

ФРАГМЕНТЫ ПОВЕДЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ В РАННЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

© 2003 г. А. Ю. Куражковский¹, Н. А. Куражковская¹, А. Ю. Гужиков²

¹Геофизическая обсерватория "Борок"

ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, пос. Борок, Ярославской обл.

²Саратовский государственный университет, геологический факультет, г. Саратов

Поступила в редакцию 03.12.2001 г.

Проведено определение поведения палеонапряженности по осадочным породам, принадлежащим готеривскому, барремскому и альбскому ярусу меловой системы. Анализ полученных результатов показал, что в раннем мелу имели место, по крайней мере, два режима генерации геомагнитного поля, один из которых условно можно назвать устойчивым, другой импульсивным. На исследованных временных интервалах отмечено существование двух уровней устойчивого магнитного поля, различающихся значениями палеонапряженности. По предварительным оценкам эти значения составляют 0.7 и 0.2 от напряженности современного геомагнитного поля.

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о поведении напряженности геомагнитного поля в раннемеловую эпоху крайне малочисленны. Из базы данных, объединяющей определения модуля древнего магнитного поля, выполненные по термонамагниченным породам, следует, что в раннемеловую эпоху Земной дипольный магнитный момент изменялся в пределах (0.22–0.66) от современного значения [Perrin, Shcherbakov, 1997]. В качестве среднего значения напряженности Земного магнитного поля нижнего мела обычно принимается 0.5 от напряженности современного магнитного поля (H_0). По этим данным можно получить представление об амплитуде изменения палеонапряженности, однако по ним нельзя судить о режиме генерации магнитного поля Земли. Для исследования режима генерации геомагнитного поля требуются непрерывные данные о его поведении. Такие данные могут быть получены в процессе исследования осадочных пород соответствующего возраста.

В то же время серьезным препятствием в проведении подобных определений являлась сильная зависимость поведения магнитных параметров, используемых для изучения палеонапряженности, от условий, в которых происходило осадконакопление. Отсутствие систематизированных данных о влиянии условий осадконакопления на остаточную намагниченность естественных отложений долгое время не позволяло уверенно судить о том, что именно определяет ход палеомагнитных параметров, поведение которых идентифицировалось с поведением геомагнитного поля.

Дальнейшие исследования молодых осадков, образовавшихся в известном магнитном поле, показали, что эти трудности во многом преодолимы [Петрова и др., 1997; Куражковский, Куражковская, 2001]. Свести к минимуму и оценить ошибки, возникающие вследствие влияния изменений условий осадконакопления на проводимые палеомагнитные определения можно несколькими приемами: 1) выбором тех палеомагнитных параметров, которые в наименьшей степени зависят от условий осадконакопления [Петрова и др., 1997; Куражковский, Куражковская, 2001], 2) наложением ограничений на фациальную изменчивость отложений, используемых в палеопостроении [Куражковский, Куражковская, 2001], 3) сравнительным анализом хода палеомагнитных параметров с вариациями условий осадконакопления [Петрова и др., 1997], 4) специальным изучением влияния условий осадконакопления на поведение палеомагнитных параметров естественных осадков различных фаций, образовавшихся в известном магнитном поле.

Появившиеся к настоящему времени сведения о влиянии условий осадконакопления на палеомагнитные параметры [Куражковский, Куражковская, 2001] позволяют оценивать размеры ошибок, возникающих в ходе работ по определению палеонапряженности и, следовательно, с достаточной уверенностью проводить эти работы.

