71,650	103,50	0,17	37,1	12,5	2,96	28	11
1250–1260	17,79	186,48	101,23	85,24	0,17	36,9	13,6	2,71	28	11
1290–1300	16,24	177,63	95,44	82,18	0,17	37,8	13,1	2,88	27	10
1350–1360	13,78	201,36	104,70	96,65	0,15	33,7	10,2	3,3	26	8
1390–1400	15,49	204,36	108,19	96,17	0,14	34,7	10,9	3,18	26	9
1450–1460	15,34	169,93	79,650	90,27	0,19	37,1	14,0	2,65	29	10
1490–1500	13,12	176,94	76,580	100,35	0,17	37,0	12,5	2,96	28	11
1540–1550	14,03	176,13	81,49	94,63	0,17	38,2	13,0	2,93	29	10
1580–1590	4,980	42,109	22,05	20,05	0,22	38,8	15,5	2,5	34	10
1610–1620	4,270	56,370	19,840	36,52	0,21	36,4	14,3	2,54	29	12
1650–1660	19,16	213,37	120,77	92,59	0,16	36,8	12,5	2,94	27	10
1700–1710	13,78	201,09	104,56	96,52	0,13	36,4	10,8	3,37	27	9

имчивость (κ), влагосодержание (ω^*), плотность донного грунта (ρ), по длине керна характеризуют изменения климата в случае если не происходили катастрофические явления и не оказывали свое влияние климатоподобные факторы (придонная гидродинамика, турбидиты, оползни, вулканическая деятельность и т. п.) (Матуль и др., 2003; Горбаренко, 2004). Магнитная фракция донных отложений, как составная часть твердого компонен-

та, также чувствительна к быстрым изменениям среды, климата и условий седиментации.

На рис. 6 показаны сглаженные кривые хода петромагнитных параметров колонки РС-07R и стандартной изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994; Martinson et al., 1987). Носителями намагниченностей являются различные магнитные включения осадков: парамагнитный J_p вклад дает в основном глинистая фракция; намаг-

ниченности J_{rs} , J_s , I_{pi} наводятся как на псевдооднородных зернах терригенного низкотитанистого магнетита, так и на биогенном однодоменном магнетите. Величиной kB_T обозначена намагниченность, индуцированная магнитным полем Земли B_T на широте г. Магадана. Особо следует сказать о кривой $ChRM$. Ее размерность (мА/м) соответствует намагниченности, так как m – магнитный момент магнетитовых частиц, C – концентрация (количество магнитных частиц в единице объема), оцененная* по средним значениям $ChRM$ и влагосодержания секции керна 620–720 см.

Подобие хода кривых $kB_T(h)$, $J_p(h)$, $J_{rs}(h)$, $J_s(h)$, $J_{pi}(h)$, $ChRM(h)$, а именно совпадение интервалов их минимальных значений (в межледниковья) и максимальных (во время оледенений), позволяет сделать заключение о том, что перечисленные кри-

вые независимо и объективно отражают общий климатический процесс, зафиксированный колонкой PC-07R.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ

Кривые склонения D_{20} , наклонения I_{20} и значения намагниченности после воздействия на NRM переменным магнитным полем в 20 мТ приводятся на рис. 7. Надежность палеомагнитных построений по результатам магнитной чистки в 20 мТ определялась по диаграммам Зийдервельда контрольной группы образцов. Векторные диаграммы получены в полях до 100 мТ с шагом 5 мТ. В процессе магнитной чистки полями более 15 мТ направление NRM практически не изменялось. Разрушающее медианное поле составило 35–40 мТ. Вязкую компоненту VRM удаляли воздействием переменных полей интенсивностью до 15–20 мТ, что обнаруживалось по перегибам на векторных диаграммах размагничивания. Правильность выводов, полученных по контрольной группе образцов, подтвердила идентичность угловых характеристик $ChRM_{20}$ и $ChRM_{30}$ по всему разрезу колонки PC-07R.

«Отскоки» вектора $ChRM_{20}$ от основного направления, приходящиеся на границы секций керна, будем считать артефактами. В то же время «внутри» секций аномальные направления вектора $ChRM$, вероятно, связаны с экскурсами магнитного поля Земли. Истинные угловые элементы экскурсов геомагнитного поля могли не записаться из-за сглаживания палеомагнитного сигнала в постседиментационную фазу (Малахов и др., 2005; Малахов, Малахова, 2007; Nourgaliev et al., 2005a). Одной из важных характеристик экскурса является снижение интенсивности магнитного поля Земли и продолжительность этого явления (Мернер и др., 2001).

Выполним оценку относительной палеонапряженности, исключив из величины $ChRM_{20}$ вклад от климатического сиг-

