

**ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ****А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн, В.Ю. Брагин\****Геофизическая обсерватория «Борок», филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742, Ярославская обл., п. Борок, Россия**\* Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Обобщены данные о поведении напряженности геомагнитного поля мелового периода, полученные по осадочным породам Русской плиты и прилегающих территорий. Калибровка значений палеонапряженности проведена с использованием переосаждения. Обнаружено, что поведение палеонапряженности в интервалах берриас—ранний баррем, поздний баррем—сантон и ранний—поздний маастрихт различается. В берриасе—раннем барреме палеонапряженность изменялась хаотически. Ее среднее значение составило  $0.63H_0$  ( $H_0$  — напряженность современного геомагнитного поля, принятая нами равной  $40 \text{ мкТл}$ ). В барреме—сантоне происходило чередование вариаций палеонапряженности большой и малой амплитуды. Среднее значение палеонапряженности было  $0.87H_0$ , во время всплесков ее значения достигали  $3.5H_0$ . В раннем и позднем маастрихте вариации палеонапряженности происходили с большой амплитудой. Максимальных значений амплитуда вариаций палеонапряженности (до  $4H_0$ ) достигла в позднем маастрихте. В самом конце маастрихта амплитуда вариаций палеонапряженности резко уменьшилась. Вблизи границ геологических веков в поведении палеонапряженности прослеживались одинаковые тенденции. В конце геологических веков средние значения палеонапряженности и амплитуда ее вариаций возрастали, а в начале геологических веков — уменьшались.

*Меловой период, палеонапряженность геомагнитного поля, осадочные породы, стратиграфическая корреляция.*

**VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD DURING THE CRETACEOUS****A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya, B.I. Klain, and V.Yu. Bragin**

This study provides a compilation of the paleointensity records for the Cretaceous period derived from sediments of the Russian Plate and adjacent areas. The paleointensity values were calibrated using the laboratory redeposition experiments. Remarkable differences in the relative paleointensity variations were detected at the Berriasian–Early Barremian, Late Barremian–Santonian, and Early–Late Maastrichtian boundaries. In the Berriasian–Early Barremian interval, the paleointensity varied stochastically, with the amplitude of about  $1H_0$  and the mean value of  $0.63H_0$  ( $H_0$  is the present-day geomagnetic field intensity assumed to be  $40 \text{ }\mu\text{T}$ ). The records for the Barremian–Santonian give a picture of the geomagnetic field with alternating high- and low-amplitude features. The mean paleointensities remain constantly high (being on average  $0.87H_0$ ), and intervals of low-amplitude variation alternate with the pronounced bursts ( $3.5H_0$ ). The Late Maastrichtian interval is characterized by high-amplitude paleointensity variations ( $4H_0$ ) and a sharp drop toward the end of the interval. All records show remarkable similarities near the boundaries between geological time intervals, which are an increase in the amplitude and mean values of intensity at the end of intervals followed by a decrease toward the beginning of the subsequent interval.

*Cretaceous, paleointensity of geomagnetic field, sedimentary rocks, stratigraphic correlation*

**ВВЕДЕНИЕ**

Согласно современным представлениям, поведение напряженности древнего геомагнитного поля связано с динамикой процессов, происходящих в ядре Земли и на границе ядро—мантия. Обычно изучение связи процессов в ядре и на земной поверхности базируется на данных об особенностях поведения геомагнитной полярности. Дополнение хроностратиграфической шкалы полярности сведениями о поведении палеонапряженности может дать новую основу для изучения взаимосвязи процессов в ядре Земли и на ее поверхности. В меловом периоде имел место ряд неординарных событий планетарного масштаба, связанных с особенностями проявления магматической активности и изменениями биоты. В течение большей части мелового периода инверсии геомагнитного поля были редки или вовсе отсутствовали (меловой суперхрон). В связи с этим основным источником информации о процессах, происшедших в ядре Земли в меловом периоде, могут быть данные о поведении палеонапряженности.

До последнего времени представления о палеонапряженности геомагнитного поля мела в основном базировались на результатах, выполненных по термонамагнитным породам. Предполагалось, что эти исследования позволят получить достаточно адекватное представление о напряженности геомагнитного поля. Действительно, в серии обзорных работ убедительно показано, что палеонапряженность мела была относительно высокой (по сравнению с юрой и средней частью кайнозоя) [Thomas et al., 2000; Valet, 2003; Biggin, Thomas, 2003; Heller et al., 2003; Tarduno et al., 2006; Tauxe, Yamazaki, 2007]. Вместе с тем по термонамагнитным породам трудно получить детальную картину поведения палеонапряженности, поскольку этому препятствует эпизодичность проявления вулканизма.

Изучение палеонапряженности по осадочным породам в принципе позволяет получить подробную и непрерывную кривую ее поведения в течение всего мелового периода. Основная трудность в построении такой картины палеонапряженности заключается в прерывистом характере геологической информации, которая может быть получена по осадочным толщам. Время относительно непрерывного накопления однородных морских осадочных толщ обычно не превышает нескольких миллионов лет. В связи с этим для реконструкции поведения напряженности геомагнитного поля мела потребуются объединение фрагментарных данных, полученных по разнофациальным осадочным толщам.