Окончательные выводы о поведении палеонапряженности раннемеловой эпохи могут быть получены только в результате анализа и синтеза данных, полученных в процессе исследования различ-

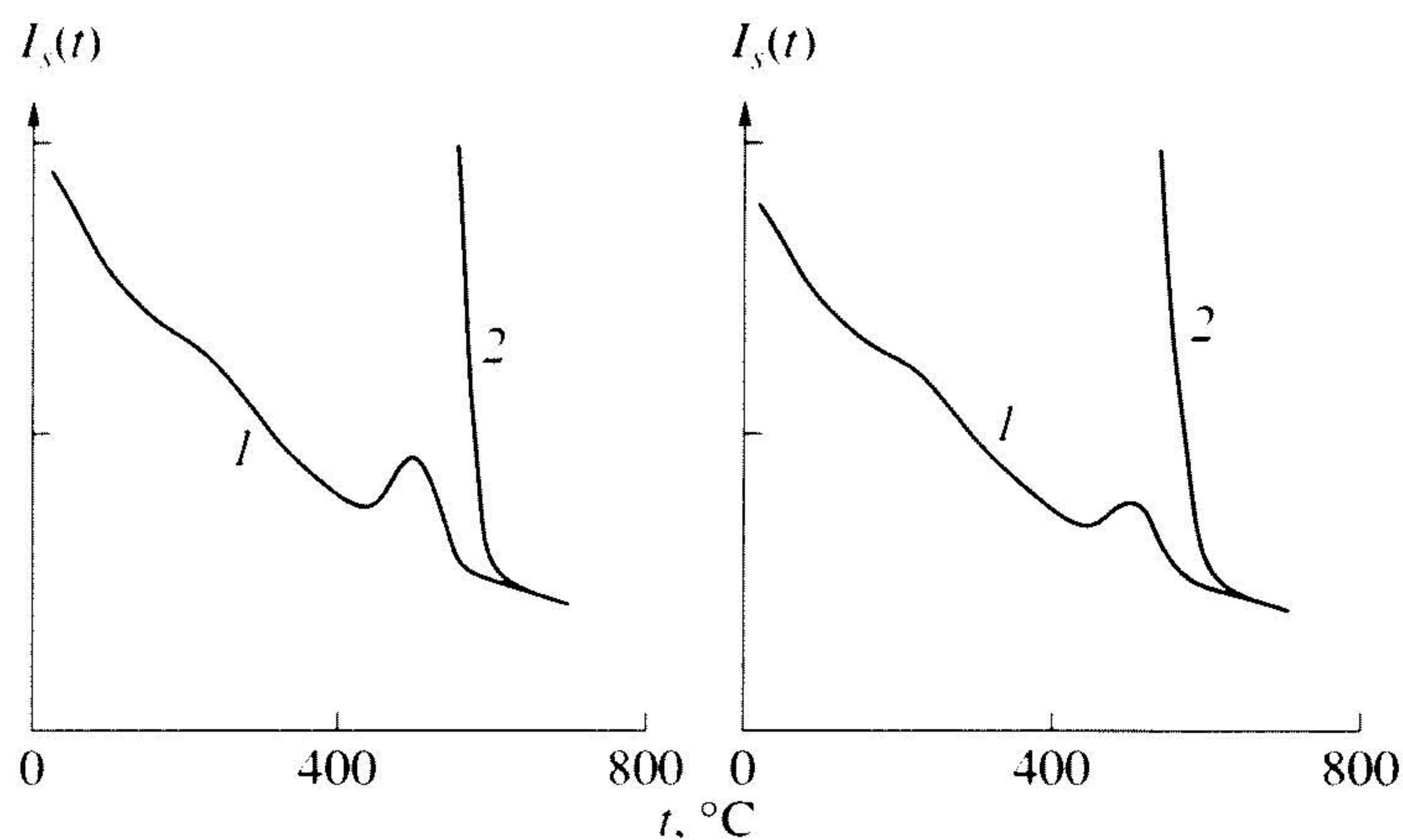


Рис. 1. Типичные кривые терморазмагничивания I_s образцов: (а) – относительно большой и (б) с относительно малой dKt . Кривая 1 – поведение I_s при нагреве, 2 – поведение I_s при охлаждении.