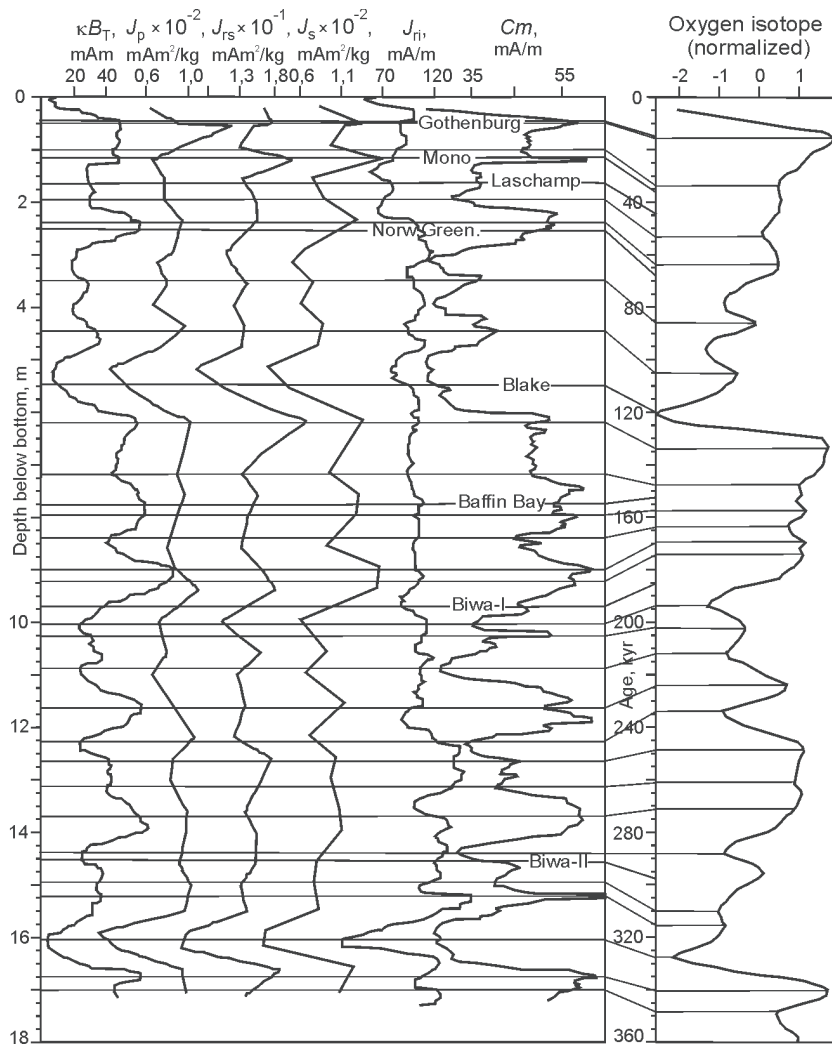


Рис. 6. Корреляция кривых хода различных климатозависимых магнитных параметров колонки MR0604-07R со стандартной изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994; Martinson et al., 1987). Указаны горизонты, содержащие геомагнитные события

Fig. 6. The curves of different climate-dependent magnetic parameters of MR0604-07R core versus the oxygen isotope record (Bassinot et al., 1994; Martinson et al., 1987). The horizons of geomagnetic events are shown

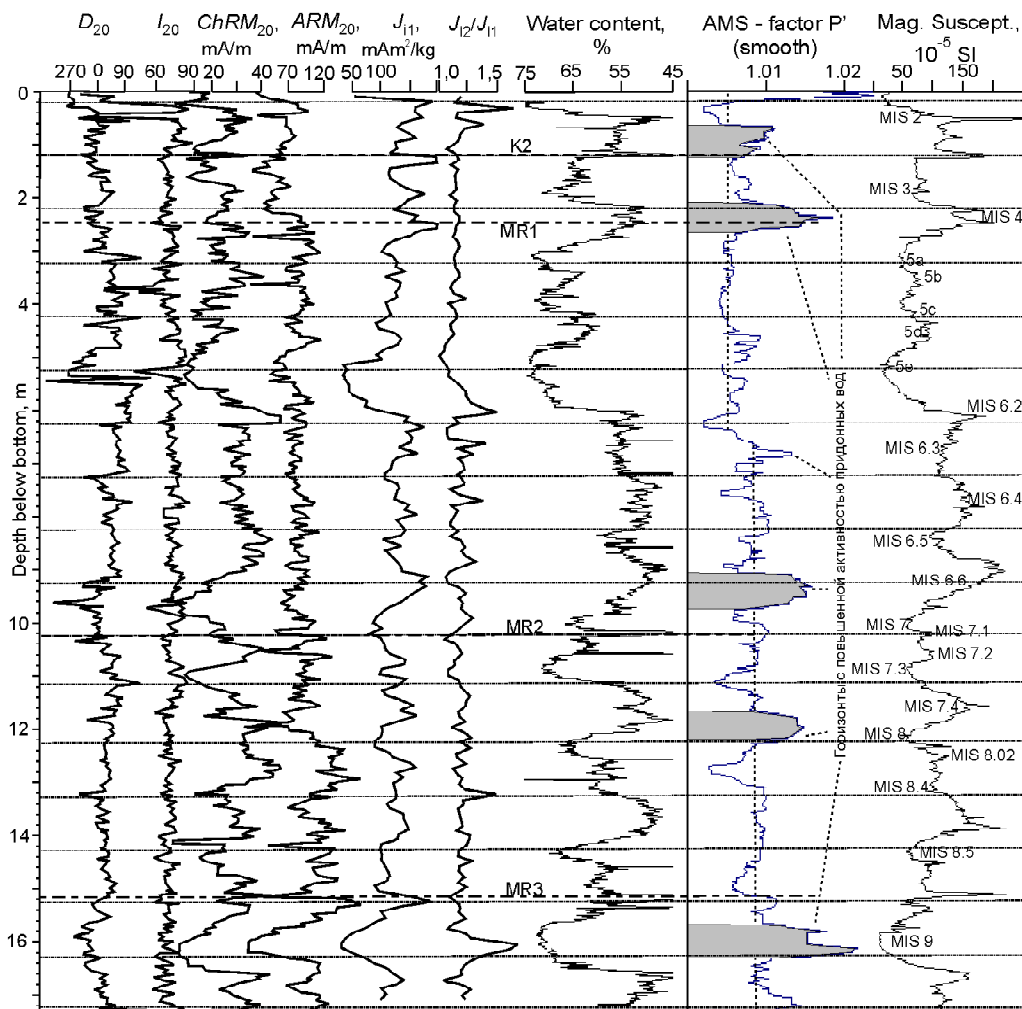


Рис. 7. Петро- и палеомагнитные характеристики колонки MR0604-07R. Пунктиром вынесены пепловые прослои

Fig. 7. Petro- and paleomagnetic characteristics of MR0604-07R core sediments. Volcanic ash layers are shown by dotted lines

нала. Для получения общей закономерности проведем математическую процедуру сглаживания по 11 точкам палеомагнитных кривых. На основе данных магнито-минералогического анализа, ранее проведенных экспериментов по пересажению образцов донного грунта ст. Н7-949 можно считать, что характеристическая намагниченность $ChRM$ имеет ориентационную природу и представима в виде двух сомножителей (Малахов, Малахов, 2007):

$$ChRM = Cm \times L(K). \quad (1)$$

Здесь C – концентрация магнитных частиц; m – магнитный момент отдельной частицы; $L(K)$ – функция Ланжевена; $K = mB/kT$ – интенсивность магнитного поля Земли в ед. kT . Первый сомножитель Cm в равенстве (1) представляет собой предельную ориентационную намагниченность (Храмов, 1968). Она не зависит от магнитного поля Земли, но на нее оказывают влияние климатичес-

кие условия через концентрацию частиц и величину их магнитных моментов. Второй сомножитель называется «полевым» и отражает интенсивность геомагнитного поля. Число магнитных частиц пропорционально содержанию твердого компонента донных отложений. Данный факт подтверждается подобием хода кривых концентраций различных магнитных фракций и общего содержания твердого компонента грунта (влагосодержания) (см. рис. 6). Таким образом, палеомагнитно-информативная намагниченность представима в виде произведения климатического фактора и полевого:

$$ChRM = [climat] \times [magnetic\ field]. \quad (2)$$

Очевидно, что из уравнения (2) можно оценить относительную палеонапряженность магнитного поля Земли:

$$[magnetic\ field] = \frac{ChRM}{[climat]} \quad (3)$$

и провести сравнение с известной синтетической

кривой палеонапряженности *Sint-800* (Guyodo, Valet, 1999).

