

**ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПОРОД ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА ПЕКЛА
(КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)
В ИНТЕРВАЛЕ 240-55 ТЫС. ЛЕТ ТОМУ НАЗАД**

© 2005 г. **О. В. Пилипенко¹, З. В. Шаронова¹, В. М. Трубихин²,
Н. Абрахамсен³, Н.-А. Мернер⁴**

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

²Геологический институт РАН, г. Москва

³Аархузский университет, г. Аархуз, Дания

⁴Стокгольмский университет, г. Стокгольм, Швеция

Поступила в редакцию 27.02.2003 г.

Изучен разрез неоплейстоцена на Азовском побережье Таманского п-ова - Пекла. Выполнены палеомагнитные и петромагнитные исследования образцов пород верхней части разреза, соответствующей временному интервалу 240-55 тыс. лет. Получены детальные кривые угловых элементов геомагнитного поля во всем временном интервале и кривые изменения относительной палеонапряженности 70-55 тыс. лет и 200-130 тыс. лет назад. Высокозначимая корреляция между временными рядами Jn_{20}/ARM_{20} (разрез Пекла) и Jn_{250}/Js_{250} (разрез Роксоланы) во временном интервале 70-55 тыс. лет, и между рядами Jny/ARM_{20} и $VADM-21$ во временном интервале 200-130 тыс. лет, говорит о том, что кривая Jn_{20}/ARM_{20} в указанное время отражает изменение относительной палеонапряженности геомагнитного поля.

Ключевые слова: лессово-почвенные разрезы, естественная остаточная намагниченность, относительная палеонапряженность геомагнитного поля.

ВВЕДЕНИЕ

Мощные непрерывные лессово-почвенные разрезы являются объектом пристального внимания в плане изучения эволюции геомагнитного поля, изменений его направления и величины во времени. Достоверность получаемых результатов может быть подтверждена, если они согласуются с аналогичными результатами одновозрастных параллельных разрезов других районов. Для наших исследований были выбраны два лессово-почвенных разреза: Роксоланы (Украина, $\varphi = 45^\circ N$, $\lambda = 30^\circ E$) и Пекла (Краснодарский край, $\varphi = 45^\circ N$, $\lambda = 37^\circ E$), (рис. 1). В работах [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005] приведены результаты магнитных и палеомагнитных исследований пород лессово-почвенного разреза Роксоланы для временного интервала 75-10 тыс. лет тому назад, позволившие получить кривые изменения направления и величины относительной палеонапряженности геомагнитного поля в указанном интервале, а также изучить морфологию и динамику изменения поля во временных интервалах 75-40 тыс. лет и 25-10 тыс. лет, на которые приходится два мощных лессовых горизонта раннего и позднего валдайского оледенения. Установлен дискретный спектр вариаций геомагнитного по-

ля, совпадающий со спектром вариаций по археомагнитным данным.

В настоящей работе приводятся результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований пород другого продолжительного по времени лессово-почвенного разреза Пекла, являющего несколько сокращенным аналогом разреза Роксоланы. Образование пород разреза связано с иными источниками сноса обломочного материала. Поэтому представляло интерес изучить палеомагнитные и петромагнитные характеристики пород разреза Пекла, получить кривые изменения угловых элементов и относительной палеонапряженности геомагнитного поля и сравнить полученные результаты с аналогичными результатами по разрезу Роксоланы в общем временном интервале 70-55 тыс. лет, на который приходится лессовый горизонт, соответствующий ранней стадии валдайского оледенения.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ, ОТБОР И ДАТИРОВКИ

Разрез Пекла расположен на севере Таманского п-ова на берегу Азовского моря между поселками Кучугуры и Приазовский в 45-50 км запад-