ных осадочных образований из разных регионов нашей планеты. В настоящее время такие данные полностью отсутствуют.

Настоящая работа направлена на изучение нескольких фрагментов раннемеловой палеонапряженности по осадочным породам и является началом получения непрерывных данных о поведении геомагнитного поля позднего мезозоя.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определения палеонапряженности проведены по разрезам двух геокартировочных скважин № 200 и № 204, вскрывшим нижнемеловые отложения в восточной части Саратовской области. Скважины пробурены ФГПУ Саратовской ГГЭ. Все исследуемые отложения – морские сероцветы, глинисто-алевритового состава, образовавшиеся в восстановительной и нейтральной обстановке. Нами исследована 40-метровая толща верхнеготеривских – нижнебарремских пород из скважины № 204. Для проведения петро- и палеомагнитных определений из кернов через каждый метр с одного уровня вырезались 2–4 образца.

Верхнеготеривский и нижнебарремский возраст отложений в скважине 204 обоснован по фауне аммонитов и подтвержден петро- и палеомагнитными данными [Гужиков, 2001]. Низы разреза скважины 200 датированы верхним альбом на основании анализа микрофаунистических комплексов, а также редких остатков макрофауны (кораллы, иноцерамы) и палеомагнитных данных. Определения фораминифер выполнены Л.Ф. Копеевич (МГУ), радиолярий – В.С. Вишневской (Институт литосферы РАН), макрофауны – Е.Ю. Барабошкиным (МГУ). По данным [Барабошкин, 2001] формирование верхнеготеривских отложений Поволжья происходило во время мощнейшей бореальной трансгрессии. Барремская регрессия привела к почти полной изоляции и значительному опреснению бассейна Русской плиты. К

концу альба территория Саратовской области представляла собой часть огромного субширотного ориентированного мелководного бассейна.

Альбские и нижнебарремские отложения формировались в магнитном поле преимущественно прямой полярности, а готеривские в поле переменной полярности.

Отложения слабомагнитны, магнитная восприимчивость K альбских осадков изменяется в пределах $(3-19) \times 10^{-5}$ ед. СИ, а готерив – барремских $(12-30) \times 10^{-5}$ ед. СИ. Величина естественной остаточной намагниченности In_{200} после 200° термоочистки составляла $(0.05-1.0) \times 10^{-3}$ А/м. В процессе последовательных нагревов образцов в пермалловых экранах с шагом 50° было установлено, что после прогрева до 200° естественная остаточная намагниченность становилась однокомпонентной. Такое поведение петромагнитных параметров довольно типично для известных морских нижнемеловых отложений русской плиты. Представление о магнитоминералогическом составе можно получить из рассмотрения зависимости I_s от T (I_s – намагниченность насыщения, T – температура). На рис. 1а, 1б показана зависимость I_s от T для образцов с относительно малой и большой dKt (приrost магнитной восприимчивости после однократной выдержки в воздушной среде). Из рис. 1 видно, что основным носителем намагниченности в обоих случаях является минерал, имеющий температуру Кюри больше 500° , но меньше 600° , что характерно для магнетита. Опыты нормального насыщения также фиксируют наличие магнитомягкой фазы (H_s варьирует от 600 до 850–1000 Э, $H_{cr} = 400-600$ Э), типичной для тонкодисперсного Fe_3O_4 . Приrost магнитной восприимчивости происходит, главным образом, за счет превращения пирита в магнетит и отражает, таким образом, концентрацию изначально немагнитного FeS_2 в породе. Изменение количества сульфидов железа по разрезу служит надежным индикатором вари-