Результат нормирования характеристической намагниченности по различным магнито-климатическим параметрам показан в первых шести позициях рис. 8. В седьмой представлен фрагмент кривой палеонапряженности *Sint-800* для последних 360 тыс. лет. Геометрия всех шести сигналов хорошо согласуется между собой и фрагментом *Sint-800*.

Возраст горизонтов, в которых наблюдаются геомагнитные события, соответствующие экскурсам, отслежен на схеме корреляции магнито-климатических параметров со стандартной изотопно-кислородной кривой (см. рис. 6). На основе рис. 7 и 11 определена версия календарного возраста горизонтов колонки PC-07R (табл. 4, рис. 9).

Она укладывается в рамки аналогичных моделей по колонкам в центральной части моря (Liu et al., 2006; Nurnberg, Tiedemann, 2004).

ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ПРИДОННЫХ ВОД

При формировании осадочной породы в природных условиях складывается ее магнитная текстура – анизотропное распределение осей легкого намагничивания зерен магнитных минералов, заданное расположением и ориентировкой этих зерен в осадке и отражающее его общее строение. В слабом магнитном поле, благодаря тензорной природе магнитной восприимчивости k (МВ), магнитная анизотропия слоя донного осадка может быть описана с помощью собственных значений тензора k , названных главными восприимчивостями (k_1 – максимальная, k_2 – промежуточная, k_3 – минимальная), и направлений главных восприимчивостей (главные оси).

Параметром анизотропии MB считается величина (Использование..., 1986; Jelinek, Pokorny, 1997)

$$P' = \exp \sqrt{2((\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2)}, \quad (4)$$

где $\eta_i = \ln k_i (i=1, 2, 3)$ и $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$.

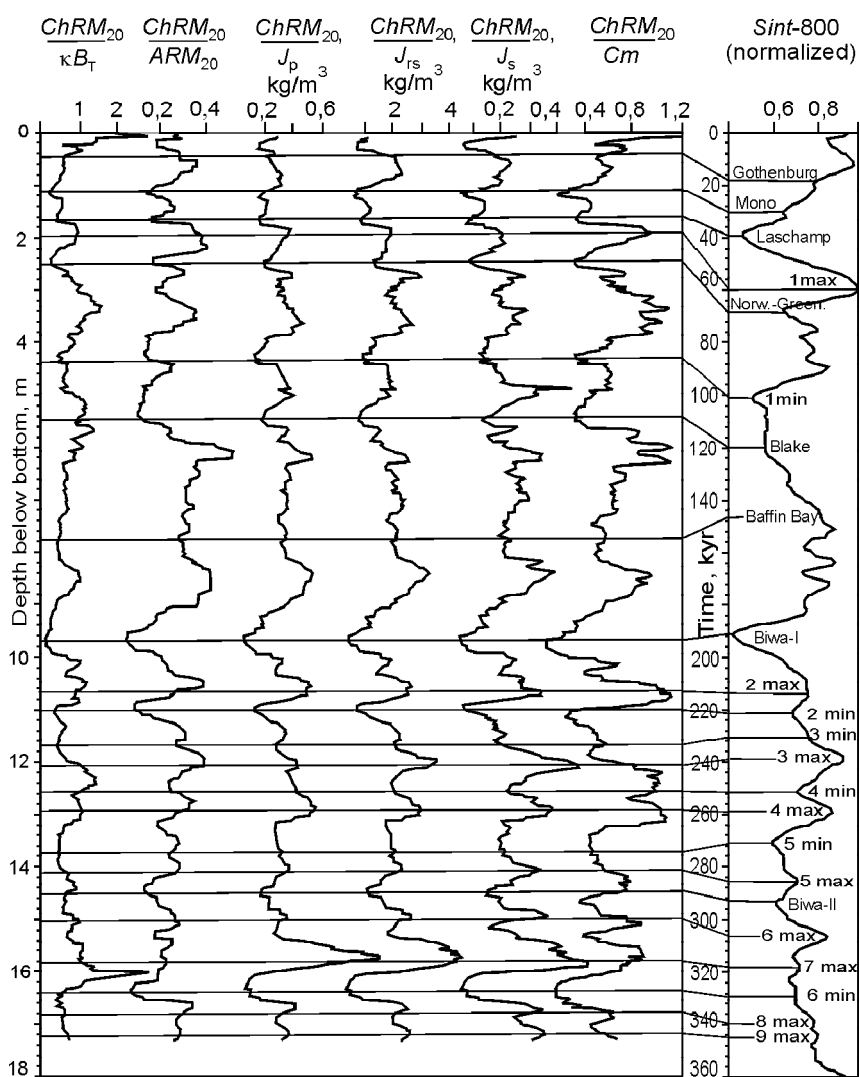


Рис. 8. Схема корреляции нормированной намагниченности *ChRM* колонки MR0604-7R с фрагментом кривой палеонапряженности *Sint-800* (Guyodo, Valet, 1999)

Fig. 8. The *ChRM* observed magnetization of MR0604-7R core sediments versus a fragmentary paleointensity curve *Sint-800* (Guyodo, Valet, 1999)

О форме эллипсоида магнитной восприимчивости можно судить по значению параметра $T = 2 \frac{\eta_2 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_3} - 1$. Этот параметр изменяется от -1 (удлинённый эллипсоид значений) до +1 (сплюснутый эллипсоид значений).

