ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2006, М 4, с. 80-93

УДК 550.383

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД РАЗРЕЗА ТУЗЛА (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)

© 2006 г. О. В. Пилипенко[1], Н. Абрахамсен[2], В. М. Трубихин[3]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

[2]Орхусский университет, г. Орхус, Дания

[3]Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Поступила в редакцию 20.01.2005 г.

Петро- и палеомагнитными методами изучена верхняя часть позднеплейстоценового разреза Тузла на Азовском побережье Таманского п-ова, сложенная континентальными осадками и соответствующая временному интервалу 50-10 тыс. лет. Получены детальные кривые угловых элементов геомагнитного поля, на которых выделяется аномальное направление ~25-35 тыс. лет, совпадающее по времени с аналогичным аномальным горизонтом, обнаруженным в породах разреза Роксоланы (Украина). По мировой шкале геомагнитных экскурсов аномальное направление можно сопоставить с экскурсом Моно. Значимая корреляция между временными рядами $NRM_{0,015}$/SIRM (разрез Тузла) и NRM_{250}/КВ (разрез Роксоланы) во временном интервале 50-10 тыс. лет и мировыми сводными кривыми VADM-21 и Sint-800 говорит о том, что кривая $NRM_{0,015}$/SIRM в указанное время отражает изменение относительной палеонапряженности геомагнитного поля.

Ключевые слова: естественная остаточная намагниченность, лёссово-почвенные разрезы, угловые компоненты и относительная палеонапряженность геомагнитного поля.

PACS:9l.25.Ng

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании чисто покровных отложений всегда остается некоторая неоднозначность в стратификации разрезов, связанная с редкостью нахождения в них фаунистических остатков. Поэтому для изучения изменений геомагнитного поля и его тонкой структуры большой интерес представляют отложения хорошо датированных морских террас. К таким хорошо датированным морским террасам относится разрез Тузла. Разрез Тузла интересен еще и тем, что он охватывает временной интервал, в котором происходили глобальные экскурсы геомагнитного поля, такие как Блейк (105-120 тыс. лет), экскурс Каргаполово (35-40 тыс. лет), экскурс Моно (26-28 тыс. лет) и Гетенбург (11-14 тыс. лет) [Мернер и др., 2001]. В реальном геологическом разрезе экскурсы могут быть записаны неполно или вообще быть не записаны, и аномальные направления представлены всего несколькими точками. Тем не менее, ожидается, что часть этих экскурсов отражена в палеомагнитных записях векторных характеристик геомагнитного поля разреза Тузла.

Цель работы - получить запись палеонапряженности и угловых элементов геомагнитного поля и связать изменения магнитных характеристик пород разреза Тузла с климатическими изменениями в период формирования пород.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАТИРОВКИ

Разрез Тузла расположен на Таманском полуострове (рис. 1) южнее одноименного мыса Тузла (ф = 45°N, А = 37°Е). Разрез представляет собой морскую террасу карангатского возраста. Высота террасы над уровнем моря около 14-15 м. Здесь, над цоколем террасы, сложенным понтическими глинами, снизу вверх обнажаются (рис. 2):

1. Базальные галечники и рыхлые серые пески с обильной фауной моллюсков Cardium edule L., Pecten ponticus Mil., Ostrea taurica Kryn. и др. Мощность-1.5-2 м.

2. Светло-бурые вязкие лёссовидные суглинки. Мощность ~1.4 м.

3. Темно-серые глинистые пески (в верхней части пачки прослой светло-желтого тонкозернистого песка. Мощность ~0.5-0.6 м.

4. Бурый суглинок, плотный. Мощность ~2.4 м.

5. Тот же суглинок, но слабо карбонатизированный, очевидно по корневой системе растений. Мощность ~0.3 м.

6. То же, что и слой 4. Мощность ~1.4 м.

7. То же, что и слой 5. Мощность ~0.25 м.

8. Светло-бурая, сильно песчанистая эмбриональная палеопочва. Мощность ~0.5 м.

9. Желтовато-серый песчанистый лёсс. Мощность ~0.7-0.8 м.

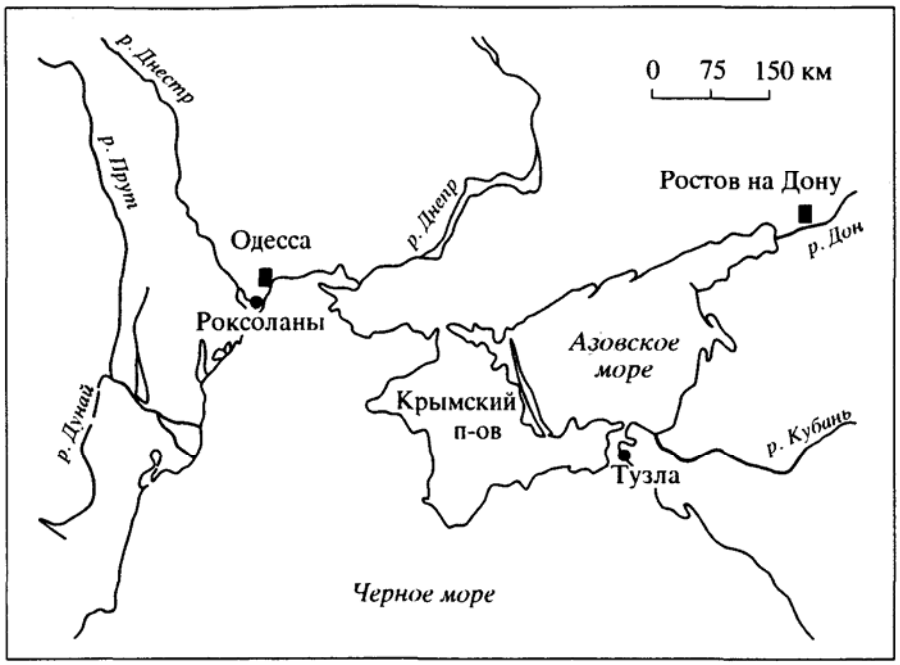

Рис. 1. Географическое расположение разреза Тузла.

10. Темно-бурая глинистая палеопочва со слабо выраженным карбонатным горизонтом. Мощность ~0.85 м.

11. Желтовато-серый лёсс. Мощность ~1.25 м.

12. Тот же лёсс, но с обильными карбонатными конкрециями. Мощность ~0.4–0.5 м.

13. Современная почва. Мощность ~1 м.

Описанный разрез четко разбивается на 2 блока: нижний, представленный морскими и субаквальными отложениями (слои 1–7), и верхний, представленный чисто покровными отложениями – лёссами и почвами (слои 8–13). Причем, если породы верхнего блока залегают горизонтально, то породы нижнего блока явственно, хотя и очень слабо дислоцированы (2–3°).

При прослеживании характера отложений данной террасы вдоль берега на юго-восток видно, что на протяжении нескольких сот метров субаквальная часть разреза становится все более бассейновой, а почвы верхней части разреза становятся все более гидроморфными.

Несмотря на наличие в разрезе перерыва, мы можем в нем выделить несколько датировочных уровней. Возраст этой террасы карангатский [Федоров, 1963]. Возраст и объем карангатских отложений достаточно надежно установлен благодаря многочисленным датировкам по неравновесному урану – ~130–70 тыс. лет [Островский и др., 1977; Dodonov et al., 2000]. Эти отложения соответствуют 5-ой изотопно-кислородной стадии и в морских отложениях слагают три осадочных цикла [Додонов, 2002], что и наблюдается в субаквальной части разреза (слои 1–2, 3–5 и 6–7). Это дает даты для подошвы аккумулятивных отложений террасы – не древнее 130 тыс. лет и для кровли субаквальных отложений – не моложе ~70 тыс. лет. Что же касается верхней покровной части разреза, то сдвоенная почва отвечает внутривалдайскому интерстадиалу [Додонов, 2002] и, соответственно, Брянскому педокомплексу (Br). Внутривалдайский интерстадиал содержит в своем составе два наиболее крупных потепления – Гражданское и Дунаево [Палеолит СССР, 1984] и отвечает двухчленной 3-ей изотопно-кислородной стадии. Подошва интерстадиала не древнее 50 тыс. лет, а кровли нижней (Br_2) и верхней (Br_1) погребенных почв будут иметь даты ~35 и ~25 тыс. лет, соответственно. Таким образом, на границе пачек 7 и 8 фиксируется перерыв продолжительностью около 20 тыс. лет. На этот перерыв падает фаза тектонической активности, зафиксированная в Крыму и на Кавказе в интервале между 50 и 70 тыс. лет [Трубихин, 1987]. Что же до верхних лёссов (слои 11 и 12), то они отвечают позднему Валдаю и кровля их не моложе 10 тыс. лет.