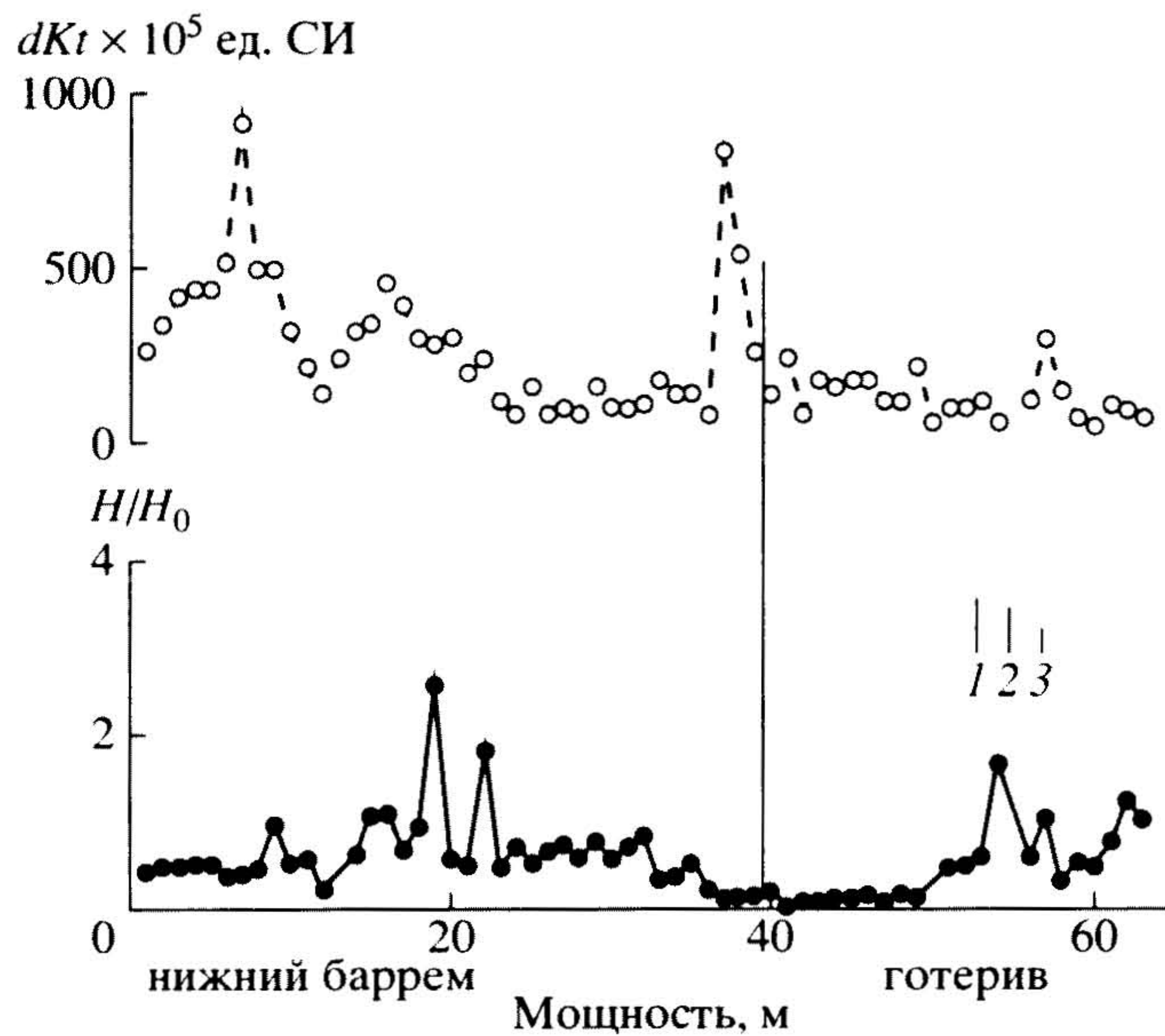


Рис. 2. Изменение напряженности геомагнитного поля и геохимических условий в придонном слое, выполненное по образцам готерив-барремских отложений. Вертикальными отрезками в правой части рисунка показаны возможные (1, 2) и имеющие место в настоящем исследовании (3) разбросы определений H/H_0 .