Самыми важными факторами, приводящими к магнитной анизотропии осадка, являются гравитационное и магнитное поля Земли, а также придонное течение. Из литературных данных известно, что при наличии течений преобладающая роль в упорядочении длинных осей зерен принадлежит гидродинамическим факторам. В этом случае образующаяся так называемая магнитная линейность $L = k_1/k_2$ или $l = 3 \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2 + k_3}$ осадка,

Таблица 4. Календарный возраст горизонтов колонки MR0604-07R

Table 4. Calendar ages of MR0604-07R sedimentary horizons

Горизонт, см	Геомагнитное событие (см. рис. 7)	Возраст по корреляции нормированной $ChRM$ с фрагментом кривой $Sint-800$ (см. рис. 8), тыс. лет	Возраст по корреляции кривых хода магнито-климатических параметров с изотопно-кислородной кривой (Bassinnot et al., 1994) (см. рис. 8), тыс. лет	Средний возраст события, тыс. лет	Средняя скорость осадкообразования, см/тыс. лет
45	Gothenburg	17	15	16	2,81
115	Mono	30	35	32	5,83
164	Laschamp	40	45	42	3,50
198	1 max	60	54	57	2,26
250	Norw.-Green.	68	68	68	4,72
438	1 min	102	104	103	5,37
548	Blake	120	120	120	6,47
778	Baffin Bay	146	152	149	7,93
970	Biwa-I	195	185	190	4,68
1065	2 max	215	215	215	3,80
1100	2 min	222	224	223	4,37
1170	3 min	232	228	230	8,75
1210	3 max	238	230	234	10,0
1258	4 min	255	247	251	2,82
1295	4 max	258	256	257	6,17
1320	5 min	272	262	267	2,50
1410	5 max	287	275	281	6,42
1450	Biwa-II	292	296	294	3,07
1502	6 max	306	312	309	3,46
1580	7 max	318	322	320	7,09
1640	6 min	329	335	332	7,05
1680	8 max	340	340	340	5,00
1722	9 max	346	350	348	2,25

содержащего изотропный магнетик, в нашем случае магнетит, параллельна линии потока или слегка наклонена против течения. В «сильных» течениях удлиненные зерна способны вращаться вокруг длинной оси, и тогда их магнитная линейность может быть перпендикулярна течению.

Параметр анизотропии MB по колонке РС-07R слегка превышает $P' = 1,03$ (см. рис. 7). В верхних 6 м среднее значение $P' \approx 1,005$, в остальной части колонки – около 1,008. Магнитная анизотро-

пия осадка практически отсутствует, тем не менее на общем фоне выделяются шесть горизонтов с несколько повышенной гидродинамической активностью придонных вод в течение длительных фрагментов времени.

КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ

Ансамбль магнитных частиц на глубине h , прежде чем приобрести значение намагниченности $ChRM$ в соответствии с формулой (2), подчиняется сложным ориентационным процессам. В верхнем постепенно уплотняющемся активном слое осадка (реологическая зона Такера – Храмова в этой колонке около 20 см) намагниченность удовлетворяет магнито-реологической модели Шведова – Бингама (Малахов, Малахов, 2007).

Компьютерный эксперимент по намагничиванию осадка ниже границы «вода – дно» авторы адаптировали к магнетиту и реологии ядра станции РС-07R. Влагосодержание ω^* представляется кривой 7 (см. рис. 7). Зависимость прочности осадка $P_r(\omega^*)$ от влагосодержания заимствована из сводки по донным грунтам Тихого океана и континентальных водоемов (Малахов, Малахова, 2007). Пластическая вязкость $\eta^*(\omega^*)$ морских отложений соответствует закону Воларовича – Багрова для глинистых систем (Воларович, Багров, 1966). Керна колонки РС-07R был ус-

ловно разбит на 1720 частей по мощности $\Delta h = 1$ см. Время формирования k -го слоя вычисляли по отношению $\Delta t_k = \Delta h/v_k$, где v_k – скорость осадко-накопления.

Количественная модель представляет собой самосогласованные уравнения эффективной вязкости осадка, времени релаксации магнитных моментов частиц по магнитному полю и скорости намагничивания (релаксации) (Малахов и др., 2005). Количество магнитных частиц в k -м слое определяется формулой

$$C_k = 5 \times 10^{14} \frac{\varphi(\varpi_k^*)}{\varphi(55)}. \quad (5)$$

Здесь $\varphi(\varpi^*)$ – объемная концентрация твердого компонента в слое с влагосодержанием ϖ^* (Малахов, 2003). Коэффициент 5×10^{14} определен по средним значениям намагниченности $ChRM_{20}$ и влагосодержания ϖ^* секции 8 ядра (см. рис. 7). Значение магнитного момента m рассчитывали для псевдооднодоменной частицы диаметром около 0,25 мкм и объемом V .

Согласно магнито-реологической модели Шведова – Бингама, «временной» вычислительный цикл по индексу j в k -м горизонте ядра позволяет вычислять характерное время намагничивания (релаксации):

$$\tau_{kj} = 6V\eta_{kj} / kTK_j, \quad (6)$$

где эффективная вязкость

$$\eta_{kj} = \eta^*(\varpi_k) + \frac{P_r(\varpi_k^*)}{\dot{I}_{kj-1}}. \quad (7)$$

Скорость намагничивания \dot{I}_{kj} в соотношении (7) определяется временем релаксации τ_{kj} , текущей намагниченностью I_{kj} и ее асимптотой $C_k mL(K_j)$ (Малахов, Малахов, 2007):

$$\dot{I}_{kj} = \frac{dI_{kj}}{dt} = -\frac{1}{\tau_{kj}} [I_{kj} - C_k mL(K_j)]. \quad (8)$$

Намагниченность k -го горизонта в j -е время определяется формулами

$$I_{kj} = I_{kj-1} + \left[I_{kj-1} \times \frac{C_k}{C_{k-1}} - C_k mL(K_j) \right] Y_{kj},$$

если

$$I_{kj-1} > C_k mL(K_j); \quad (9)$$

$$I_{kj} = I_{kj-1} \times \frac{C_k}{C_{k-1}},$$

если

$$I_{kj-1} = C_k mL(K_j); \quad (10)$$

$$I_{kj} = I_{kj-1} - \left[I_{kj-1} \times \frac{C_k}{C_{k-1}} - C_k mL(K_j) \right] \Psi_{ij},$$