Процедура обобщения данных о динамике палеонапряженности, выполненных по осадочным толщам плейстоцена, достаточно хорошо отработана. Так, синтезированная кривая поведения напряженности геомагнитного поля в последние 0.8 млн лет (Sint 800) составлена на основе обобщения результатов, полученных по 33 кернам морских и океанских отложений, отобранных в различных регионах нашей планеты [Guyodo, Valet, 1999]. Продолжением этой работы является кривая (Sint 2000), для построения которой используются данные о палеонапряженности, выполненные по кернам океанских отложений возрастом от 0 до 2 млн лет [Valet et al., 2005]. Осадочные породы мезозоя пока редко используются для исследования палеонапряженности. Имеющиеся данные в ряде случаев получены по осадочным толщам, разнесенным на большие расстояния. Так, реконструкция палеонапряженности триаса выполнена по отложениям Восточной Европы и Западной Азии [Храмов и др., 1982], позднего мела — по отложениям Северного Средиземноморья [Cronin et al., 2001], раннего и позднего мела — по отложениям Русской плиты и прилегающих территорий [Куражковский и др., 2010а,б]. Возможность объединения фрагментарных данных в единую шкалу палеонапряженности мелового периода во многом определяется точностью стратиграфических датировок.

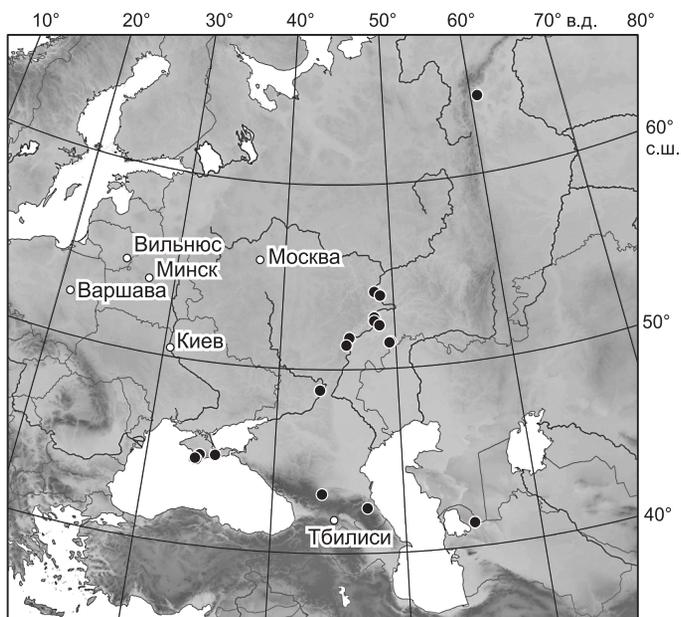
Проблемы оценок точности стратиграфических датировок и корректности проведения дальних стратиграфических корреляций с использованием сведений об инверсиях геомагнитного поля обсуждались в работах [Guzhikov et al., 2003; Гужиков, Барабошкин, 2006]. По нашему мнению, имеющиеся к настоящему времени результаты определений палеонапряженности по осадочным породам [Куражковский и др., 2010а,б] также могут быть применены для осуществления дальних стратиграфических корреляций наряду с данными об инверсиях геомагнитного поля.

В рамках настоящей работы проведено обобщение опубликованных и новых результатов, полученных по отложениям Русской плиты и прилегающих территорий, и проанализированы основные особенности поведения палеонапряженности в меловом периоде.

## АНАЛИЗИРУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Для определения палеонапряженности нами использовались коллекции образцов осадочных пород из опорных разрезов мела Русской плиты и прилегающих территорий. Эти коллекции, собранные ранее совместно палеонтологами и палеомагнитологами по методике «образец в образец», были применены для био- и магнитостратиграфических построений [Guzhikov et al., 2003; Гужиков и др., 2007]. Данная работа является продолжением этих комплексных стратиграфических исследований. Такое последовательное изучение (биостратиграфия, магнитная стратиграфия, определение палеонапряженности) с одним и тем же фактическим материалом позволяет получить максимально точные сведения о стратиграфическом возрасте осадочных толщ и соответствии палеонапряженности хронам магнитной полярности. Данные о составе магнитоминералогической фракции и свойствах естественной остаточной намагниченности, полученные в ходе магнитостратиграфических исследований, применялись нами для предварительной разбраковки образцов на предмет их пригодности для определения палеонапряженности.

Первичная разбраковка заключалась в следующем. Для определения палеонапряженности использовались сероцветные морские алевритовые отложения (модальный размер зерен составлял 10—60 мкм). Характеристическая компонента NRM (NRM — естественная остаточная намагниченность) выделяется при температуре чистки, не превышающей 250 °С. Кроме того, NRM этих отложений, согласно тестированию, проводимому в рамках магнитостратиграфических исследований [Guzhikov et al., 2003], имеет ориентационную природу, что автоматически свидетельствует в пользу ее первичности. Из этих правил



**Рис. 1. Схема расположения исследованных разрезов меловых отложений (обозначено кружками).**

было сделано несколько исключений, о которых будет сказано ниже. Сведения о местах отбора отложений и мощности осадочных толщ приведены в табл. 1, на рис. 1.