Данная работа посвящена палеомагнитному и петромагнитному исследованию верхней части разреза (составляющей ~4 м), сложенной континентальными отложениями, от кровли поздневалдайских лёссов (слой 12) до подошвы нижней Брянской палеопочвы (слой 8).

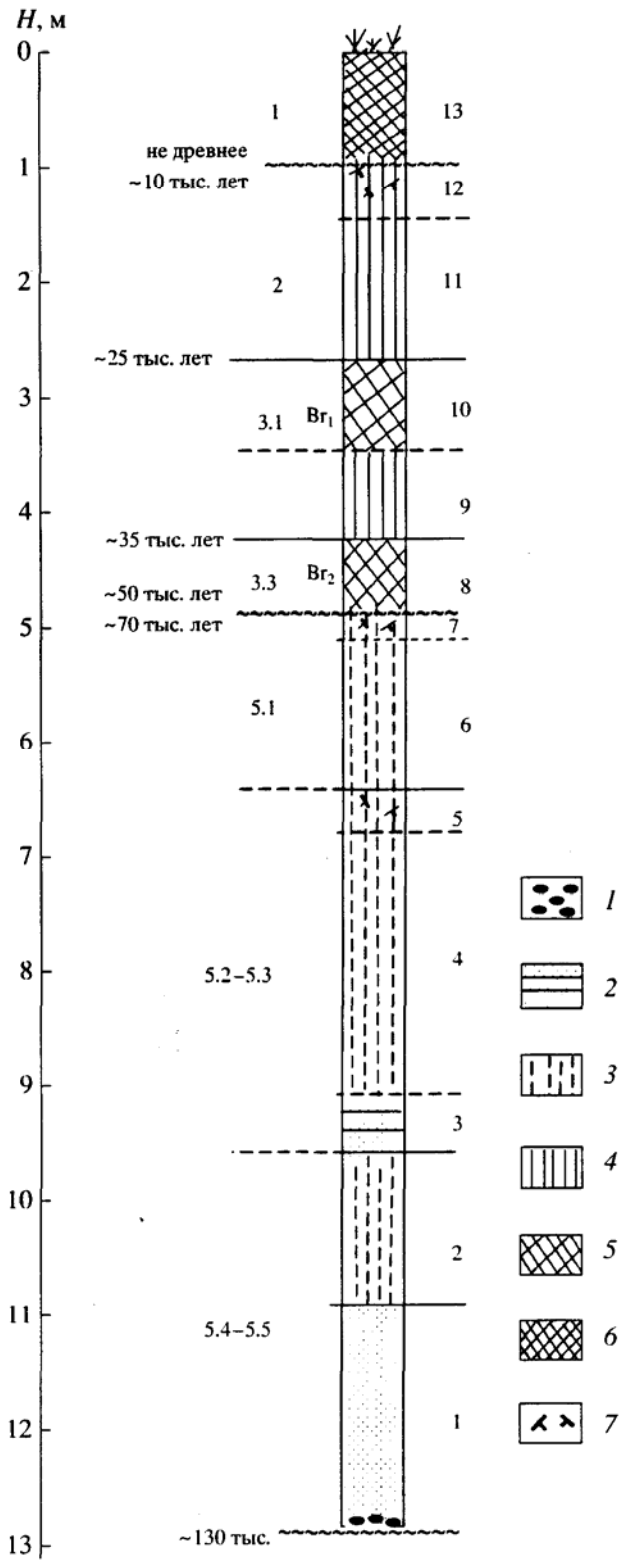

Рис. 2. Литологическая колонка разреза Тузла. Условные обозначения соответствуют: *1* – базальные галечники, *2* – пески, *3* – лёссовидные суглинки, *4* – лёссы, *5* – палеопочвы, *6* – современная почва, *7* – горизонты карбонатных конкреций.

ОТБОР КОЛЛЕКЦИИ

Образцы пород лёссово-почвенного разреза Тузла были отобраны методом сплошного отбора от кровли поздневалдайских лёссов (рис. 2), обогащенных карбонатными конкрециями (слой 12) и расположенных под современной почвой, до подошвы лёссовидных суглинков (слой 2). Ориентированные по магнитному меридиану штуфы были взяты из свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Далее штуфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых в свою очередь были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по 3 дубля с уровня. Число уровней верхней части разреза (слои 8–12) равнялось 146.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Комплексом методов, хорошо разработанным в магнетизме горных пород, проведены исследования состава ферромагнитной фракции, присутствующей в изучаемых породах разреза Тузла, путем получения кривых насыщения SIRM, значений разрушающего поля B_{cr} намагниченности насыщения, определения температурной зависимости намагниченности насыщения и температур блокирования. Эксперимент выполнялся в палеомагнитной лаборатории Орхусского университета (Дания).

Изучение состава основных носителей естественной остаточной намагниченности было выполнено комплексом методов. Ступенчатое приобретение SIRM образцов пилотной коллекции в магнитном поле от 0.05 до 1.5 Тл показало, что 90% SIRM образцы приобретают в поле до 0.3 Тл (рис. 3а). Коэрцитивная сила B_{cr} = 36–45 мТл (см. таблицу). Средняя величина параметра S = $= IRM_{-0.3Тл}/IRM_{1.5Тл} \sim -0.89$ (рис. 3б). Все это говорит о том, что основным носителем NRM является низко-коэрцитивный минерал, такой как магнетит или маггемит [Evans, Heller, 2003].

Термомагнитный анализ был проведен по методике [Lowrie, 1990] на 14 образцах пилотной коллекции с различных стратиграфических уровней. Для этого образцы по X-оси насыщались в поле 1.5 Тл, по Y-оси в поле 0.5 Тл и по Z-оси в поле 0.2 Тл. Далее образцы ступенчато нагревались от 50 до 550°C шагом 50°C, а начиная с 550°C до 700°C – с шагом 25°C. Нагревы проводились в шонстедовской печке. На рис. 3в приведены кривые ступенчатого терморазмагничивания образцов пилотной коллекции. На всех рисунках график низкокоэрцитивной компоненты, соответствующей последнему намагничиванию в поле ≤0.2 Тл, проходит много выше промежуточной и высококоэрцитивной компоненты. Низкокоэрцитивная и промежуточная компоненты соответствуют магнитным зернам, насыщающимся в полях ≤0.2–