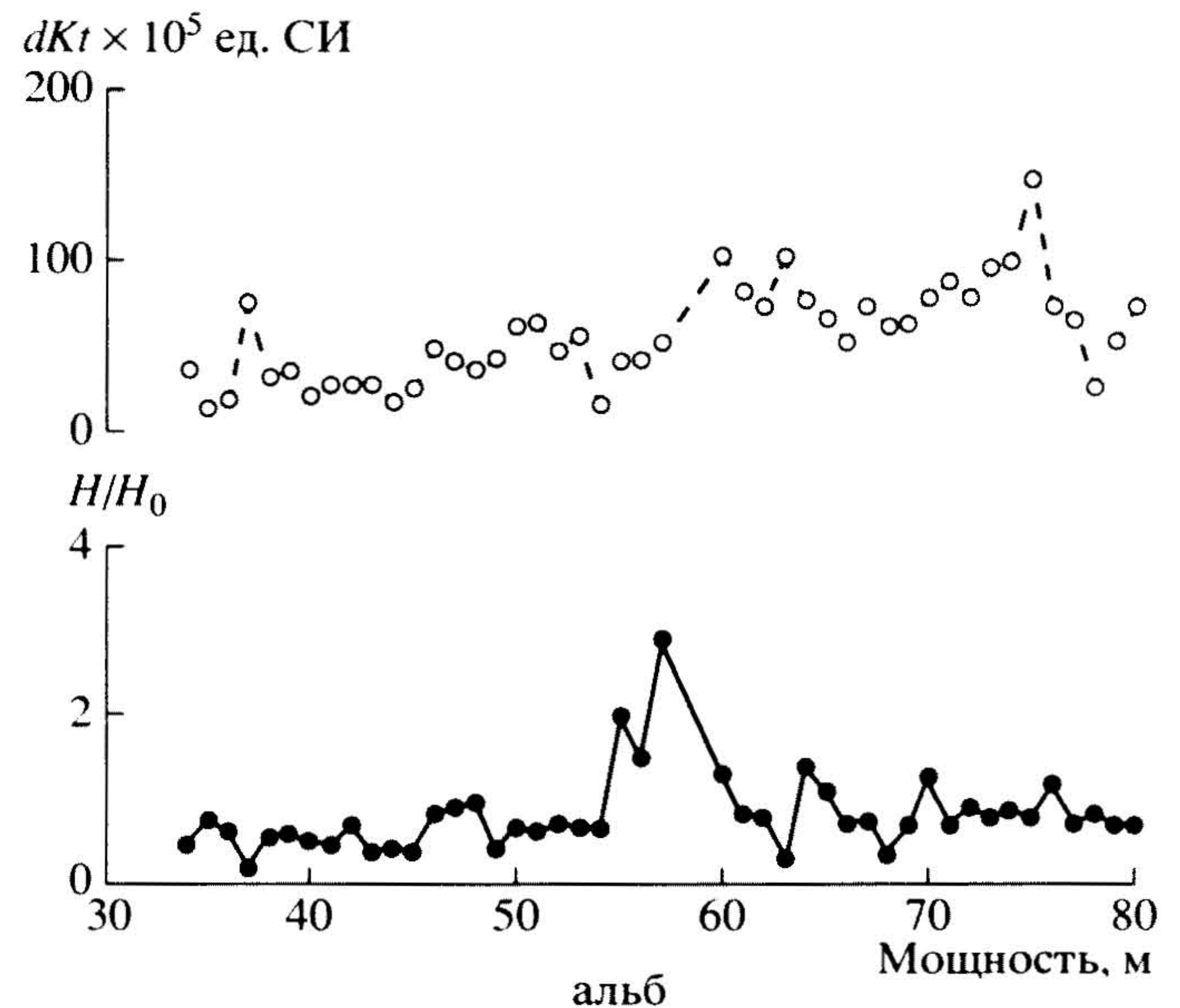


Рис. 3. Изменение напряженности геомагнитного поля и геохимических условий в придонном слое, выполненное по образцам нижнеальбских отложений.