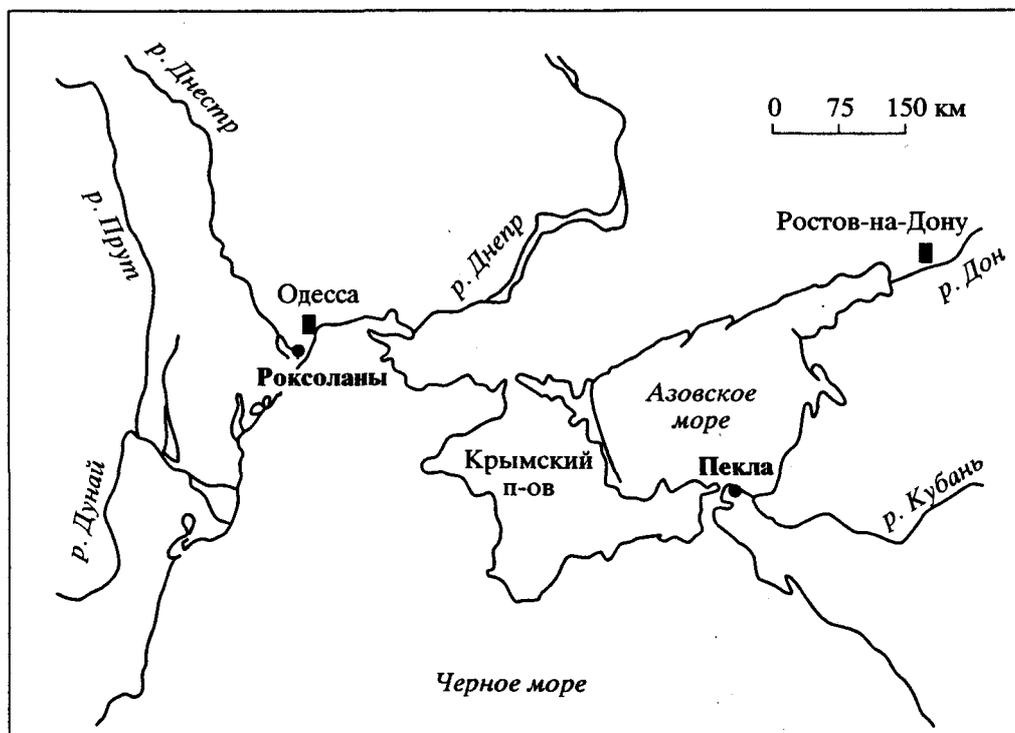


Рис. 1. Географическое местоположение разреза Пекла.

нее города Темрюк, и на 525 км восточнее разреза Роксоланы (рис. 1). Разрез представляет собой морскую террасу бакинського возраста (рис. 2). Мощность всего комплекса аккумулятивных отложений террасы -32 м. В основании морской террасы на цоколе сильно дислоцированных миоценовых глин залегают (снизу вверх):

1. Пески рыхлые, косослоистые, грубо и среднезернистые, желтовато-серые, слюдястые, с линзами рыхлых конгломератов из хорошо окатанной морской гальки (1-3 см). В подошве сцементированные глыбовые конгломераты (до 10-15 см), мощность ~7.5 м.

2. Хорошо слоистые, мелко и среднезернистые желтовато-серые слюдястые пески, мощность -3.6-3.7 м.

3. Песчанистые зеленовато-серые алевролиты с пятнами ожелезнения. В верхней части встречаются рассеянные карбонатные конкреции, мощность ~3 м.

4. Оскольчатые зеленовато-серые, темно-серые глины, мощность ~0.7 м.

5. Буровато-серый лессовидный сильно песчаный суглинок с рассеянным карбонатом, мощность ~1 м.

6. Лессовидный суглинок, подобный слою 5, но переобогащенный карбонатными конкрециями, мощность ~0.4-0.5 м.

7. Палеопочва, буровато-красная, яркая, плотная, мощность -2.3-2.4 м.

8. Лесс песчанистый, желтовато-серый, плотный, мощность ~2.7-2.8 м.

9. Тот же лесс, но обогащенный карбонатными конкрециями, мощность ~0.6 м.