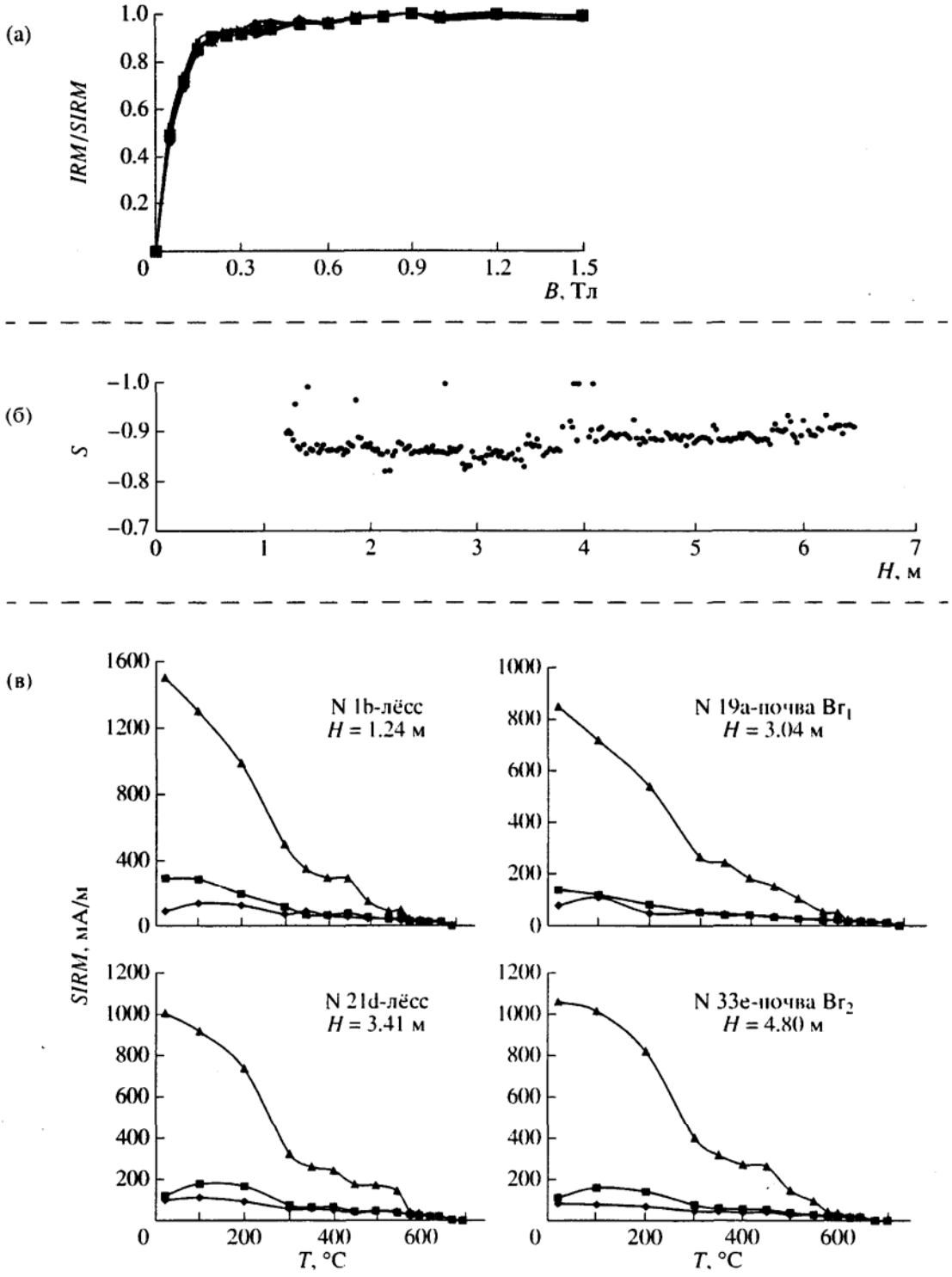

Рис. 3. Кривые изотермического остаточного насыщения образцов в постоянном магнитном поле (а). Параметр $S = IRM_{-0.3\ Тл}/IRM_{1.5\ Тл}$ в зависимости от глубины разреза (б). Термомагнитные кривые трехкомпонентной IRM(T), созданной путем намагничивания образцов в поле 1.5 Тл вдоль оси *X* (ромбик), далее в поле 0.5 Тл вдоль оси *Y* (квадрат), и в поле 0.2 Тл вдоль оси *Z* (треугольник) (в).

0.5 Тл, то есть магнетиту и маггемиту. Температура блокирования на графиках у низкокоэрцитивной компоненты равняется ~580–600°C. Так же на всех кривых для этой компоненты имеется перегиб в районе 300–450°C, который можно объяснить присутствием маггемита и переходом его при нагреве в слабомагнитный гематит. Высококоэрцитивная компонента соответствует зернам, насы-

Магнитные параметры образцов пород разреза Тузла

№ образца	$M_s \times 10^2$, А м^2/кг	M_{rs}/M_s	B_{cr}, мТл
1б, лёсс	20.0	0.053	45
7а, лёсс	14.9	0.070	40
19а, почва Br_1	11.0	0.070	39
24б, лёсс	20.9	0.040	36
26, лёсс	20.8	0.044	39
31б, почва Br_2	13.8	0.078	36

щающимся в полях ≤1.5 Тл, и проходит много ниже двух других и полностью разрушается в районе 675–700°C. Таким образом, основным носителем NRM является магнетит. Помимо магнетита присутствует небольшое количество маггемита и гематита. Термомагнитный анализ не обнаруживает различий в составе магнитных минералов лёссов и почв.

Естественная остаточная намагниченность (NRM) до чистки измерена на сквид-магнитометре на жидком азоте в шести положениях вращения образца. Величины NRM соответствуют стратиграфии разреза (рис. 4а, 4б) и обнаруживают понижение, приходящееся на верхнюю Брянскую почву Br_1 в интервале глубин 2.7–3.5 м. В нижней Брянской почве Br_2 (4.3–4.8 м) такого понижения величин NRM не наблюдается. По величинам NRM четко обозначается граница между покровными и субаквальными отложениями, приходящаяся на $H = 4.8$ м. В субаквальных отложениях величина NRM скачкообразно увеличивается, что связано с изменением режима осадконакопления.

Измерения магнитной восприимчивости K образцов на приборе Kappabridge KLY-2 по трём осям X, Y, Z показали, что образцы пород изотропные. Изменения K соответствуют изменениям NRM по разрезу (рис. 4в). Величина K варьирует в покровных отложениях от $(1–1.5) \times 10^{-7}$ СИ м^3/кг, что говорит о том, что изменение концентрации маг-

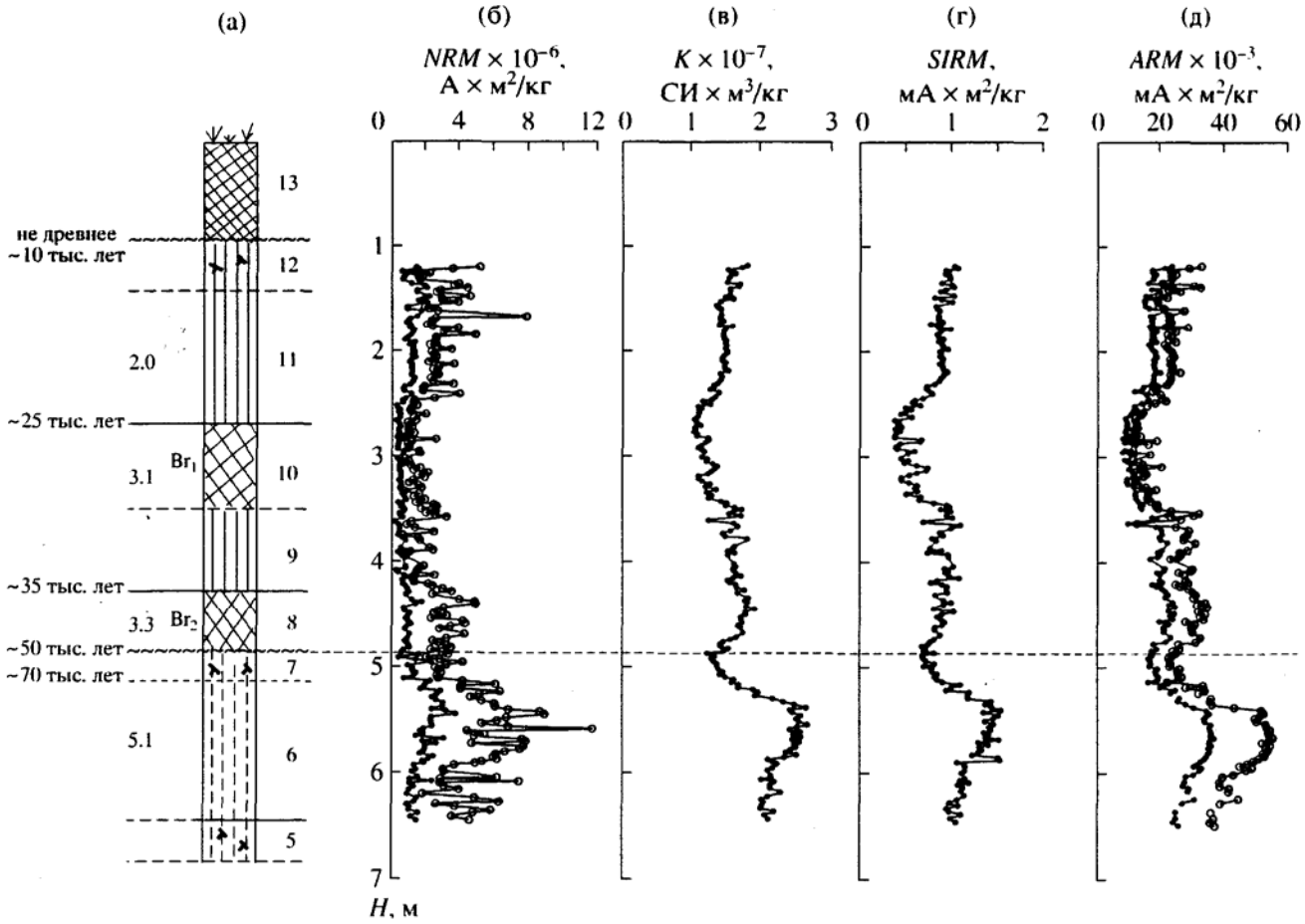

Рис. 4. Литологическая колонка (а). Цифры и условные обозначения на литологической колонке соответствуют рис. 2. Кривые изменения магнитных скалярных характеристик от глубины H: естественная остаточная намагниченность NRM до чистки (полые кружки) и после чистки переменным полем 15 мТл (залитые кружки) – (б), магнитная восприимчивость K – (в), изотермическая остаточная намагниченность насыщения SIRM – (г), идеальная остаточная намагниченность ARM (полые кружки) и ARM после размагничивания переменным полем 15 мТл (залитые кружки) – (д). Пунктирная линия соответствует границе между покровными и субаквальными отложениями.