если

$$I_{kj-1} < C_k mL(K_j). \quad (11)$$

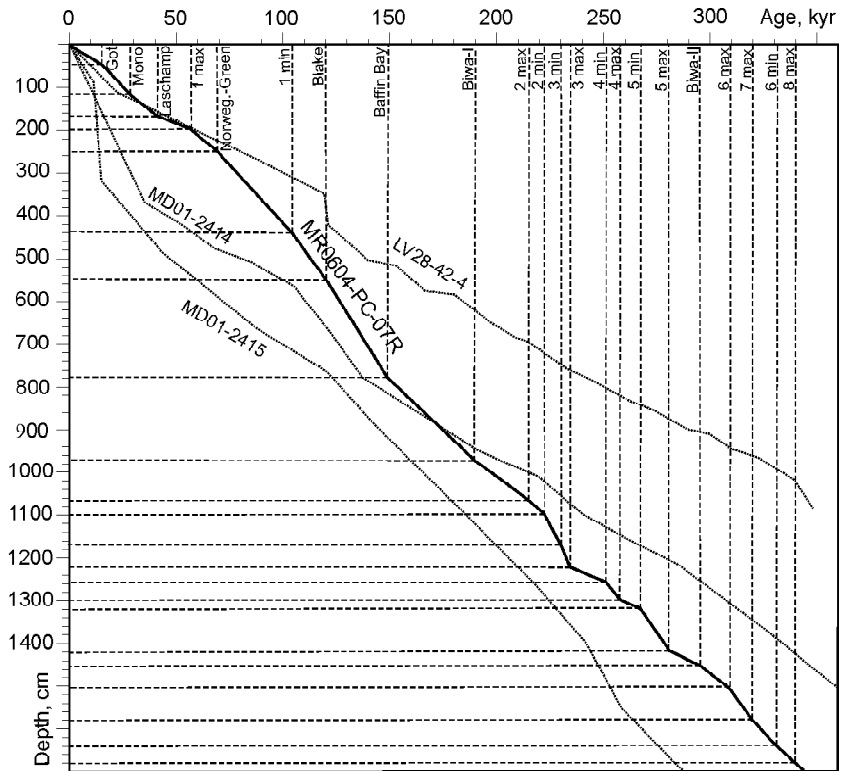


Рис. 9. Календарный возраст осадочных горизонтов колонки MR0604-07R. Пунктиром показаны возрастные модели колонок, исследованных по программе IMAGES (Liu et al., 2006; Nurnberg, Tiedemann, 2004)

Fig. 9. Calendar ages of MR0604-07R core sediments. The age-column models examined under the IMAGES Program (Liu et al., 2006; Nurnberg, Tiedemann, 2004) are shown by dotted lines

Здесь обозначены так называемые функции ползучести $\Psi_{kj} = 1 - \exp(-\Delta t_j / \tau_{kj})$ и релаксации $Y_{kj} = \exp(-\Delta t_j / \tau_{kj})$.

Результаты компьютерного моделирования приведены на рис. 10. Левая вертикальная колонка рисунка представляет фрагмент кривой $Sint-800$, пересчитанный по кривой «возраст – горизонт» (см. рис. 9), вторая колонка – влагосодержание, третья – кривая характеристической намагниченности, последняя – численные значения аналога $ChRM$. Каждый образец подвергся влиянию климатического фактора в зоне Такера – Храмова и магнитного поля Земли за временной период, соответствующий возрасту горизонта (горизонтальные графики на рис. 10). Удовлетворительная сходимость $ChRM$ с его компьютерным аналогом подтверждает обоснованность предложенного механизма записи сигналов в зависимости от климата и магнитного поля Земли (рис. 11). Постседиментационные процессы намагничивания в зоне Такера – Храмова омолаживают возраст намагниченности $ChRM$ на 3–4 тыс. лет по сравнению с истинным возрастом отложений (Малахов и др., 2005).