10. Палеопочва, буровато-коричневая, плотная, мощность ~1.2 м.

11. Рыхлые, средне и мелкозернистые, однородные, желтовато-серые пески. Верхняя часть песков обогащена лессовым материалом и становится плотной (супесь). На подстилающей почве пески залегают с размывом. По латерали даже видно ее полное срезание.

12. Лесс песчанистый, светло-серый, желтоватый, мощность -0.5-0.6 м.

13. Тот же лесс, но обогащенный карбонатными конкрециями, мощность -0.4 м.

14. Палеопочва рыхлая, в верхах песчанистая, красновато-бурая, в низах более плотная, суглинистая, коричневатобурая. Нижняя ее граница с размывом. При прослеживании на восток видно ее расщепление на три самостоятельных горизонта, разделенных более светлыми лессовидными суглинками. При прослеживании на запад наблюдается выклинивание всего нижележащего лессопочвенного комплекса, и палеопочва слоя 14 ложится с базальным горизонтом (дресва) сразу на породы миоцена, мощность -1.6-1.7 м.

15. Лесс песчанистый, палево-серый, светлый, мощностью 2.6–2.7 м.

16. Тот же лесс, но обогащенный крупными (до 5 см) карбонатными конкрециями, мощность ~0.8–0.9 м.

17. Современная почва, темно-серая, с хорошо выраженным почвенным профилем, рыхлая, ложится на подстилающие отложения с размывом. По латерали наблюдается срезание карбонатного горизонта слоя 16, мощность ~1.5 м.

Возраст песков, лежащих в основании морской террасы, определяется как нижнебакинский (нижнечаудинский) по находкам морской моллюсковой фауны [Федоров, 1963]. Вообще же весь нижний комплекс осадков (слои 1–4) знаменует процесс деградации бассейновых условий осадконакопления от нормальных пляжных песков до заболоченной лагуны. Последней отвечает слой 4, представляющий собой гидроморфную почву, [Додонов, 2002]. Выше последовательно располагаются: лесс, отвечающий донскому оледенению, (слой 5–6), воронский (V) педокомплекс (слой 7), лесс, отвечающий окскому оледенению (слои 8–9) и, наконец, инжавинская (In) палеопочва (слой 10), [Додонов, 2002]. Слой 10 срезается песками слоя 11. Эти пески “аккумулировались в условиях нагонных трансгрессивных фаз развития, расположенного к югу Таманского залива” [Величко и др., 1973]. Если это справедливо, то возраст этой трансгрессии может быть только узунларским (Uz). Так как пески слоя 11 залегают на инжавинской почве с размывом, то комплекс лессов, отвечающий днепровскому оледенению, здесь, очевидно, уничтожен узунларской абразией.

Лессы, отвечающие московскому оледенению (слои 12 и 13) также, по-видимому, могут быть сокращены в мощности за счет того, что мезинский (Mz) педокомплекс – слой 14 [Додонов, 2002] налегает на них с размывом. Выше лежащие лессы первой фазы валдайского оледенения – калининской (слои 15 и 16), сохранились в разрезе почти целиком. В разрезе отсутствует собственно брянская почва, но хорошо сохранился ее нижний горизонт, насыщенный карбонатными конкрециями (слой 16) [Додонов, 2002]. Как уже упоминалось выше при описании разреза, это происходит потому, что современная почва (слой 17) ложится на подстилающие толщи с размывом.