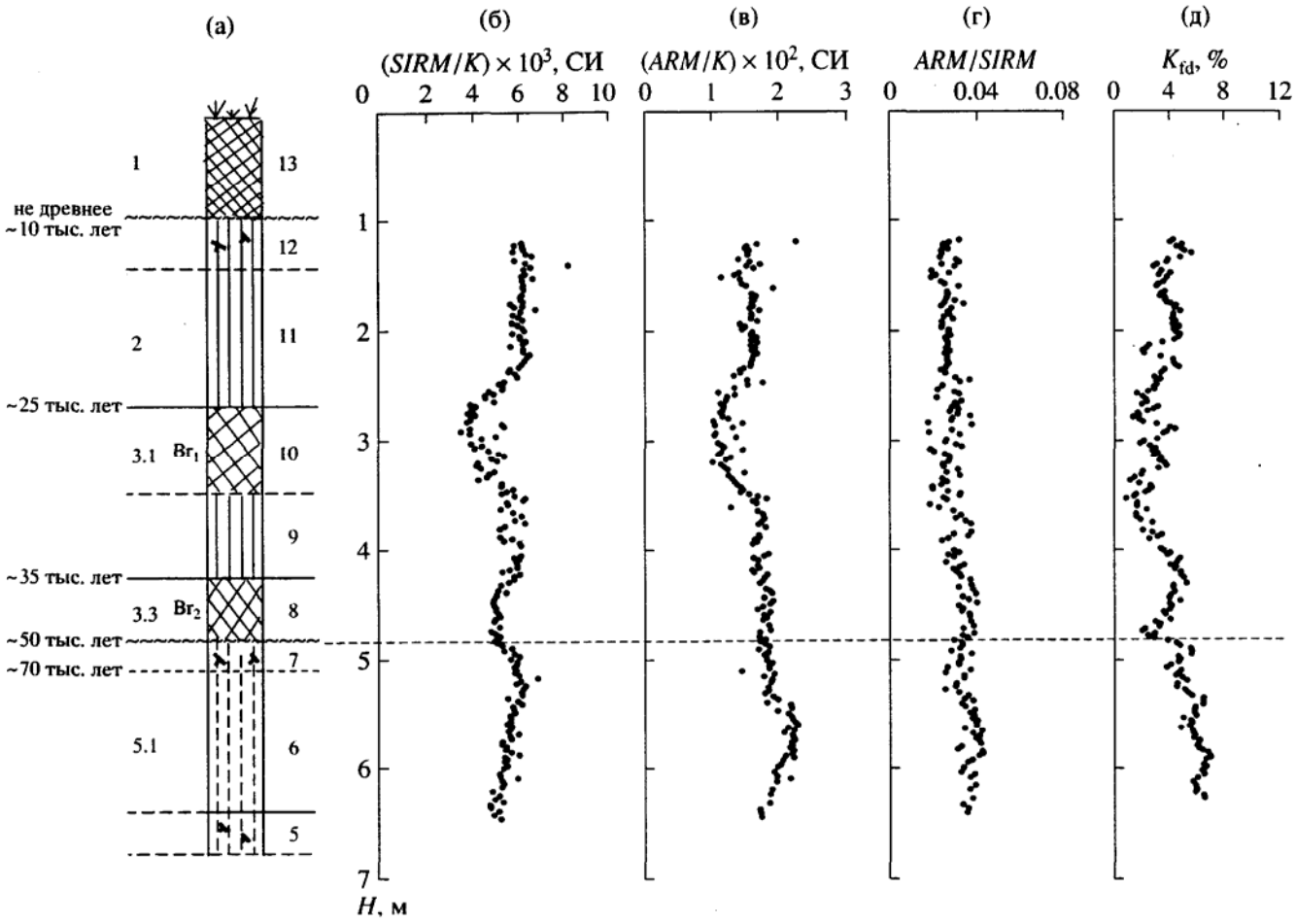

Рис. 5. Литологическая колонка (а). Цифры и условные обозначения на литологической колонке соответствуют рис. 2. Кривые изменения гранулометрических параметров SIRM/K – (б); ARM/K – (в); ARM/SIRM – (г) в зависимости от глубины разреза. Относительное изменение разности значений магнитной восприимчивости при низкой (lf) и высокой частоте (hf) магнитного поля прибора $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) \times 100\%/K_{lf}$ в процентах – (д) в зависимости от глубины разреза. Пунктирная линия соответствует границе между покровными и субаквальными отложениями.

нитных частиц – носителей NRM незначительное. В интервале глубин 2.7–3.5 м, на который приходится верхняя Брянская почва (слой 10), наблюдается небольшое понижение магнитной восприимчивости. Это свидетельствует о том, что количество новообразований магнитных минералов уменьшается. Как было сказано в описании объекта исследования, при прослеживании данной террасы вдоль берега на юго-восток видно, что почвы верхней части разреза становятся гидроморфными. Для гидроморфных почв, в отличие от автоморфных, характерно понижение значений магнитных параметров, таких как K, намагниченность насыщения M_s и др. Это связано с тем, что в плохо аэрированных гидроморфных почвах господствуют восстановительные условия и железосодержащие силикаты матрицы (обломочный материал) разрушаются слабо и не поставляют достаточного количества железа для новообразования магнитных минералов. При переходе к субаквальным отложениям величина K возрастает до 2.5×10^{-7} СИ м^3/кг.

Остаточная намагниченность насыщения SIRM и идеальная остаточная намагниченность ARM хорошо коррелируют с NRM и K (рис. 4г, 4д). В настоящей работе SIRM создавалась в Палеомагнитной лаборатории Орхусского университета на образцах-дублях в максимальном магнитном поле 1.5 Тл и ARM – в переменном поле 90 мТл в присутствии постоянного поля 0.05 мТл на установке переменного поля лаборатории "Главного геомагнитного поля и петромагнетизма" Института физики Земли РАН.

Относительное изменение размера зерна оценивалось по зависимостям SIRM/K, ARM/K и ARM/SIRM от глубины разреза (рис. 5б, 5в, 5г). Эти гранулометрические параметры широко используется для определения изменения размера зерна магнетита [Evans, Heller, 2003]. Из рисунка видно, что в интервале, на который приходится

Br_1, наблюдается небольшое понижение величин SIRM/K и ARM/K. Это может быть связано, как говорилось выше, с уменьшением концентрации магнитных частиц. SIRM/K и ARM/K были рассчитаны каждое на отдельном образце-дубле, в то время как в величину ARM/SIRM вносили вклад ARM и SIRM, созданные на разных образцах-дублях. Этим отчасти объясняется отсутствие корреляции между SIRM/K – ARM/SIRM и ARM/K – ARM/SIRM.

О небольшом понижении концентрации в Br_1 говорят результаты оценки содержания суперпарамагнитных зерен по величине $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) \times \times 100\%/K_{lf}$, где K_{lf} – величина магнитной восприимчивости, измеренная на приборе Bartington в полях низкой частоты (lf = 0.46 кГц) и K_{hf} – в полях высокой частоты (hf = 4.6 кГц). Величина K_{fd} изменяется по разрезу в среднем от 2 до 7% (рис. 5д). Величины $K_{fd} \leq 4\%$ свидетельствуют о содержании суперпарамагнитных частиц до 10%, величины $4 \leq K_{fd} \leq 12$ – о содержании суперпарамагнитных зерен максимум до 50% [Dearing, 1999]. Для Br_1 характерно более низкое количество суперпарамагнитных зерен (до 10%), чем для Br_2.

Доменное состояние зерен магнетита может быть оценено по величине отношения M_{rs}/M_s [Day et al., 1977], где M_s и M_{rs} намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения, соответственно. Как видно из таблицы, значения M_{rs}/M_s лёссов и почв лежат в интервале, характерном для псевдооднодоменных зерен магнетита ($0.04 \leq M_{rs}/M_s \leq 0.26$), что указывает на преобладание последних в породах разреза.

Таким образом, проведенное минералогическое исследование позволяет считать, что породы разреза в основном однородны по составу, размеру и концентрации зерен и удовлетворяют всем критериям, предложенным Дж. Кингом для оценки величины относительной палеонапряженности [King et al., 1983].

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для выделения из NRM компоненты, параллельной и пропорциональной геомагнитному полю во время накопления и закрепления магнитных зерен в осадке необходимо освободить ее от наложенной более молодой компоненты. Для этого в настоящей работе использована чистка переменным полем коллекции образцов по два дубля со 146 уровней. Эксперимент выполнялся в Палеомагнитной лаборатории Орхусского университета. Чистка осуществлялась на установке Molyneux в трех направлениях внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 90 мТл при экранированном внешнем магнитном поле.