аций окислительно-восстановительного потенциала в придонном слое палеобассейна [Гужиков, Молостовский, 1995].

Поведение палеонапряженности оценивалось с помощью параметра R_{ns} ($R_{ns} = I_{n200}/I_{rs200}$, где I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения). В ряде публикаций было показано, что этот параметр лучше других отслеживает поведение геомагнитного поля [Петрова, 1997; Куражковский, Куражковская, 2001]. Значения напряженности H/H_0 геомагнитного поля, изображенные на рис. 2 и 3, получены следующим образом: $H/H_0 = R_{ns200}/A_{cp200}$, где H — напряженность древнего магнитного поля, A — коэффициент, равный I_{rd200}/I_{rs200} , I_{rd} — средняя лабораторная ориентационная намагниченность одного образца, полученная в результате нескольких переосаждений. Для определения A_{cp} использовались результаты переосаждения образцов из всех горизонтов исследуемого керна.

Такой, на первый взгляд, сложный путь оценки палеонапряженности продиктован следующими соображениями: 1) параметр R_{ns} точнее, чем коэффициент переосаждения P оценивает поведение геомагнитного поля, поскольку последний может быть получен с точностью не выше 10% (точность получения P оценивается несколькими последовательными переосаждениями одного и того же образца); 2) применение параметра A позволяет проводить определение палеонапряженности в абсолютных единицах; 3) поведение параметра A вдоль керна позволяет провести оценку однородности

магнитогранулометрического состава исследуемой толщи, и, если надо провести отбраковку образцов, исключив из рассмотрения осадки, имеющие $A < 2 \times 10^{-3}$ [Куражковский, Куражковская, 2001]; 4) использование дополнительного количества осадочного материала, имеющего похожий состав и структуру, позволяет получить представление о размере возможных ошибок, которые трудно оценить, имея весьма ограниченное количество вещества с одного горизонта. В настоящей работе значение $A = 2.4 \times 10^{-3}$ (максимальные отклонения от среднего составляли 17%).

ПОВЕДЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

На всех исследованных временных интервалах (рис. 2, рис. 3) палеонапряженность изменялась в широких пределах. Достаточно явно выделяются два характерных режима поведения палеонапряженности, один из которых можно условно назвать устойчивым, а другой импульсивным (либо всплесковым [Сергиенко, Шашканов, 1999]). В устойчивом режиме, согласно проведенным оценкам, напряженность магнитного поля была меньше, чем в настоящее время. Со значительной долей уверенности можно выделить два уровня устойчивого геомагнитного поля. В течение альба и баррема палеонапряженность была относительно высокой. В конце готерива отмечен очень низкий уровень палеонапряженности (согласно выполненным оценкам, значительно ниже $0.5 H_0$).

Во время всплескового режима магнитного поля его напряженность значительно возрастает и может в 2–2.5 раза превышать современное значение.

Имеющиеся материалы пока не позволяют связать режим магнитного поля с его полярностью, потому что всплесковый и устойчивый характер поведения геомагнитного поля свойственен как R -, так и N -интервалам.

ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на то, что при выборе методики проведения палеомагнитных определений авторы работы стремятся получить максимально точные и достоверные результаты, вопрос о возможности ошибок всегда остается актуальным.

В настоящей работе также нельзя полностью исключить влияния изменения условий осадконакопления на результаты проведенной реконструкции.