Определение палеонапряженности осуществлялось следующим образом. Все магнитные параметры измерялись только после термической чистки. Динамика палеонапряженности, определяемая по каждой осадочной толще, идентифицировалась с поведением параметра  $R_{ns} = \text{NRM}/\text{SRM}$ , где SRM — остаточная намагниченность насыщения. Получение абсолютных (численных) значений палеонапряженности  $H/H_0$  проведено с использованием переосаждения по методике А.Ю. Куражковского [2003]. Для этого из

10 различных горизонтов каждой осадочной толщи переосаждалось по одному образцу. У переосажденных образцов находились их остаточная намагниченность DRM и параметр  $R_{ds} = \text{DRM}/\text{SRM}$ . Затем вычислялись средние значения  $R_{ds\text{ ср.}}$ . Расчет палеонапряженности  $H/H_0$  по каждой осадочной толще проводился по формуле  $H/H_0 = R_{ns}/R_{ds\text{ ср.}}$ . Надо отметить, что у всех отложений (см. табл. 1) средние значения параметра  $R_{ds}$  были около  $4 \cdot 10^{-3}$  (при дисперсии 10 % от среднего значения).

После переосаждения проводилась вторичная разбраковка коллекций образцов. Из рассмотрения исключались коллекции, у которых в процессе лабораторного переосаждения изменялся состав магнитной фракции. Контроль неизменности магнетоминералогического состава осуществлялся по следующим

**Таблица 1. Сведения о возрасте, месте расположения и мощности меловых осадочных толщ**

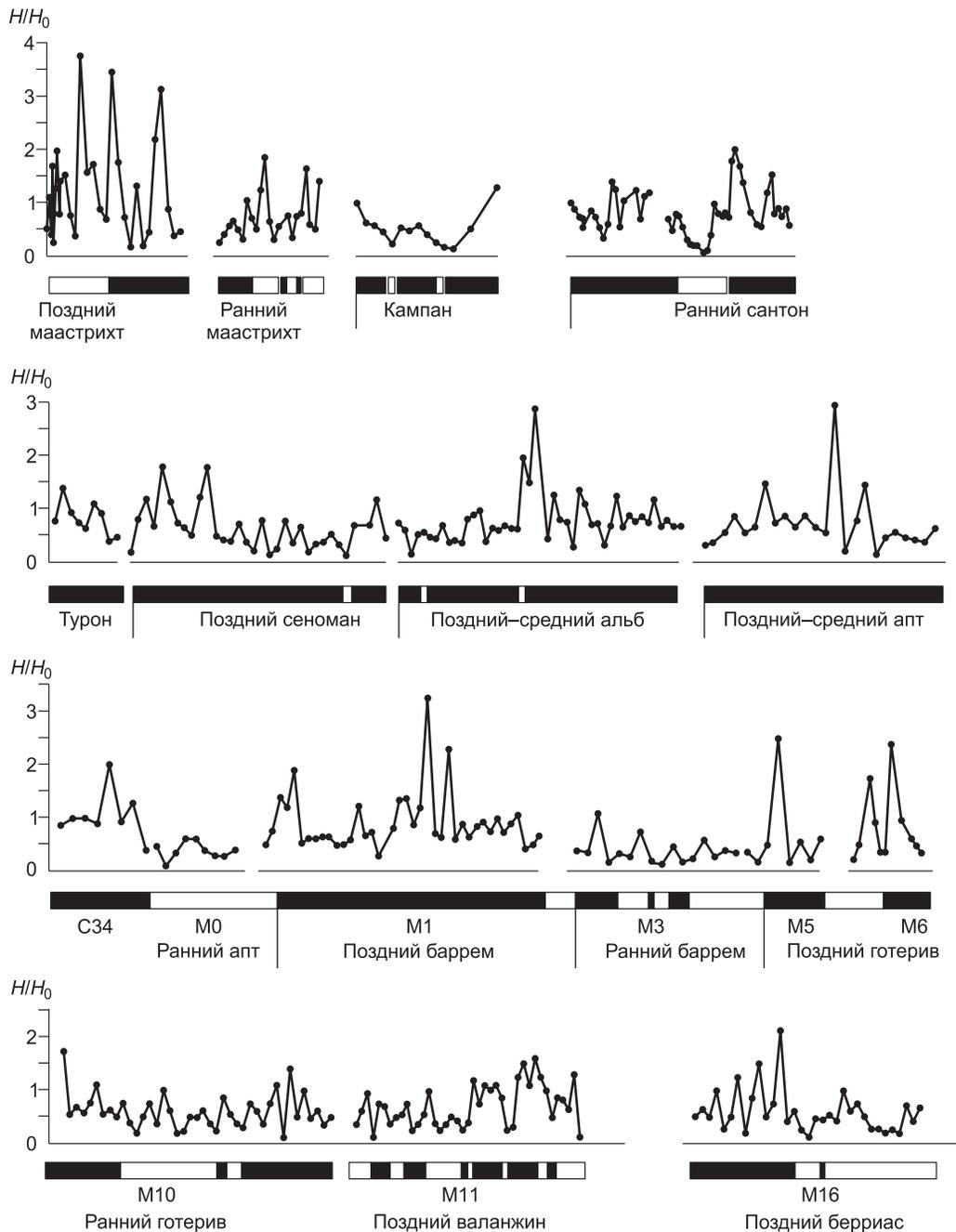
Возраст, хрон	Место отбора	Координата, град.		h, м	n	H/H <sub>0</sub>
		с.ш.	в.д.			
Поздний маастрихт	гора Беш-Кош, Крым	44°45'	33°55'	38	32	1.19
Ранний маастрихт, С31	с. Пудовкино	51°17'	45°45'	22	22	0.70
Кампан	разрез Туаркыр, Туркмения	41°17'	55°10'	25	20	0.60
Ранний сантон	ст. Голубинская	48°50'	43°31'	15	57	0.83
Турон	скв. 200			8	8	0.90
Поздний—средний сеноман	»	51°23'	49°32'	34	34	0.75
Поздний альб	»			43	41	1.00
Поздний апт, С34	пос. Марьино, Крым	44°55'	34°10'	24	24	0.95
Ранний апт, С34, М0	гора Сенгилей	53°57'	48°50'	9	9	0.75
Ранний апт, М0	с. Федоровский створ	52°38'	48°12'	9	9	0.45
Поздний баррем, М1	с. Кременки	54°09'	48°24'	10	10	0.87
»	скв. 204	51°25'	49°40'	34	34	0.87
Ранний баррем, М3R	пос. Дубки	51°40'	46°02'	—	25	0.38
»	скв. 120	52°21'	48°38'	11	11	0.31
Поздний готерив, М5N	скв. 204	51°25'	49°40'	17	9	0.66
»	скв. 120	52°21'	48°38'	10	10	0.66
Ранний готерив, М10	с. Верхоречье	44°41'	33°59'	42	42	0.63
Поздний валанжин, М11	»	44°42'	33°59'	44	44	0.71
Поздний берриас, М16	овраг Заводская балка	45°01'	35°21'	35	35	0.60