Для определения диапазона величин переменного поля, необходимого для выделения первичной компоненты намагниченности на 4 образцах лёссов и 2 образцах почв с разных стратиграфических уровней были сняты полные кривые размагничивания переменным полем до величины 60–80 мТл с шагом 5 мТл. При чистке переменным полем величина NRM почв спадает сильнее, чем NRM лёссов. На рис. 6а–6в представлены кривые NRM/NRM_{max} образцов лёссов и почвы после ступенчатого воздействия переменного поля, на которых видно, что после чистки полем 15 мТл (0.015 Тл) оставшаяся часть $NRM_{0.015}$ составляет ~20–30% от первоначальной величины NRM лёссов и ~20% – у почв, а после чистки полем 30 мТл оставшаяся часть $NRM_{0.03}$ составляет ~12–16% у лёссов и ~7% – у почв. Таким образом, лёссы более стабильны к воздействию переменного поля, чем почвы.

На диаграммах Зийдервельда (рис. 6г–6е) видно, что в переменном поле 15 мТл снимается мало стабильная (вероятно, вязкая) компонента намагниченности, и направление вектора характеристической намагниченности, принимаемой за первичную, идет в ноль диаграммы. Древняя компонента NRM выделяется в полях больших или равных 15 мТл. Чистка образцов переменным полем больше, чем 30 мТл, приводит к понижениям NRM более чем в 8 раз, и, таким образом, понижает точность измерений. Поэтому коллекция образцов по 2 дубля с 146 уровней была подвергнута чистке переменным полем в интервале 15–30 мТл. На рис. 4б представлены величины NRM до и после чистки полем 15 мТл. После размагничивания корреляция между $NRM_{0.015}$ и NRM сохраняется и величина $NRM_{0.015}$ имеет те же различия между почвами и лёссами в соответствии с литологией разреза.

Проведение компонентного анализа по программе Т.Х. Торсвика позволило построить кривые изменения склонения D и наклонения I от глубины разреза (рис. 7). На интервал глубин 2.6–4.2 м, который целиком захватывает палеопочву Br_1 и большую часть подстилающего ее лёсса приходится отклонение от средних величин D и I. Аналогичное поведение угловых компонент наблюдалось в записях геомагнитного поля верхней части разреза Роксоланы (Украина, $\varphi = 45°N$, $\lambda = 30°E$), расположенного на ~500 км западнее разреза Тузла (рис. 1) [Шаронова и др., 2004]. На рис. 8 представлены кривые изменения угловых элементов геомагнитного поля после временной привязки, осуществленной, как изложено в описании датирования пород разреза Тузла, в сравнении с аналогичными результатами разреза Роксоланы. Как видно из рисунка, наблюдается хорошая сходимость величин I и D соответствующих разрезов. В работе [Шаронова и др., 2004] обращено внимание на резкое изменение направления

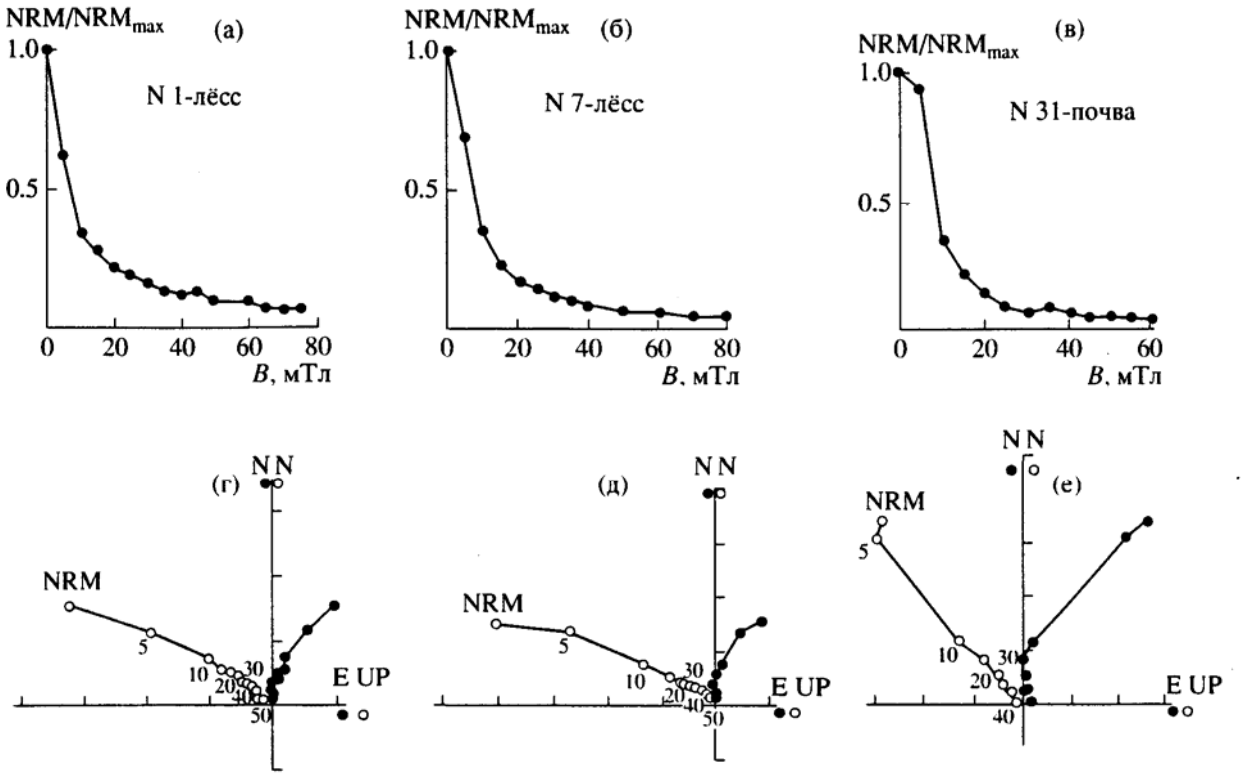

Рис. 6. Кривые размагничивания NRM/NRM_{max} переменным полем – (а), (б), (в). Диаграммы Зийдервельда в двух ортогональных проекциях – (г), (д), (е). Числа на диаграммах соответствуют значениям разрушающего поля в мТл.

NRM во временном интервале ~30–35 тыс. лет, которое выделялось по 14 уровням и связывалось с записью геомагнитного экскурса. Скорее всего, то же самое аномальное поведение геомагнитного поля записано и в породах разреза Тузла во временном интервале ~25–35 тыс. лет. Принимая во внимание достаточную условность привязки данных к временной шкале, можно сопоставить этот экскурс, так же как сделано и для разреза Роксоланы, с экскурсом Моно, который датируется по шкале экскурсов геомагнитного поля, как 28–26 тыс. лет [Мернер и др., 2001].

В разрезе Роксоланы Брянский педокомплекс представлен единым почвенным горизонтом, состоящим из двух подкомплексов [Tsatskin et al., 1998]. В разрезе Тузла этот педокомплекс расщепляется на две палеопочвы, разделенные лёссом. Между тем, горизонт аномального поведения поля приходится в обоих случаях на среднюю часть внутривалдайского интерстадиала, независимо от того, лёссами или почвами он представлен.

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Основные магнитные параметры NRM, $NRM_{0.015}$, K, SIRM, ARM хорошо коррелируют друг с другом (рис. 4), поэтому параметры, зависимые от концентрации магнитных зерен, а именно SIRM, ARM, K могут быть использованы для нормировки NRM свободной от вторичных компонент. Для изучения палеонапряженности геомагнитного поля в период образования пород в работе использована нормированная естественная остаточная намагниченность после чистки переменным полем 0.015 Тл: $NRM_{0.015}/ARM_{0.015}$, $NRM_{0.015}/K$ и $NRM_{0.015}/SIRM$, где $NRM_{0.015}$ и $ARM_{0.015}$ – значения NRM и ARM после размагничивания переменным полем 0.015 Тл. Как показали магнитные исследования, чистка переменным полем уменьшает вклад в остаточные намагниченности (NRM, ARM и т.д.) нестабильных зерен магнетита, размер которых меньше, чем ~1 мкм. При этом величины $NRM_{0.015}$ и $ARM_{0.015}$ пропорционально уменьшаются, так что наблюдается высокая корреляция между NRM и $NRM_{0.015}$ и ARM и $ARM_{0.015}$ и остается прежнее различие между лёссами и почвами (рис. 4б, 4д). Можно полагать, что величина $SIRM_{0.015}$ также будет хорошо коррелировать с SIRM, поэтому $NRM_{0.015}$ можно нормировать на SIRM. На рис. 9 представлены кривые зависимости $NRM_{0.015}/SIRM$, $NRM_{0.015}/K$ и $NRM_{0.015}/ARM_{0.015}$ от глубины разреза. Все три кривые хорошо согласуются друг с другом. Коэффициент корреляции между $NRM_{0.015}/SIRM$ и $NRM_{0.015}/K$ равен $r = 0.97$ для $N = 207$, участвующих в сравнении пар точек,