Таким образом, несмотря на перерывы в осадконакоплении, разрез достаточно полный и содержит практически все стратиграфические подразделения от подошвы Баку до подошвы осадков последнего внутривалдайского (брянского) межледниковья. Это позволяет нам наметить в разрезе ряд временных реперов. Так подошва брянской почвы, отвечающей 3 изотопно-кислородной стадии, вряд ли может быть древнее 50 тыс. лет. Следовательно, кровля слоя 15 может быть дати-

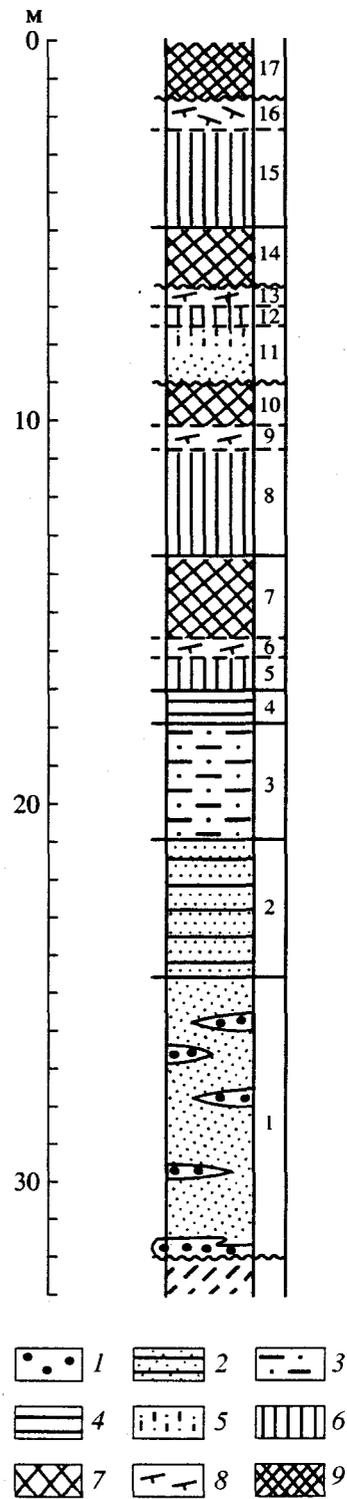


Рис. 2. Литологическая колонка: 1 – конгломераты, 2 – пески, 3 – алевролиты, 4 – глины, 5 – супеси, 6 – лессы, 7 – палеопочва, 8 – горизонт карбонатных конкреций, 9 – современная почва.

рована несколько условно, как ~50 тыс. лет. Кровля мезинского педокомплекса, отвечающего 5 изотопно-кислородной стадии – кровля слоя 14,

может быть датирована, как 70 тыс. лет, а подошва (вследствие того, что слой 14 ложится на подстилающие лессы с размывом) как ~130 тыс. лет. Достаточно уверенно может быть датирована и подошва узунларских песков, отвечающих 7 изотопно-кислородной стадии – не древнее 240 тыс. лет. Датирование нижележащих лессопочвенных комплексов дискуссионно. А.Е. Додонов сопоставляет инжавинскую и воронскую почвы с 11 и 13 изотопно-кислородными стадиями, что дает даты для кровли этих педокомплексов ~370 и ~470 тыс. лет, [Додонов, 2002]. Нам представляется, что возраст их в данной работе сильно завышен. Так, возраст позднебакинских отложений по трекowym датировкам [Ганзей, 1984] с поправкой В.М. Трубикина [Трубикин, 1987] около 500 тыс. лет. Если это так, то лежащая выше воронская почва должна отвечать 11, а инжавинская – 9 изотопно-кислородным стадиям, и кровля их будет иметь возраст ~370 и ~300 тыс. лет, соответственно.

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования разреза, проведенные как нами, так и предыдущими исследователями [Величко и др., 1973] показали, как и ожидалось, что все изученные породы характеризуются только прямой полярностью.

В настоящей работе представлены результаты исследований верхней части разреза, которая включает комплекс песков (слой 11), с размывом залегающих на инжавинской почве и постепенно переходящих в песчанистый лесс (слой 12), мезинскую почву (слой 13) и перекрывающий ее лесс (слои 14–15).