Примечание. Стратиграфический возраст осадочных толщ определен авторами магнитостратиграфической шкалы [Гужиков и др., 2007]. h — мощность разрезов, n — количество исследуемых горизонтов, H/H<sub>0</sub> — напряженность геомагнитного поля.

тестам: в ходе нескольких переосаждений намагниченность образца не должна была меняться; SRM образцов до и после переосаждения должны были в точности совпадать между собой. Для этого образцы-дубли намагничивались до насыщения, затем переосаждались и снова намагничивались до насыщения. До и после переосаждения проводилось измерение SRM. Образцы, не соответствующие этим тестам, отбраковывались. Таким образом, для определения палеонапряженности использовались образцы, у которых носители естественной намагниченности имели аллотигенное происхождение [Guzhikov et al., 2003], и их магнитоминералогический состав не менялся в процессе лабораторного переосаждения.

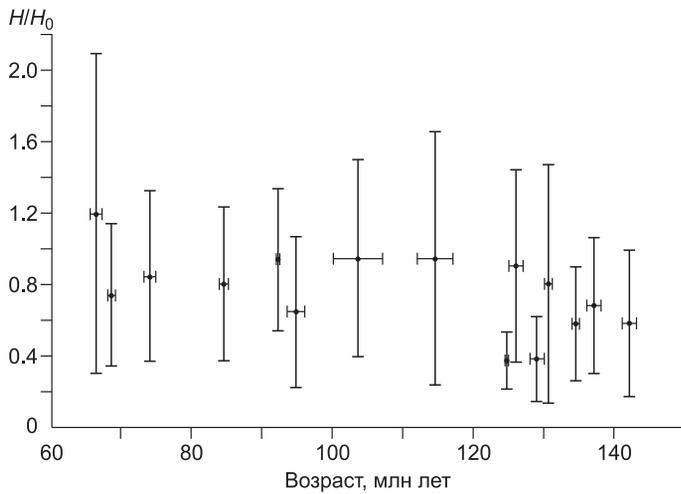
### ПОВЕДЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Фрагменты поведения палеонапряженности мела, полученные по осадочным толщам Русской плиты и ее обрамления, приведены на рис. 2. Можно условно выделить три типа поведения палеонапря-



**Рис. 2. Фрагменты напряженности геомагнитного поля в меловом периоде.**

Выводы о стратиграфическом возрасте и соответствии осадочных толщ интервалам геомагнитной полярности были сделаны авторами магнитостратиграфической шкалы [Гужиков и др., 2007].



**Рис. 3. Средние значения палеонапряженности.**

Горизонтальными отрезками показана продолжительность фрагментов поведения палеонапряженности относительно оси геологического времени, согласно [Гужиков и др., 2007]; вертикальными — обозначена дисперсия значений палеонапряженности.

палеонапряженности не превышал  $0.1H_0$ . Средние значения и амплитуда изменений палеонапряженности возрастала от берриаса к баррему. В позднем барреме—сантоне средние значения палеонапряженности оставались стабильно высокими (в среднем  $0.87H_0$ ), а ее вариации малой амплитуды чередовались со всплесками, амплитуда которых составляла  $3.5H_0$ . Особенностью вариаций палеонапряженности позднего маастрихта была их большая амплитуда, достигающая  $4H_0$ .

Из рис. 2 хорошо видно, что в самом конце маастрихта произошло резкое уменьшение амплитуды вариаций и средних значений палеонапряженности. Аналогичное поведение палеонапряженности можно отметить и вблизи других границ геологических веков, которые обеспечены палеомагнитными данными. Так, в конце берриаса, готерива, баррема, апта, сеномана палеонапряженность сначала увеличивалась, а затем уменьшалась. Согласно данным [Tauxe, Hartl, 1997], похожие изменения напряженности геомагнитного поля происходили вблизи границ геологических веков в кайнозое (в конце олигоцена—начале миоцена).

На рис. 3 на временной шкале размещены усредненные результаты по полученным фрагментам палеонапряженности мелового периода. Значительная часть мелового периода пока не обеспечена палеомагнитными данными. Один из пробелов в интервале 89.5—85 млн лет (вероятно, турон—ранний сантон) мог бы быть заполнен данными, полученными в работе [Cronin et al., 2001]. Согласно этим материалам, в интервале 89.5—85 млн лет значительных всплесков палеонапряженности не обнаружено, а дисперсия ее значений примерно совпадает с дисперсией, полученной нами по альбу, сеноману и сантону. Можно отметить, что по сведениям [Cronin et al., 2001] палеонапряженность в среднем понижалась от турона—коньяка к раннему сантону.