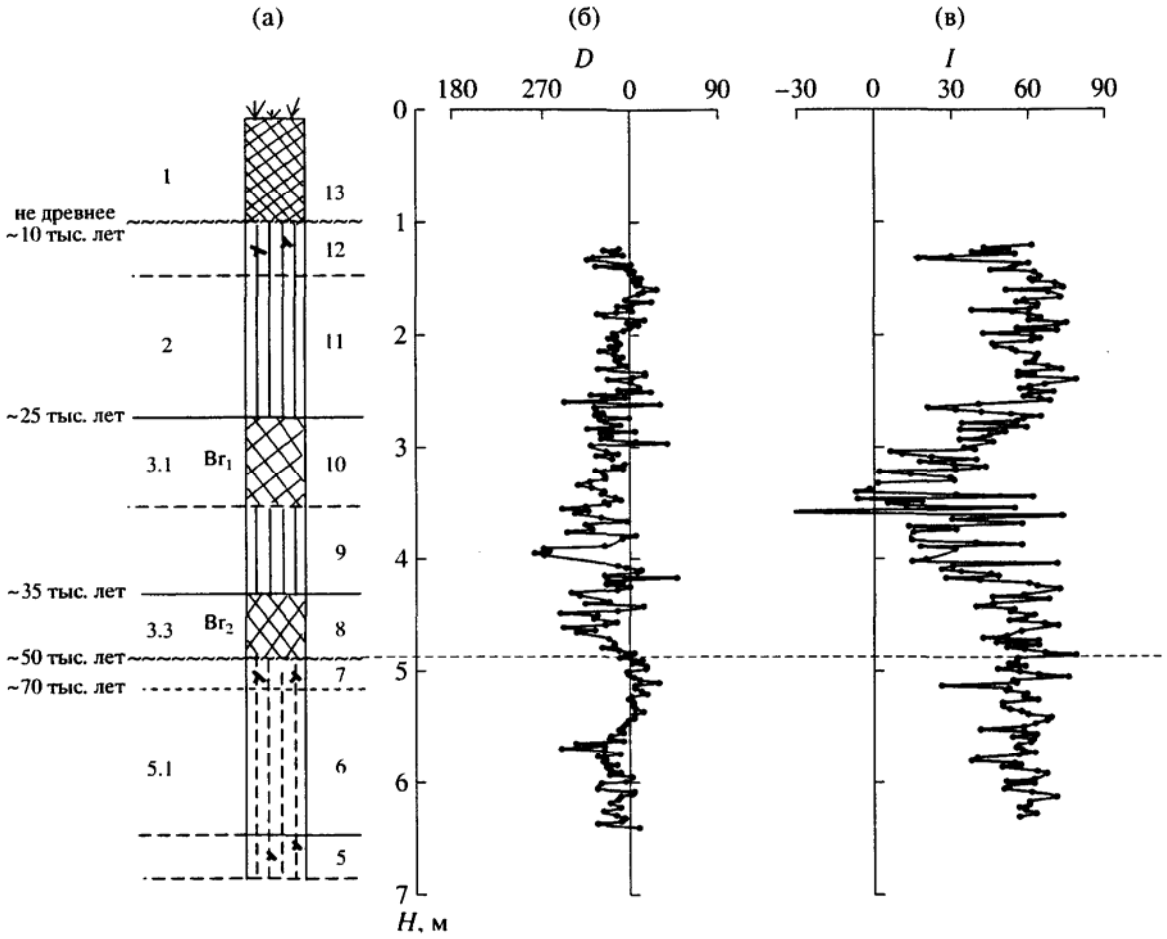

Рис. 7. Литологическая колонка (а). Цифры и условные обозначения на литологической колонке соответствуют рис. 2. Кривые зависимости средних значений склонения D (б) и наклонения I (в) от глубины разреза после чистки переменным полем и применения компонентного анализа.

между $NRM_{0.015}/ARM_{0.015}$ и $NRM_{0.015}/K$ – r = 0.93, между $NRM_{0.015}/SIRM$ и $NRM_{0.015}/ARM_{0.015}$ – r = 0.92. Таким образом, каждый из параметров нормировки может быть использован при оценке относительной палеонапряженности геомагнитного поля. На рисунке четко выделяется граница, проходящая на глубине H = 4.8 м, по которой отложения разреза делятся на покровные и субаквальные. Последним соответствуют относительно более высокие значения палеонапряженности.

На рис. 10 представлены те же кривые относительной палеонапряженности только для покровной части разреза в зависимости от возраста. Чтобы убедиться, что полученные нормированные кривые отражают вариации геомагнитного поля, их необходимо сравнить с имеющимися записями изменения геомагнитного поля в том же временном интервале. Для сопоставления использована кривая NRM_{250}/KB, полученная на породах лёссово-почвенного разреза Роксоланы (рис. 10г), где NRM_{250} – естественная остаточная намагниченность после воздействия температуры 250°C, B = = 0.05 мТл величина современного магнитного поля [Пилипенко и др., 2005]. Коэффициент корреляции между кривой $NRM_{0.015}/SIRM$ и NRM_{250}/KB равен r = 0.52, что является высокозначимой корреляцией для N = = 146 пар точек [Тейлор, 1985].

Таким образом, можно констатировать хорошую сходимость, как скалярных, так и векторных характеристик палеополя для двух удаленных на расстояние около 500 км одновозрастных разрезов. В обоих случаях относительная палеонапряженность начинает понижаться уже в раннем Валдае, достигает минимума во время внутривалдайского интерстадиала и вновь начинает повышаться в позднем Валдае. В обоих случаях на минимум относительной палеонапряженности падает интервал аномального поведения векторных характеристик палеополя (экскурс).

Также представлялось интересным провести сравнение кривой изменения относительной палеонапряженности $NRM_{0.015}/SIRM$ с соответствующим временным интервалом кривой изменения

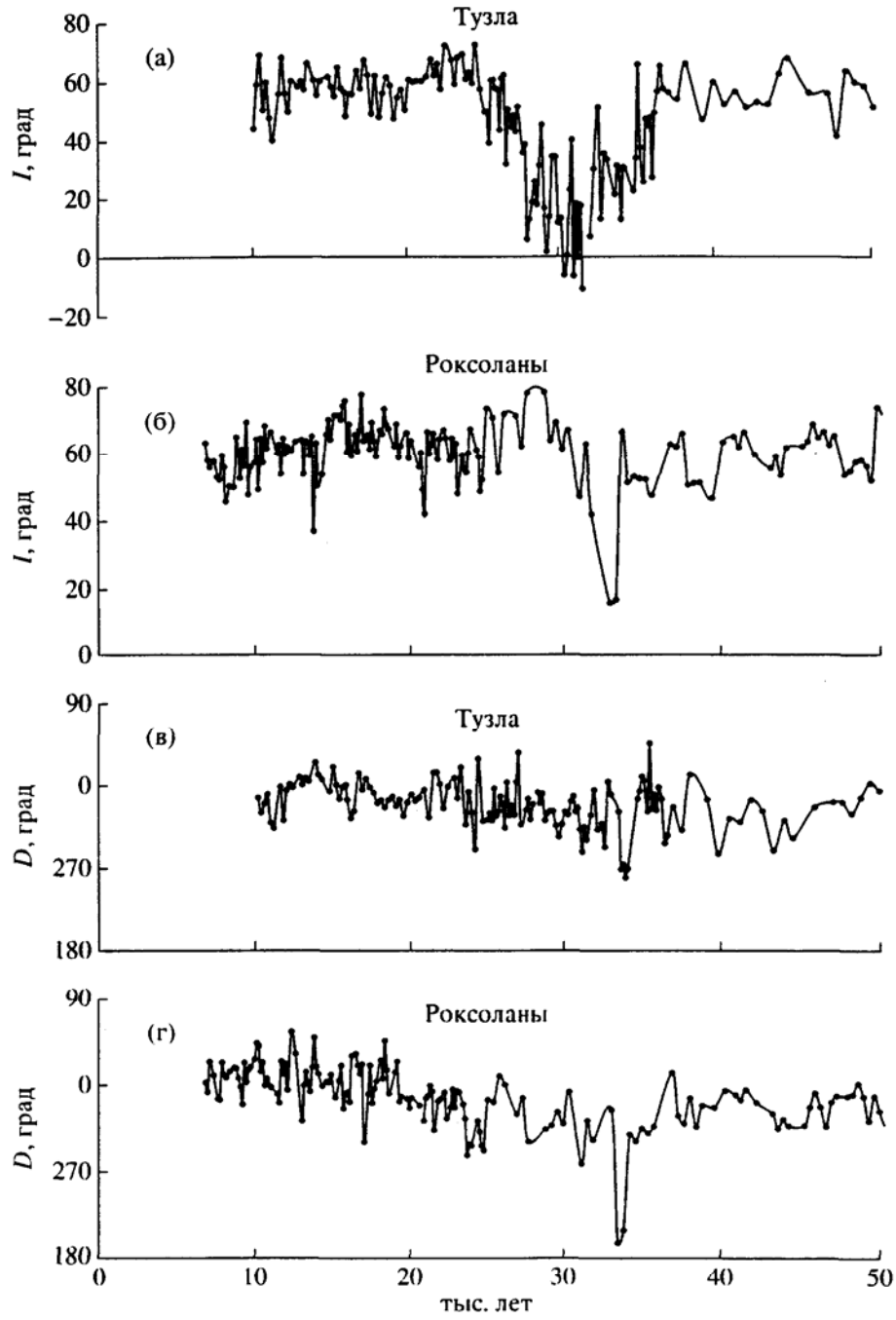

Рис. 8. Кривые зависимости средних значений наклонения *I* и склонения *D* от возраста для разреза Тузла – (а), (в) и разреза Роксоланы (б), (г).