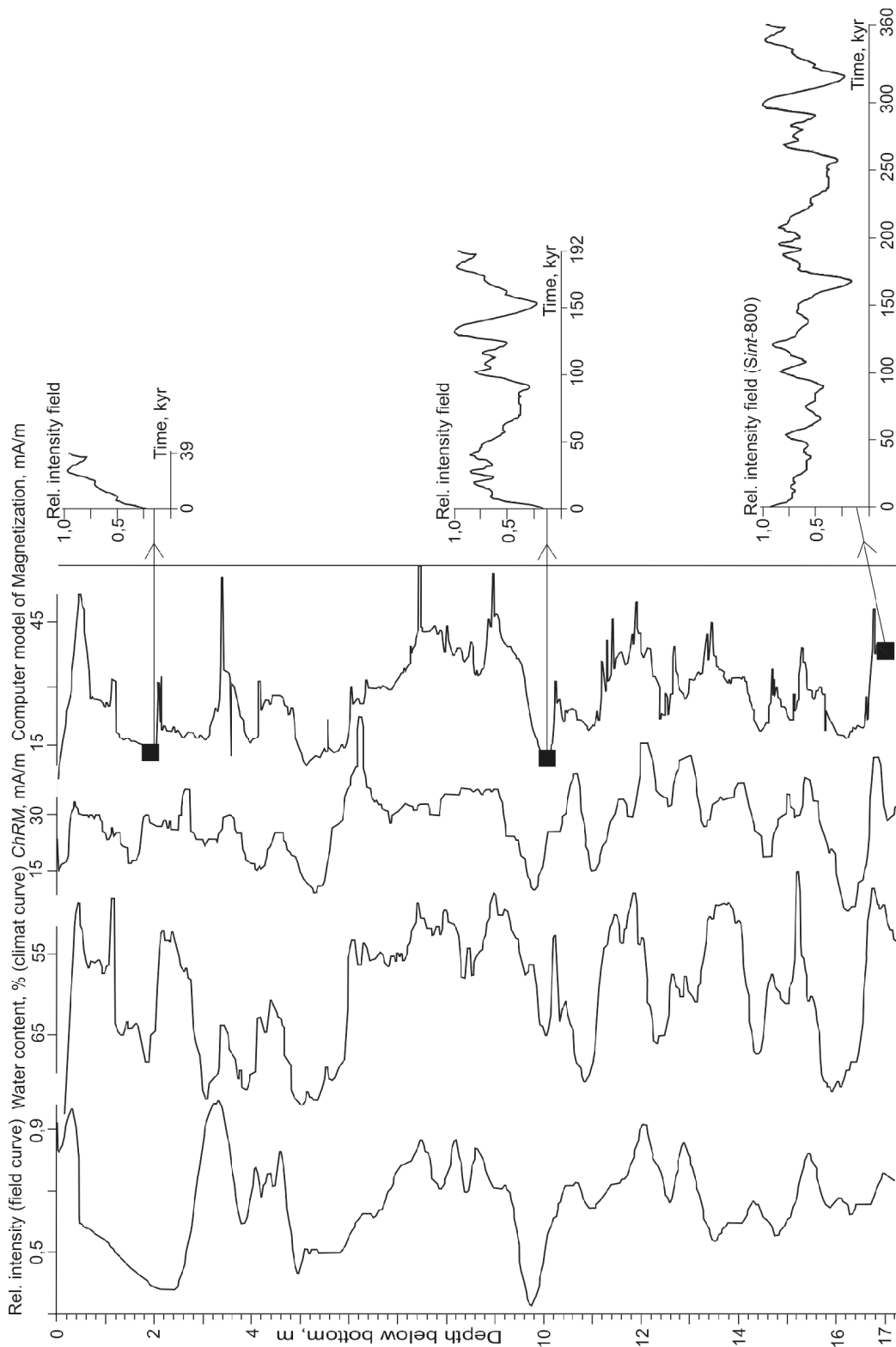


Рис. 10. Результат компьютерного моделирования влияния напряженности магнитного поля и климата Земли на величину намагниченности колонки MR0604-07R. Ход кривой относительной палеонапряженности по глубине получен из фрагмента временной зависимости *Sint-800*, пересчитанной на основе возрастной модели. Кубиком обозначена величина намагниченности виртуального слоя керна в меняющемся магнитном поле

Fig. 10. The computer-modeled effects of the magnetic field intensity and climates for the magnetization value of MR0604-07R core sediments. A relative paleointensity curve versus depth was established from a fragmentary *Sint-800* time dependence converted in terms of the age-column model. The cube indicates a magnetization value of a virtual sedimentary core layer in a changing magnetic field

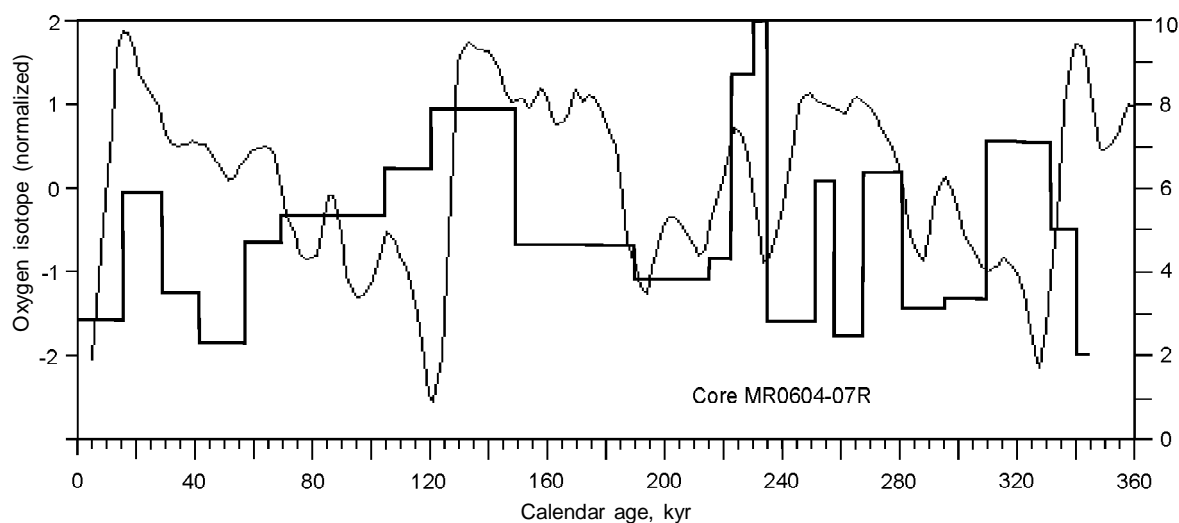


Рис. 11. Отражение климатических процессов в скорости накопления осадков

Fig. 11. The climate-changing processes represented in sedimentation rates

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На примере колонки PC-07R проверена методология учета влияния климатических факторов и интенсивности геомагнитного поля на характеристическую палеомагнитно-информативную компоненту естественной остаточной намагниченности. Детальный анализ колонки показывает, что мощность интервалов повышенных значений магнитной восприимчивости практически совпадает с длительностью интервалов ледниковых изотопно-кислородных стадий 2, 4, 6 и 8, но интервалы низких значений МВ – с интервалами межледниково-межстадиальных ИКС 1, 3, 5, 7 и 9 (см. рис. 7). Данный результат подтверждает выводы работы С. А. Горбаренко и др. (2000). Действительно во время плейстоценовых оледенений физико-географическая ситуация в охотоморском регионе приводила к сильному увеличению поставки в акваторию моря грубозернистого терригенного материала (Gorbarenko et al., 2001). Выявленная закономерность количественно подтверждается практически синхронными вариациями скорости накопления осадков и климатических изменений (см. рис. 11).

Параметры магнитного гистерезиса подтверждают данное заключение на уровне магнитных фаз донных осадков. Во время нечетных ИКС в осадках преобладали частицы однодоменные или близкие к ним по магнитному состоянию магнетитовые фазы, тогда как в четные ИКС накапливались отложения, включающие более крупный терригенный магнитный материал (смесь псевдооднодоменных и многодоменных зерен). В межледниковье интенсивность терригенной компоненты снижалась, тогда как активность магнитотактических бактерий возрастала. Доля малых (однодоменных) частиц в общей массе магнитного материала увеличивалась, что приводило к изме-

нению параметров магнитного гистерезиса в сторону повышенной магнитной жесткости (см. рис. 3, 4).

Климатический фактор явно отразился не только в магнитной жесткости зерен, но и в концентрации магнитных частиц. Климат затрагивал весь спектр магнитных частиц – от суперпарамагнитных до многодоменных (см. рис. 6). Парамагнитные фазы глинистой фракции не стали исключением.