### ОБ АДЕКВАТНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

В качестве доводов в пользу адекватности данных о поведении палеонапряженности обычно используют два аргумента — это внешняя сходимость и отсутствие явной корреляции палеонапряженности с динамикой петромагнитных параметров. Для проверки результатов определения палеонапряженности внешней схожимостью мы провели реконструкцию нескольких разновозрастных фрагментов ее поведения по осадочным толщам позднего баррема—раннего апта. Сведения о месте отбора и возрасте этих отложений приведены в табл. 2. Там же указаны средние значения палеонапряженности, полученные по отдельным осадочным толщам. Надо отметить, что ошибки при корреляции возраста осадочных толщ, находящихся на больших расстояниях друг от друга, возможны. Но для интервала баррем—ранний апт их вероятность минимальна. В это время инверсии геомагнитного поля происходили редко, и интервалы магнитной полярности относительно легко распознаются. Инверсии на границах хронов M1, M0 и C34 позволяют проводить корреляцию отложений верхнего баррема—нижнего апта с хорошей точностью. На рис. 4 показаны результаты определения палеонапряженности по осадочным толщам позднего баррема—раннего апта (фрагменты 1—9, см. табл. 2). В нижней части рис. 4 показана обобщенная реконструкция поведения палеонапряженности в хронах M1—M0. Осадочные толщи, по которым определялась палеонапряженность хрона M0, разнесены на первые сотни километров. Средние значения палеонапряженности, полученные по этим осадочным толщам, практически совпадают между собой.

Разрезы, по которым получена палеонапряженность хрона M1, разнесены более чем на тысячу километров. Условия образования этих отложений (глубина, удаление от берега, скорость осадконакоп-

Таблица 2.

Средние значения палеонапряженности по осадочным толщам, образовавшимся во время хронов M1 и M0

Номер фрагмента (см. рис. 4)	Место отбора образцов	Координата, град.		$H/H_{0\text{cp.}}$	Хрон полярности
		с.ш.	в.д.		
1	гора Сенгилей	53°57'	48°50'	0.40	M0
2	с. Федоровский створ	52°38'	48°12'	0.39	M0
3	с. Черный загон	52°46'	48°18'	0.38	M0
4	разрез Чертов Яр	64°12'	60°43'	0.73	M1
5	с. Кременки	54°09'	48°24'	0.96	M1
6	с. Верхоречье, Крым	44°41''	33°59'	—	M1
7	скв. 204	51°25'	49°40'	0.89	M1
8	с. Акуша	42°16'	47°20'	0.98	M1
9	Урух	43°03'	43°49'	0.96	M1

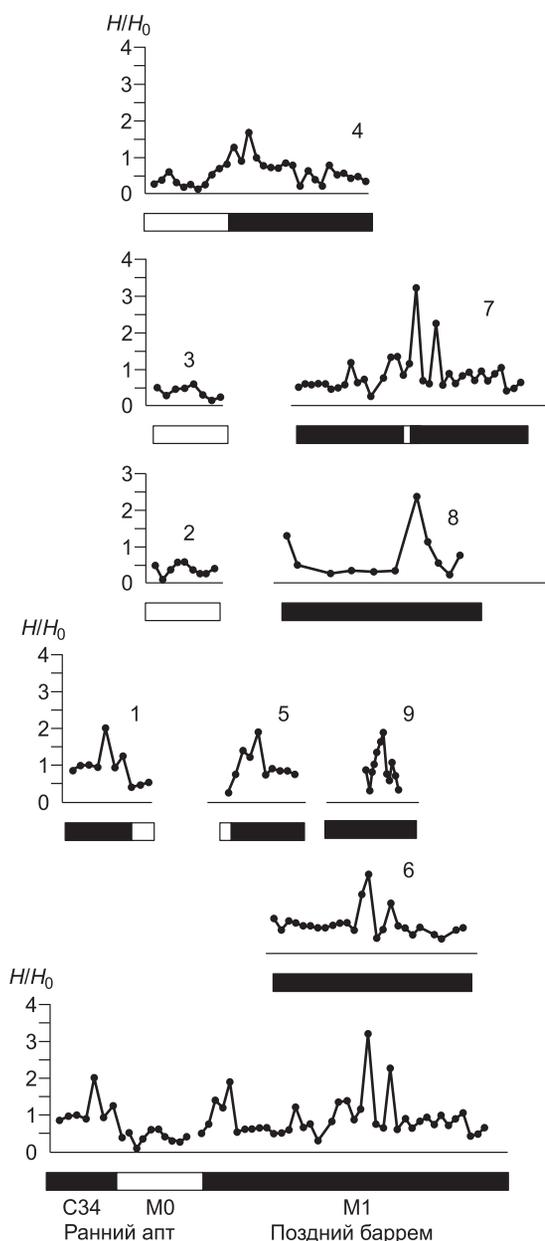
ления) и источники осадочного материала были различными. Характеристическая намагниченность отложений приполярного Урала отличалась от характеристической намагниченности других отложений тем, что она получена при температуре термической чистки выше 300 °С (для остальных отложений температура термической чистки не превышала 250 °С). Тем не менее средние значения палеонапряженности, полученные по этим отложениям, различалась незначительно (см. табл. 2).