магнитного момента Земли за последние 450 тыс. лет VADM-21 [Петрова и др., 1999] и суммарной кривой изменения относительной палеонапряженности за последние 800 тыс. лет Sint-800 [Guyodo, Valet, 1999]. Визуальное сравнение кривых (рис. 10а) с мировыми данными демонстрирует удовлетворительное соответствие кривых за исключением временного интервала 39–36 тыс. лет, который приходится на середину палеопочвы Br_2. Отсутствие корреляции в данном временном интервале может быть связано с тем, что в почве протекали процессы окисления магнетита и запись $NRM_{0.015}$ имеет химическое и по времени образования более позднее происхождение. О протекании процессов окисления в разрезе также свидетельствуют относительно высокие значения блокирующей температуры для низкокоэрцитивной компоненты 580–600°С, которые соответствуют как магнетиту так и слабо-окисленному магнетиту [Evans, Heller, 2003] и наличие высоко-

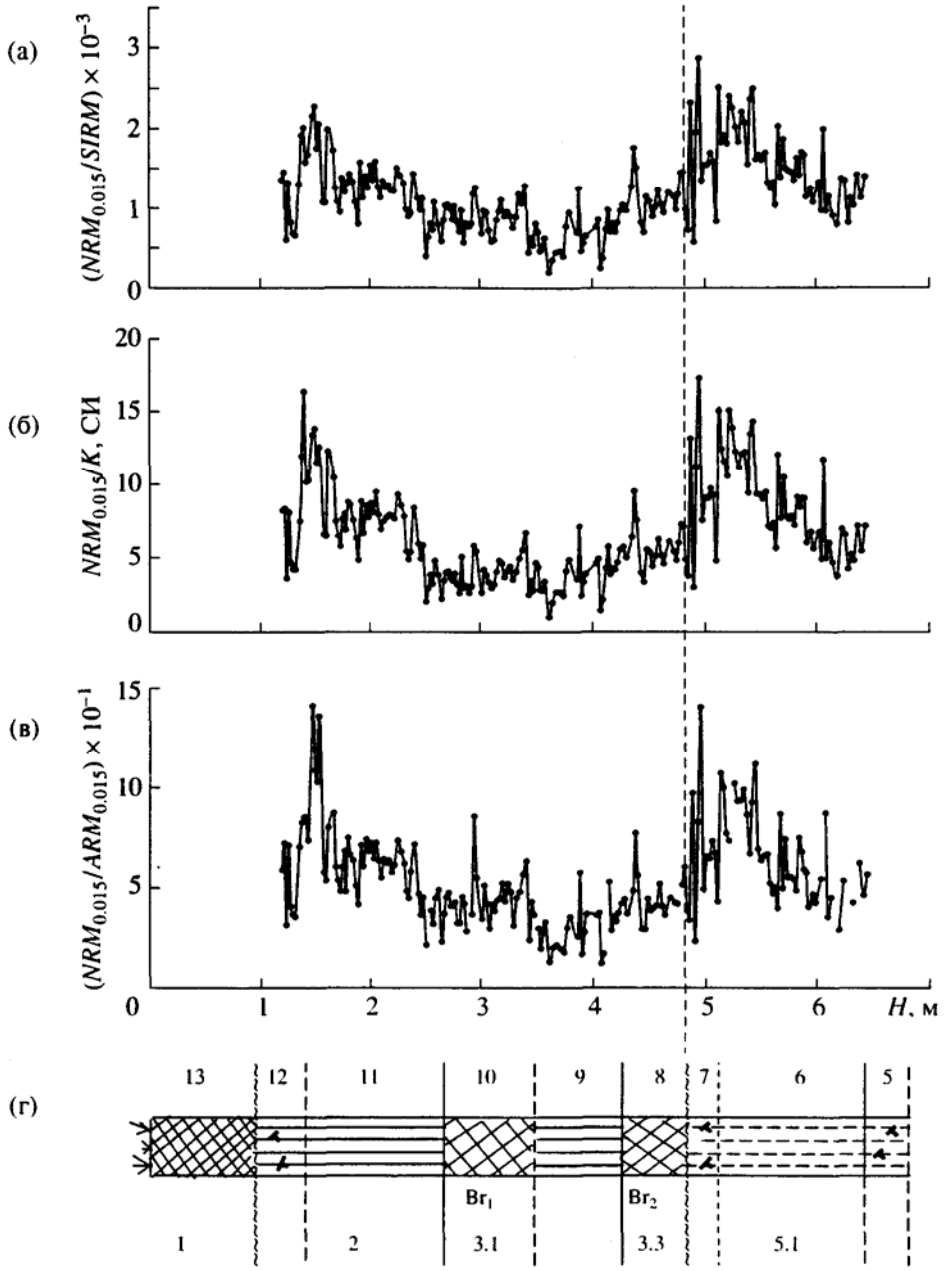

Рис. 9. Кривые изменения относительной палеонапряженности геомагнитного поля в зависимости от глубины разреза Тузла. Пунктирная линия соответствует границе между покровными и субаквальными отложениями (а), (б), (в). Литологическая колонка (г). Цифры и условные обозначения на литологической колонке соответствуют рис. 2.

коэрцитивной гематитовой компоненты с температурой блокирования в районе 675–700°С. Несмотря на это, расчеты коэффициента линейной корреляции между сглаженной кривой $NRM_{0.015}$/SIRM и VADM-21 дали значения $r = 0.44$ и между $NRM_{0.015}$/SIRM и Sint-800 – $r = 0.41$, что является высокозначимой корреляцией для $N = 38$ пар точек и, можно сделать вывод, что полученная запись отражает изменение палеонапряженности геомагнитного поля во временном интервале 50–10 тыс. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВО ВРЕМЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ 50–10 ТЫС. ЛЕТ НАЗАД

Проведенные магнито-минералогические исследования пород разреза Тузла показали их пригодность для восстановления истории геомагнитного поля во временном интервале ~10–50 тыс. лет. По резкому возрастанию относительной палеонапряженности четко фиксируется граница (с перерывом) между субаквальными и покров-