Для выделения палеомагнитно-информативной компоненты $ChRM$ низкотитанистых магнетитовых фаз оптимальной выбрана чистка переменным магнитным полем 20 мТ. В величине намагниченности $ChRM$ отразились два сигнала – климатический и сигнал вариаций напряженности геомагнитного поля.

Временная длительность зоны Такера – Храмова около 4 тыс. лет. В этой зоне процессы постседиментационного перемагничивания могли служить сглаживающим фильтром для геомагнитных событий с характерными временами менее 1,5 тыс. лет. Колебания геомагнитного поля с периодами более 3–4 тыс. лет записаны надежно.

Температурно-климатический фактор практически не влияет на механизм записи палеонапряженности магнитного поля Земли. Степень ориентации магнитных моментов ($K = mB/kT$) определяется только интенсивностью магнитного поля. Влияние вариаций абсолютной температуры T в теплые и холодные периоды невелико. Объективность и надежность полученных результатов подтверждаются хорошей сходимостью относительных величин характеристической намагниченности с нормализованной кривой $Sint-800$ (см. рис. 8). Например, отношение Кенигсбергера $Q = ChRM_{20}/kB_T$ (Q -фактор) всегда считалось характеристикой интенсивности геомагнитного поля (Магнито-минералогические..., 1989); Q -фак-

тор никогда не являлся климатическим параметром, как ошибочно утверждают авторы работы (Шаповалов-Чупрынин и др., 2003).

Изученный осадок практически магнитоизотропен. Параметр анизотропии магнитной восприимчивости по всей колонке РС-07R слегка превышает $P' = 1,03$. Это означает, что осаждение терригенной фракции происходило практически в спокойной гидродинамической обстановке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основными результатами данной работы являются следующие:

впервые получена палеомагнитная запись высокого разрешения за последние 350 тыс. лет для данного района Охотского моря. Кривые относительной палеонапряженности, построенные путем нормирования характеристической намагниченности на различные магнито-климатические параметры, хорошо согласуются с соответствующим фрагментом кривой *Sint-800*;

постседиментационные процессы намагничивания в зоне Такера – Храмова омолаживают возраст намагниченности *ChRM* на 3–4 тыс. лет и сглаживают записи геомагнитных событий продолжительностью менее 1,5 тыс. лет;

обоснована модель влияния климата и геомагнитного поля на намагниченность донных осадков центральной части Охотского моря. Она нашла свое подтверждение как на основе анализа классических магнито-климатических параметров, так и с помощью метода компьютерного моделирования;

параметр анизотропии магнитной восприимчивости отложений не превышает 1,03. На общем спокойном фоне выделены шесть горизонтов с несколько повышенной палеогидродинамической активностью придонных вод.

Публикация посвящается юбилею А. Н. Храмова.

Авторы выражают искреннюю благодарность проф., д. г.-м. н. А. С. Борисову за внимание к работе и поддержку. Авторы благодарят к. г. н. А. А. Галанина за продуктивное обсуждение и пожелания.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов М. В., Иванов Ю. А., Субботина М. М. Глобальный океанский конвейер // *Океанология*. – 2002. – Т. 42, № 5. – С. 645–649.

Астахов А. С., Шаповалов В. В. Опыт палеомагнитной и литологической корреляции донных отложений шельфа и континентального склона Восточного Сахалина // *Геомагнитное поле в фанерозое*. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 22–23.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // *Тр. ИОАН СССР*. – 1960. – Т. 32. – С. 15–97.

Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. – Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1979. – 160 с.

Буров Б. В., Нургалиев Д. К., Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ. – Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1986. – 167 с.

Волярович М. П., Багров А. А. Влияние дисперсности на зависимость реологических параметров системы глина – вода от концентрации // *Физико-химическая механика дисперсных структур*. – М. : Наука, 1966. – С. 383–388.

Горбаренко С. А. Палеоокеанология дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене : дис. ... д. г.-м. н. – Владивосток, 2004. – 261 с.

Горбаренко С. А., Деркачев А. Н., Астахов А. С. и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // *Тихоокеан. геол.* – 2000. – Т. 19, № 2. – С. 58–72.

Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б. Палеоэоковые вариации по донным осадкам Охотского моря // *Проблемы изучения палеоэоковых вариаций магнитного поля Земли*. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1979. – С. 108–112.

Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б., Грамм-Осинов Л. М. Палеомагнитная запись вековых вариаций в донных осадках Охотского моря // *Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма*. – М. : ИЗМИРАН; ИФЗ АН СССР, 1976. – Ч. 1. – С. 62.

Донные осадки южной части Охотского моря / А. Я. Ильев, В. А. Воронова, М. А. Захарова и др. – М. : Наука, 1979. – 148 с.

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Л. Е. Шолпо, Б. Ш. Русинов, М. Г. Илаев и др. – Л. : Недра, 1986. – 224 с.

Ковалюх Н. Н., Шаповалов В. В. О скорости накопления и корреляции позднечетвертичных осадков на возвышенностях центральной части Охотского моря // *Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм*. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 32–33.

Магнито-минералогические и палеомагнитные исследования красноцветов (на примере отложений верхней перми и нижнего триаса Русской плиты). – Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1989. – 133 с.

Малахов М. И. Отбор ориентированных образцов глубоководных донных образований на палеомагнитный анализ. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. – 13 с.

Малахов М. И. Физические процессы постседиментационного намагничивания океанских и континентальных осадков // *Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и климата Земли в прошлом*. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 9–42.

Малахов М. И., Малахов Д. М. Теория ориентационной остаточной намагниченности осадочных пород (трехмерная магнито-реологическая модель Шведова – Бингама) // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. – 2007. – № 1. – С. 71–88.

Малахов М. И., Малахова Г. Ю. Магнито-реологическая модель литогенетических структур пелагической области Тихого океана. Реология зоны Такера – Храмова // *Физика Земли*. – 2007. – (В печати).

Малахов М. И., Малахова Г. Ю., Линькова Т. И., Горбаренко С. А. Магнитные минералы в осадках Охотского моря / *Вторая Тихоокеан. школа по морской геологии и геофизике*. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 50–51.

Малахов М. И., Соляников Я. Л., Малахов Д. М. Магнито-реологическая модель механизма запаздыва-

ния записи палеомагнитного сигнала (проблема климатостратиграфического положения инверсии Матуяма–Брюнес в глубоководных осадках) // Квартер – 2005 / IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. – Сыктывкар : Геопринт, 2005. – С. 248–250.