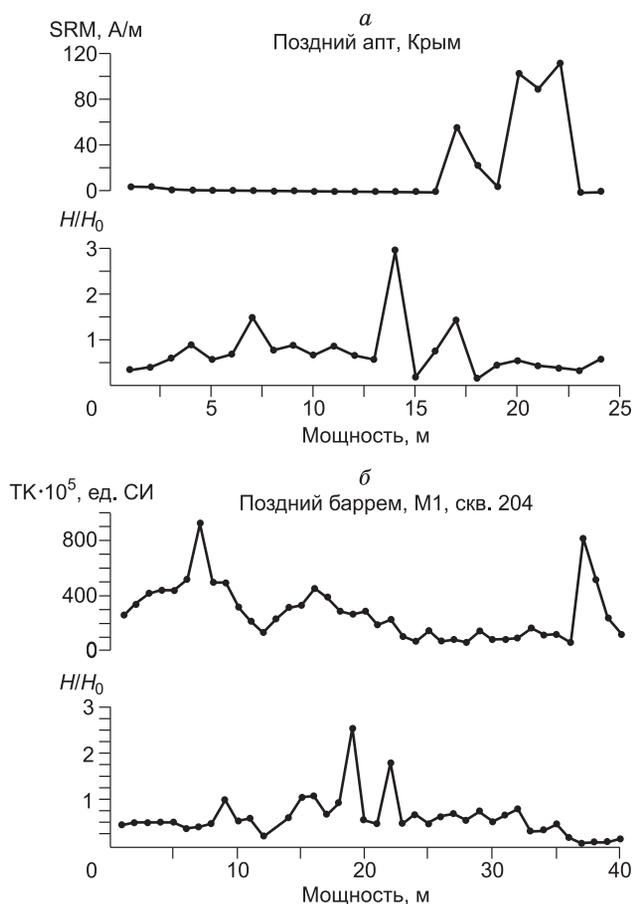
В намагниченности осадочных пород Крыма присутствовала компонента химического происхождения [Барабошкин и др., 2004; Ямпольская и др., 2006]. Наличие аутигенных магнитных минералов обычно рассматривается как фактор, препятствующий определению абсолютных значений палеонапряженности [Храмов, 1982]. В связи с этим отложения Крыма использовались для получения только динамики палеонапряженности (относительной палеонапряженности). Тем не менее по отложениям Крыма также можно обнаружить, что в средней части хрона M1 имело место значительное увеличение амплитуды вариаций палеонапряженности. Следовательно, по отложениям, имеющим различную природу намагниченности (Крым и скв. 204), может быть получена одинаковая динамика палеонапряженности (см. рис. 4).

Имеющиеся материалы показали, что результаты определения палеонапряженности, проведенные по различным осадочным толщам, совпадают, а изменения условий осадконакопления не оказывают значительного влияния на получаемую картину поведения палеонапряженности. Ранее подобный вывод был сделан при сопоставлении результатов определения палеонапряженности позднего плейстоцена по морским и океанским отложениям, которые образовались в различных климатических условиях [Петрова, 1998]. В работе было показано, что при получении обобщенной кривой палеонапряженности в последние 100 тыс. лет дисперсия (одновозрастных значений палеонапряженности) не превышала  $0.25H_0$ . Различия между средними значениями палеонапряженности хрона M1 и M0 также не превышают  $0.25H_0$ .

Рис. 4. Фрагменты палеонапряженности хронов M1 и M0.

Фрагменты 1—9 см. в табл. 2.





**Рис. 5.** Изменение палеонапряженности  $H/H_0$  и SRM по отложениям апта (а),  $H/H_0$  и ТК по отложениям баррема (хрон M1) (б).

Явной корреляции между изменениями магнитной фракции и динамикой палеонапряженности мы не обнаружили. В качестве петромагнитных параметров, характеризующих изменение магнитоминералогического состава, мы использовали данные о поведении SRM и ТК (приращение магнитной восприимчивости после нагревания до 500 °С в воздушной среде). Величина SRM связана с количеством минералов-носителей остаточной намагниченности. По приросту ТК можно судить о содержании новообразованного магнетита и, следовательно, о концентрации первичных сульфидов и карбонатов железа, являющимися индикаторами окислительно-восстановительного режима в придонных слоях палеобассейна [Ямпольская, Гужиков, 2000]. Обычно рост ТК свидетельствует об увеличении органического вещества в осадке и восстановительного потенциала. Знак и величина коэффициента корреляции между  $H/H_0$  и петромагнитными параметрами SRM и ТК менялись случайным образом. Коэффициент корреляции не превышал 0.12. На рис. 5 приведены примеры сопоставления поведения  $H/H_0$  с SRM и ТК. Для иллюстрации связи  $H/H_0$  с пове-

дением петромагнитных параметров использовались данные, полученные по осадочным толщам, у которых изменение по мощности SRM и ТК было наиболее значительным. Как видно из рис. 5, увеличение SRM на три порядка не сказывается на поведении  $H/H_0$ . Между поведением  $H/H_0$  и ТК также нет явной связи.