Поскольку исследованные осадки на каждом временном промежутке формировались в одном море с одинаковым источником осадочного материала (в пользу этого свидетельствуют малые изменения K), изменения условий осадконакопления сводятся в основном к вариациям физико-химической обстановки в придонном слое. На рис. 2 и рис. 3 показано поведение dKt , отражающего изменение палеогеохимических условий по разрезу. Как видно из рисунков, интенсивность образования сульфидов железа не коррелирует с поведением палеонапряженности. Это указывает на то, что, если между синтезом аутигенных железосодержащих минералов и поведением R_{ns} имеется какая-то связь, то она неявная и, скорее всего, принципиально не повлияла на полученную картину поведения палеонапряженности.

Не имея достаточного количества материала для стандартной оценки внутрипластового разброса палеомагнитных параметров, на рис. 2 указаны возможные разбросы параметра R_{ns} . Под цифрой 1 показан максимальный разброс этого параметра (если его изменение интерпретировать, как поведение магнитного поля) по осадкам из различных частей Азовского, Каспийского и Баренцева морей, образовавшихся в современном магнитном поле [Куражковский, Куражковская, 2001]. Это максимальный известный авторам разброс параметра R_{ns} , вызванный именно изменением условий осадконакопления. Надо отметить, что гранулометрический, минералогический состав и цвет осадков в этом случае менялись весьма значительно. Для настоящего исследования этот разброс явно завышенный.

Цифрой 2 обозначен максимальный разброс параметра R_{ns} для одного керна осадков, образовавшихся в известном магнитном поле. Вдоль этого керна даже визуально отмечались структурные и цветовые (минералогические) неоднородности [Куражковский, Куражковская, 2001]. Цифрой 3 показан максимальный разброс R_{ns} в одном горизонте кернов, исследованных в настоящей работе.

Данные о стратиграфической полноте разрезов, а также современные представления о скоро-

стях осадконакопления, дают основание полагать, что продолжительность исследованных временных промежутков составляет от нескольких сотен тысяч до первых миллионов лет. Опираясь на эти оценки, можно предположить, что продолжительность каждого выделенного режима геомагнитного поля составляет от нескольких десятков до первых сотен тысяч лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с проведенными определениями, в нижнемеловое время были отмечены два режима генерации геомагнитного поля (относительно устойчивый и импульсивный режим). Во время всплесков раннемеловая напряженность магнитного поля значительно превышала современную.

Обнаружено два уровня устойчивого магнитного поля, различающихся значениями палеонапряженности. В начале баррема и альба напряженность магнитного поля была несколько меньше H_0 , в конце готерива она была значительно меньше H_0 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барбошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеография, бореально-тетическая корреляция). Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2001. 48 с.
- Гужиков А.Ю. Новые данные о петромагнетизме нижнемеловых отложений Поволжья. Тез. конф. "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", пос. Борок. М.: ГЕОС. 2000. С. 28–30.
- Гужиков А.Ю. Магнитостратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений Среднего Поволжья. Геологические, геофизические и геохимические исследования юго-востока Русской плиты. Материалы научной межведомственной конференции, г. Саратов, 2–4 апреля 2001 г. С. 47–48.
- Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты). Бюлл. МОИП., отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 32–41.
- Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А. Оценка ошибок, вносимых меняющимися условиями осадконакопления в реконструкцию вариаций напряженности геомагнитного поля // Физика Земли. 2001. № 4. С. 31–35.
- Петрова Г.Н. Изменение магнитного момента Земли за последние 340 тысяч лет // Физика Земли. 1996. № 10. С. 48–54.
- Петрова Г.Н., Диденко Е.Ю., Варданян А.А. Изменение палеонапряженности геомагнитного поля 220–200 тыс. лет тому назад в Армении // Физика Земли. 1997. № 10. С. 81–84.
- Сергиенко Е.С., Шапканов В.А. Палеонапряженность геомагнитного поля во время кайнозойских инверсий // Физика Земли. 1999. № 6. С. 66–75.
- Perrin M., Shcherbakov V. Paleointensity of Earth's magnetic field for the past 400 Ma: evidence for a dipole structure during the Mesozoic low // J. Geomag. Geoelectr. 1997. V. 49. P. 601–614.