Малахова Г. Ю., Малахов М. И. Петромагнетизм, палеомагнетизм и пространственно-временные закономерности распределения осадков на субширотном геотраверзе: район Сахалинско-Дерюгинской газовой аномалии – впадина ТИНРО Охотского моря // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 2. – С. 247–250.

Малахова Г. Ю., Горбаренко С. А., Малахов М. И. Магнитостратиграфия, возраст осадков и палеоокеанология Охотского моря // Северо-Восток России. – Магадан : ОАО «Северовостокзолото», 1998. – Т. 1. – С. 39–41.

Малахова Г. Ю., Малахов М. И., Линькова Т. И. и др. Стратиграфия донных осадков Охотского моря по палеомагнитным данным, изотопному составу кислорода и радиоуглеродным датировкам / Вторая Тихоокеан. школа по морской геологии и геофизике. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 171–172.

Матуль А. Г., Горбаренко С. А., Мухина В. В., Лесков В. Ю. Четвертичные микропалеонтологические и литофизические записи осадков из северной части Охотского моря // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 4. – С. 583–592.

Мернер Н.-А., Петрова Г. Н., Пилипенко О. В. и др. Появление экскурсов на фоне изменения магнитного момента Земли // Физика Земли. – 2001. – № 10. – С. 24–32.

Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о литосфере. – М. : ОИФЗ РАН, 1995. – 297 с.

Поспелова Г. А. О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. – 2002. – № 5. – С. 30–40.

Поспелова Г. А., Ильев А. Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля по палеомагнитным данным новейших отложений Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1977. – С. 123–129.

Семаков Н. Н. Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1976. – С. 113–128.

Храмов А. Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков // Физика Земли. – 1968. – № 1. – С. 115–119.

Шановалов В. В., Астахов А. С., Шевалдин Ю. В. Возрастная корреляция донных отложений Охотского моря // Комплексные проблемы разведки добычи и охраны минеральных ресурсов океана. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 22–26.

Шановалов-Чупрынин В. В., Черепанова М. В., Вагина Н. К., Фищенко В. К. Детальная хроностратиграфия донных осадков центральной части Охотского моря // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1104–1118.

Шолто Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. – Л. : Недра, 1977. – 182 с.

Bassinot F., Labeyrie L., Vincen E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet Sci. Lett. – 1994. – Vol. 126. – P. 91–108.

Broecker W.S. Thermohaline circulation? The Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance // Science. – 1997. – Vol. 278. – P. 1582–1588.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. – 1977. – Vol. 13. – P. 260–266.

Gorbarenko S. A., Goldberg E. L., Kashgarian M. et al. Millenium scale environment changes of the Okhotsk sea during last 80 kyr their phase relationship with global climate changes // J. Oceanography. – 2007. – Vol. 63. – P. 609–623.

Gorbarenko S. A., Leskov V. Yu., Tiedemann R., Biebow N. Climate, sea ice and productivity changes in the Okhotsk Sea during the last 75 thousand years // Proceedings of the 16th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea ice. – Mombetsu, 2001. – P. 425–432.

Guyodo Y., Valet J.-P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // Nature. – 1999. – Vol. 399. – P. 249–252.

Jelinek V., Pokorny J. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks // Phys. Chem. Earth. – 1997. – Vol. 22. – P. 179–181.

Liu Y.-J., Song S.-R., Lee T.-Q. et al. Mineralogical and geochemical changes in the sediments of the Okhotsk Sea during deglacial periods in the past 500 kyrs // Global Planet. Change. – 2006. – Vol. 53. – P. 47–57.

Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy // Quatern. Res. – 1987. – Vol. 27, No. 1. – P. 1–29.

Nourgaliev D. K., Heller F., Borisov A. S. et al. Principal features (master curve) of geomagnetic field variations in Belorussia during the last 12 thousand years // Russian J. Earth Sci. – 2005a. – Vol. 7, No. 2. – P. 1–16.

Nourgaliev D. K., Yasonov P. G., Kosareva L. R. et al. The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) // Ibid. – 2005b. – Vol. 7, No. 3. – P. 1–6.

Nurnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // Paleooceanography. – 2004. – Vol. 19. – P. 47–57.

Williams W., Wright T. M. High-resolution micromagnetic model of fine grains of magnetite // J. Geophys. – 1998. – Vol. 102. – P. 30 537–30 550.

Поступила в редакцию 21.08.2007 г.

REMANENT MAGNETIZATION OF SEA BOTTOM SEDIMENTS AFFECTED BY CLIMATIC FACTORS AND PALEOGEOMAGNETIC FIELD INTENSITY

*M. I. Malakhov, S. A. Gorbarenko, G. Yu. Malakhova,
Ya. L. Solyanikov, Yu. P. Vasilenko, A. A. Bosin*

Sea bottom sediments obtained from the central part of the Sea of Okhotsk by core drilling were examined in terms of their paleomagnetic and petromagnetic characteristics. A series of paleomagnetic parameters span the last 350 thousand years. Changes in the magnetic state of ferromagnetic particles were paralleled in the climatic signals. Sediments associated with odd oxygen-isotope stages (OIS) were predominantly single-domain particles or pseudo-single-domain particles. In contrast, sediments accumulated during even OIS consisted of a coarse terrigenous material, which was a mixture of pseudo-single-domain and multi-domain grains. In interglacial stages, the intensity of the terrigenous component decreased, whereas the activity of magnetotactic bacteria increased. During that time, the share of small (single-domain) particles in the whole magnetic material mass increased resulting in changing magnetic hysteresis parameters toward a greater magnetic rigidity. A paleohydrodynamic activity of bottom waters was assessed using the anisotropy of magnetic susceptibility. Curves of relative paleointensity were obtained by normalizing a characteristic component of the normal remanent magnetization with several magnetoclimatic parameters including anhysteretic remanent magnetization, remanent and saturation magnetization, etc. In this article, the methods are postulated to discriminate between signals, some of which were produced by the geomagnetic field intensity, whereas the others were due to the climatic mechanisms; such signals were recorded in terms of *NRM* of sea bottom sediments 17 m thick.

***Key words:* the Sea of Okhotsk, climatic changes, water content, anisotropy of magnetic susceptibility, magnetic mineralogy, magnetic rheology, magnetic hysteresis, post-sedimentary remanent magnetization.**