Таким образом, совпадение динамики и средних значений палеонапряженности, полученной по различным осадочным толщам, является основным аргументом, свидетельствующим в пользу адекватности проводимых реконструкций напряженности древнего геомагнитного поля.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Имеющиеся материалы позволили получить максимально подробную реконструкцию палеонапряженности мелового периода. Поведение палеонапряженности в интервале берриас—ранний баррем, безусловно, отличается от палеонапряженности позднего баррема—сантона. Не исключено, что появление новых материалов внесет некоторую коррекцию в оценки средних значений палеонапряженности, но мало вероятно, что существенно изменится ее динамика.

По нашему мнению, особенности изменений амплитуды вариаций палеонапряженности могут быть использованы в качестве синхронных стратиграфических реперов. Согласно рассмотренным материалам, кратковременные эпизоды увеличения амплитуды вариаций палеонапряженности — относительно редкое событие. В одном геологическом веке имеют место не более 2—3 таких событий. При частой смене полярности в берриасе—раннем барреме или, наоборот, при редкой смене полярности (в меловом суперхроне) использование данных о вариациях палеонапряженности в качестве стратиграфических реперов представляется весьма перспективным. Эпизоды, во время которых повышалась амплитуда вариаций палеонапряженности (см. рис. 4), достаточно легко обнаруживаются при изучении осадочных толщ и могут быть использованы для стратиграфических корреляций.

После всплесков напряженности геомагнитного поля могли иметь место кратковременные эпизоды смены геомагнитной полярности. На рис. 2, 4 показано, что такие события происходили в позднем барреме, альбе и сеномане. При этом эпизоды смены геомагнитной полярности имели значительно меньшую продолжительность, чем интервалы с высокой амплитудой вариаций палеонапряженности. Из-за большей продолжительности интервалы с повышенной амплитудой вариаций палеонапряженнос-

ти могут легче обнаруживаться при изучении осадочных толщ, чем эпизоды смены геомагнитной полярности.

В ряде случаев соответствие полученных нами фрагментов поведения палеонапряженности хронам полярности и определенным отрезкам геологического и стратиграфического времени не является бесспорным. Оценки возраста выполнены на уровне точности, с которой составлена современная магнитостратиграфическая шкала Русской плиты и прилегающих территорий. Как показано в работе [Гужиков, Барабошкин, 2006], интеграция региональных шкал полярности в общую магнитостратиграфическую шкалу может сопровождаться некоторой корректировкой возраста биостратиграфических границ относительно палеомагнитных событий. Не исключено, что положение фрагментов палеонапряженности на шкале геологического времени будет уточняться. При этом наличие обнаруженных особенностей в поведении палеонапряженности (различие средних, особенности структуры, наличие всплесков) представляется достаточно надежно установленным.

Использованный нами способ калибровки данных о палеонапряженности не является единственным возможным. Например, в работе [Valet et al., 2005] калибровка кривой поведения напряженности геомагнитного поля в последние 2 млн лет была выполнена с помощью данных, полученных по термонамагнитным породам. Этот способ удобен тем, что с его помощью могут быть откалиброваны любые ранее полученные данные о динамике палеонапряженности. Кроме того, он не требует проведения специальных исследований, связанных с лабораторным переосаждением. Для его осуществления необходим большой объем хорошо датированных определений палеонапряженности по термонамагнитным породам. Для мелового периода таких материалов пока явно недостаточно. Использованный нами способ калибровки с применением переосаждения позволяет определять палеонапряженность на временных интервалах, не обеспеченных данными, полученными по термонамагнитным породам. Надо отметить, что способ калибровки не влияет на динамику палеонапряженности. Если в дальнейшем для определения абсолютных значений палеонапряженности будет использован другой метод (другая калибровка), то это может изменить оценки ее средних значений, но не повлияет на обнаруженные особенности вариаций. Сопоставление данных о палеонапряженности, выполненных по осадочным и термонамагнитным породам, показало, что они практически совпадают. Так, среднее значение палеонапряженности мелового периода, полученное по термонамагнитным породам (по мировой базе данных PINT08, представленной на сайте [<http://www.geo.uu.nl/~forth/Software/PINT08/PINT08.htm>]), составляет  $(0.7 \pm 0.5)H_0$ . Согласно материалам, рассмотренным в настоящей работе, средняя палеонапряженность мела была  $(0.75 \pm 0.5)H_0$ . Различие средних значений палеонапряженности, полученных по термонамагнитным (методом Телье) и осадочным породам (методом переосаждения), на порядок меньше, чем их дисперсия. Таким образом, способ определения палеонапряженности не оказывает значимого влияния на результаты реконструкции ее динамики.

Имеющиеся материалы позволили нам сделать вывод об особенностях изменения палеонапряженности на границах некоторых геологических веков (берриаса, готерива, баррема, апта, сеномана, маастрихта). Обнаружено, что на границах геологических веков изменение палеонапряженности происходило одинаковым образом. Средние значения и вариации палеонапряженности возрастали в конце геологических веков и уменьшались на границе и в начале следующих геологических веков. Подобные особенности в поведении геомагнитного поля замечены впервые, поскольку ранее изменения палеонапряженности на границах геологических веков мелового периода не исследовались. О систематичности изменений палеонапряженности на границах геологических веков пока рано делать выводы. Вместе с тем, если рассмотреть данные о палеонапряженности в олигоцене—раннем миоцене (границы между рюпельским—хатским и хатским—аквитанским веками) [Tauxe, Hartl, 1997], то можно обнаружить, что вблизи границ геологических веков ее изменения происходят таким же образом, как и в меловом периоде. На данный момент нам известны десять случаев реконструкции динамики палеонапряженности на границах геологических веков из рассмотренных материалов в данной работе и результатов работ [Valet, Meynadier, 1993; Tauxe, Hartl, 1997]. Во всех случаях в поведении напряженности геомагнитного поля обнаруживается одинаковая особенность — на границах геологических веков амплитуда ее вариаций и среднее значение уменьшаются.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного обобщения данных, полученных по осадочным породам, представлена наиболее полная версия поведения палеонапряженности в меловом периоде. Обнаружено, что поведение палеонапряженности в интервалах берриас—ранний баррем, поздний баррем—сантон и ранний—поздний маастрихт различается. В берриасе—раннем барреме палеонапряженность хаотически изменялась с амплитудой порядка  $1H_0$  при среднем значении  $0.63H_0$ . В позднем барреме—сантоне происходило чередование вариаций палеонапряженности большой (до  $3.5H_0$ ) и малой (порядка  $0.5H_0$ ) амплитуды.