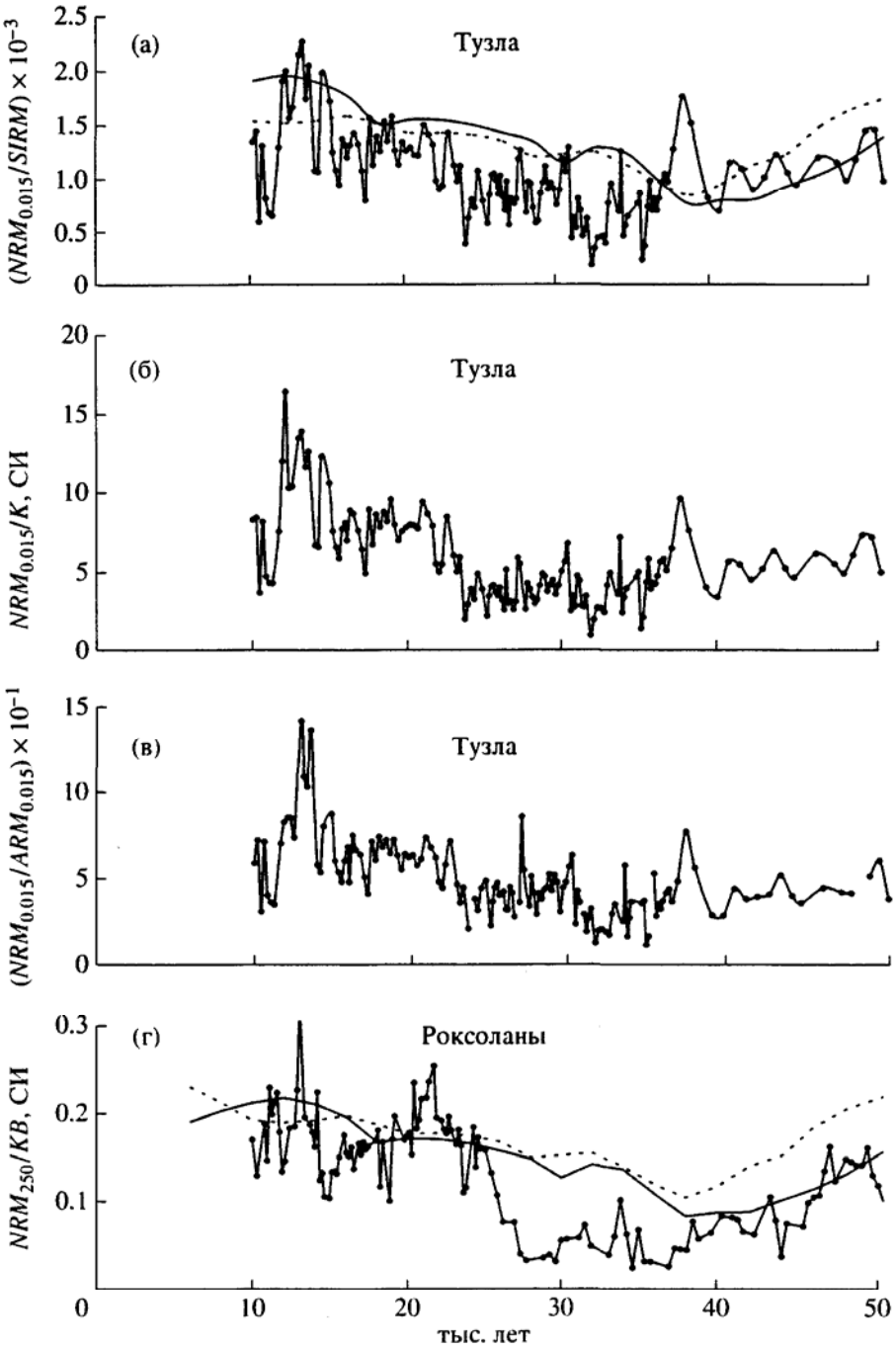

Рис. 10. Кривые изменения относительной палеонапряженности геомагнитного поля разреза Тузла (а), (б), (в) и разреза Роксоланы (г) в сравнении со сводными кривыми VADM-21 (пунктирная линия) и Sint-800 (сплошная линия) в зависимости от возраста.

ными отложениями разреза. В покровной части наблюдается сначала понижение относительной палеонапряженности, а затем вновь ее повышение. Минимум относительной палеонапряженности приходится на лёссы, разделяющие Br_1 и Br_2. На этот же интервал приходится и максимально аномальные значения наклонения I и склонения D. Таким образом, записанная в разрезе Тузла палеомагнитная аномалия (экскурс) приходится на участок пониженного значения относительной палеонапряженности. Обращает на себя тот факт, что как скалярные, так и векторные характеристики геомагнитного поля не зависят от литологии разреза. Относительная палеонапряженность начинает понижаться в интервалы времени, на которые приходится нижняя Брянская почва, достига-

ет минимума в лёссах и вновь начинает и продолжает повышаться в верхней Брянской почве и в перекрывающих ее лёссах.

В заключении, необходимо остановиться на характере изменения климатической обстановки изученного интервала. Верхняя часть разреза Тузла мощностью около 3.7 м (слои 8-12 рис. 2), сложенная покровными отложениями, соответствует внутривалдайскому интерстадиалу и поздневалдайскому оледенению. Этот интервал -50-10 тыс. лет отвечает 3-ей и 2-ой изотопно-кислородным стадиям климатической кривой SPECMAP [Bassinot at al., 1994]. Внутривалдайский интерстадиал (3-я изотопно-кислородная стадия) содержит в себе два наиболее крупных потепления: Гражданское и Дунаеве, которым, вероятно, и отвечают две зафиксированные в разрезе палеопочвы $Вг_2$ и $Вг_1$, соответственно. Вышележащий лёссовый горизонт соответствует следующей за потеплением поздней стадии Валдайского оледенения и 2-ой изотопно-кислородной стадии.

В разрезе Тузла отсутствуют отложения, отвечающие ранневалдайскому оледенению *(4-ая* изотопно-кислородная стадия). Такие отложения хорошо представлены в разрезе Роксоланы. На примере разреза Роксоланы видно, что значения относительной палеонапряженности геомагнитного поля, записанные в породах Брянского педокомплекса растут как вниз к Мезинскому педокомплексу (Микулино - 5-ая изотопно-кислородная стадия), так и вверх до Голоцена. В разрезе Тузла Мезинскому педокомплексу отвечает нижняя субаквальная часть разреза.

Наиболее значительные потепления (Микулино и Голоцен) отвечают максимумам относительной палеонапряженности геомагнитного поля. Относительно слабое потепление - внутривалдайский интерстадиал - отвечает минимуму на кривой палеонапряженности. Нисходящая и восходящая ветви кривой относительной палеонапряженности соответствуют ранне и поздневалдайскому похолоданию, соответственно. Подводя итог, можно сказать, что понижение величины относительной палеонапряженности геомагнитного поля, на фоне которой протекает геомагнитное событие Моно, совпадает по времени с теплой 3-ей изотопно-кислородной стадией, а последующее повышение палеонапряженности протекает при холодной 2-ой изотопно-кислородной стадии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детально изучена верхняя часть позднеплейстоЦенового разреза Тузла на Азовском побережье Таманского п-ова во временном интервале от 50 до 10 тыс. лет. Выполненные петромагнитные и палеомагнитные исследования позволили выделить характеристическую намагниченность, принимаемую за первичную, и показали, что магнитная минералогия, размер зерен и их концентрация удовлетворяют критериям Кинга оценки относительной палеонапряженности геомагнитного поля. Как и в разрезе Роксоланы, установлено аномальное поведение геомагнитного поля во временном интервале -25-35 тыс. лет. Это, равно как и хорошая корреляция между кривыми NRM_{0015}/SIRM (разрез Тузла) и NRM_{250}/КВ (разрез Роксоланы) и корреляция между кривыми NRM_{OOI5}/SIRM и мировыми кривыми VADM-21 и Sint-800 во временном интервале 50^10 тыс. лет, говорит о том, что кривая NRM_{om5}/SIRM в указанное время отражает изменение относительной палеонапряженности геомагнитного поля.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность З.В. Шароновой за помощь при распиловке образцов, а также при измерении полных кривых размагничивания и создания M_s на образцах пилотной коллекции и А.Г. Фейну за помощь при отборе коллекции.

Работа выполнена при финансовой поддержке одного из авторов стипендией [NTAS № 03-55-23 К) молодым ученым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография. Труды геологического института. М.: ГЕОС. 2(X)2. Вып. 546. С. 250.

Зуоаков В.А., Писиреиский С.А., Богатиш И.В. О стратиграфическом положении зон обратной и аномальной полярности ортомагнетема Брюнсс в опорных разрезах плейстоцена Керчь-Таманского района. Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Материалы всесоюзного семинара. Киев: Наукова думка. 19X2. С. 5(>-56.

Мёрнер Н.-А., Пстроаа Г.Н., Пилипенко О.В.. Распопов ОМ., Труоихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами // Физика Земли. 2(Ю1. № 10. С. 24-32.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балайанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем Плейстоцене и Голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука. 1977. С. 131-140.

Палеолит СССР. М.: Наука. 1984. 384 с.

Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов ОМ., Трубихин В.М. Изменение магнитного момента Земли и климата в плейстоцене // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 493-502.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Труоихин В.М.,Диденко А.Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75-6 тыс. лет тому назад на примере лёссово-почвенного разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. 2005. № 1. С. 66-73.

Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок. М.: Мир. 1985. 272с.

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука; 1987. С. 150-157.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Академия Наук СССР. 1963. Вып. 88. 160 с. *Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Ди~ денко А.Н., Фейн А.Г.* Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвен-ном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. № 1. С. 4-14. *BassinotF.C.,LabeyrieL.D., Vincent E. etal.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal //Earth Planet Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91-108.

Dearing J. Environmental magnetic Susceptibility. Using the Bartington M32 System. England: Chi Publishing. 1999. 104 p.

Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetite: Grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260-266.

Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D.,Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simakova A.N., KonikovE.G. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation// Netherlands Journal of Geosciences. 2000. V. 79. № 2/3. P. 303-311.

Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. Academic press. An imprint of Elsevier Science. 2003. 299 p.

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

King. 1. W., Banerjee S.K., Marvin J. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4(XM years // Journal of Geoph. Research. 1983. V. 88. P. 5911-5921.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. № 2. P. 159-162.

Tsatskin A., Heller F. et al. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // Palaeoeeography, Palaeoclimatology. Palaeoecology. 1998. V. 143. P. 111-133.