Среднее значение палеонапряженности этого интервала составило  $0.87H_0$ . В раннем и позднем маастрихте вариации палеонапряженности происходили с большой амплитудой. Максимальных значений амплитуда вариаций палеонапряженности достигла в позднем маастрихте ( $4H_0$ ). В самом конце маастрихта амплитуда вариаций палеонапряженности резко уменьшилась. Вблизи границ геологических веков в поведении палеонапряженности прослеживались одинаковые тенденции. В конце геологических веков средние значения палеонапряженности и амплитуда ее вариаций возрастали, а в начале геологических веков — уменьшались.

Авторы благодарят А.Ю. Гужикова, М.В. Пименова и О.Б. Ямпольскую за предоставленные коллекции образцов.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Муттерлоуз Й., Ямпольская О.Б., Пименов М.В., Гаврилов С.С.** Новые данные о стратиграфии баррем-аптских отложений Горного Крыма в связи с обнаружением аналога хрона M0 в разрезе с. Верхоречье // Вестн. Моск. ун-та. Геология. 2004, № 1, с. 10—20.

**Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю.** Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела Тетического и Бореального поясов // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 3, с. 365—368.

**Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А.** Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. Е.М. Первушов. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 2007, с. 69—86.

**Куражковский А.Ю.** Переосаждение как способ петромагнитного анализа и определения палеонапряженности // Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и климата Земли в прошлом / Ред. М.И. Малахов. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2003, с. 58—61.

**Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И., Брагин В.Ю.** Геомагнитное поле в геологическом прошлом (за последние 400 млн лет) // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (4), с. 486—495.

**Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.** Некоторые закономерности в изменениях характеристик магнитного поля в меловом периоде // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы пятого Всероссийского совещания (23—28 августа 2010 г., г. Ульяновск) / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, И.В. Благовещенской. Ульяновск, УлГУ, 2010б, с. 210—213.

**Петрова Г.Н.** Реальность отражения изменений палеонапряженности геомагнитного поля в палеомагнитных записях осадочных пород // Физика Земли, 1998, № 8, с. 23—29.

**Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.А.** Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.

**Ямпольская О.Б., Гужиков А.Ю.** Термокаппаметрические характеристики сланцевой толщи зоны D.PANDERI как индикаторы некоторых особенностей геохимического режима в позднеюрском бассейне Русской плиты // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент / Ред. В.П. Щербачев. М., Геос, 2000, с. 85—86.

**Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С.** Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Геология. 2006, № 1, с. 3—15.

**Biggin A.J., Thomas D.N.** Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics // Geophys. J. Int., 2003, v. 152, p. 392—415.

**Cronin M., Tauxe L., Constable C., Selkin P.A., Pick T.** Noise in the quiet zone // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 190, p. 13—30.

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

**Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Birbina A.V.** New paleomagnetic data for the Hauterivian—Aptian deposits of the Middle Volga region: a possibility of global correlation and dating of time-shifting of stratigraphic boundaries // Rus. J. Earth Sci., 2003, v. 5, № 6, p. 1—30, <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v05/tje03137/tje03137.htm>.

**Heller R., Merrill R.T., McFadden P.L.** The two states of paleomagnetic field intensities for the past 320 million years // Phys. Earth Planet. Inter., 2003, v. 135, p. 211—223.

**Tarduno J., Cottrell R., Smirnov A.** The paleomagnetism of single silicate crystals: recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // Rev. Geophys., 2006, v. 44, RG1002, doi:10.1029/2005RG000189.

**Tauxe L., Hartl P.** 11 million years of Oligocene geomagnetic field behaviour // *Geophys. J. Int.*, 1997, v. 128, p. 217—229.

**Tauxe L., Yamazaki T.** Paleointensities. *Treatise on geophysics // Geomagnetism*. 2007, v. 5, p. 509—563.

**Thomas D.N., Biggin A.J., Schmidt P.W.** A palaeomagnetic study of Jurassic intrusives from southern New South Wales: further evidence for a pre-Cenozoic dipole low // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 140, p. 621—635.

**Valet J.-P.** Time variations in geomagnetic intensity // *Rev. Geophys.*, 2003, v. 41, № 1, 1004, doi: 10.1029/2001/RG000104.

**Valet J.-P., Meynadier L.** Geomagnetic field in intensity and reversals during the past four million years // *Nature*, 1993, v. 366, p. 234—238.

**Valet J.-P., Meynadier L., Guyodo Y.** Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years // *Nature*, 2005, v. 435, p. 803—805.

*Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.  
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию  
21 марта 2011 г.*