Образцы пород лессово-почвенного разреза Пекла были отобраны методом сплошного отбора от подошвы карбонатного горизонта брянской почвы до подошвы узунларских песков. Ориентированные по магнитному меридиану штудфы были взяты из свежей расчищенной вертикальной стенки разреза и распилены в полевых условиях на горизонтальные пластины, из которых в свою очередь были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по 4 образца с уровня.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Для изучения состава магнитных минералов-носителей естественной остаточной намагниченности в Геофизической обсерватории Борок выполнен термомагнитный анализ 13 образцов лессов, 6 образцов почв, 3 образцов из песчанистого горизонта. Температурная зависимость индуктивной намагниченности, полученной в поле 400 мТл, представлена на рис. 3. На кривых $J_i(T)$ выделяется единственная точка перегиба, которая более четко определяется по экстремуму второй производной и соответствует точке Кюри $T_c \approx 560^\circ\text{C}$, отвечающей скорее всего магнетиту. На кривых

повторного нагрева присутствуют те же точки Кюри. Термомагнитный анализ не обнаруживает различий в составе магнитных минералов лессов и почв. Очень незначительная, но повторяющаяся особенность в районе 180°C на кривых первого нагрева связана с системой магнетит-маггемит и описана в работах [Большаков и др., 1986; Большаков и др., 1987].

Ступенчатое изотермическое намагничивание в постоянных полях до 800 мТл показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~200 мТл (рис. 4). Коэрцитивная сила лежит в интервале 30–50 мТл. Эти результаты подтверждают, что основным магнитным минералом в породах разреза является магнетит и согласуются с результатами термомагнитного анализа.

Магнитная восприимчивость K образцов измерена на приборе Carrbridge KLY-2 по трем осям X, Y, Z . Измерения показали, что образцы лессов и почв очень слабо анизотропны. В лессе, соответствующем раннему Валдаю – $A_{cp} = K_{max}/K_{min} = 1.009$, в мезинской почве – $A_{cp} = 1.002$, в подстилающей мезинскую почву лессе – $A_{cp} = 1.002$, в узунларских песках – $A_{cp} = 1.002$. Это говорит о том, что величина J_n не несет изменений, связанных с какими-либо физическими нарушениями. Изменение с глубиной средней по трем взаимно перпендикулярным направлениям и по 4 дублям с уровня величины K представлено на рис. 5б. По величине K четко выделяются участки, соответствующие разным стратиграфическим подразделениям: верхний лесс (рис. 5, слой 15) – $K_{cp} = 34 \times 10^{-8}$ СИ м³/кг, мезинская почва (слой 14) – $K_{cp} = 65 \times 10^{-8}$ СИ м³/кг, второй лесс (слой 12), подстилающий мезинскую почву – $K_{cp} = 31 \times 10^{-8}$ м³/кг, песчаный горизонт (слой 11) – $K_{cp} = 38 \times 10^{-8}$ СИ м³/кг. Более высокие значения K почв, примерно в два раза превышающие K лессов, можно объяснить наличием в почвах большего количества суперпарамагнитных зерен (SP), что подтверждается измерениями магнитной восприимчивости, выполненными на приборе Bartington в полях низкой ($I_f = 0.46$ кГц) и высокой частоты ($hf = 4.6$ кГц). Разность значений K при двух частотах позволяет судить о присутствии в породах суперпарамагнитных частиц. Если такие отсутствуют, то значения K_{lf} и K_{hf} близки друг к другу, в противном случае K_{lf} больше K_{hf} . Концентрация суперпарамагнитных частиц оценивается по величине $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) \times 100\% / K_{lf}$. Зависимость K_{fd} от размера частиц магнетита приведена в работе [Dearing, 1999], см. табл. 1. На рис. 5 в представлена кривая K_{fd} пород в зависимости от глубины, по которой можно судить о наличии суперпарамагнитных частиц в лессах и почвах. В лессах значения $K_{fd} \sim 4\%$, в почвах – возрастает до 9–10%, что свидетельствует о содержании суперпарамагнитных частиц в лессах до 10% и в почвах до ~50%.

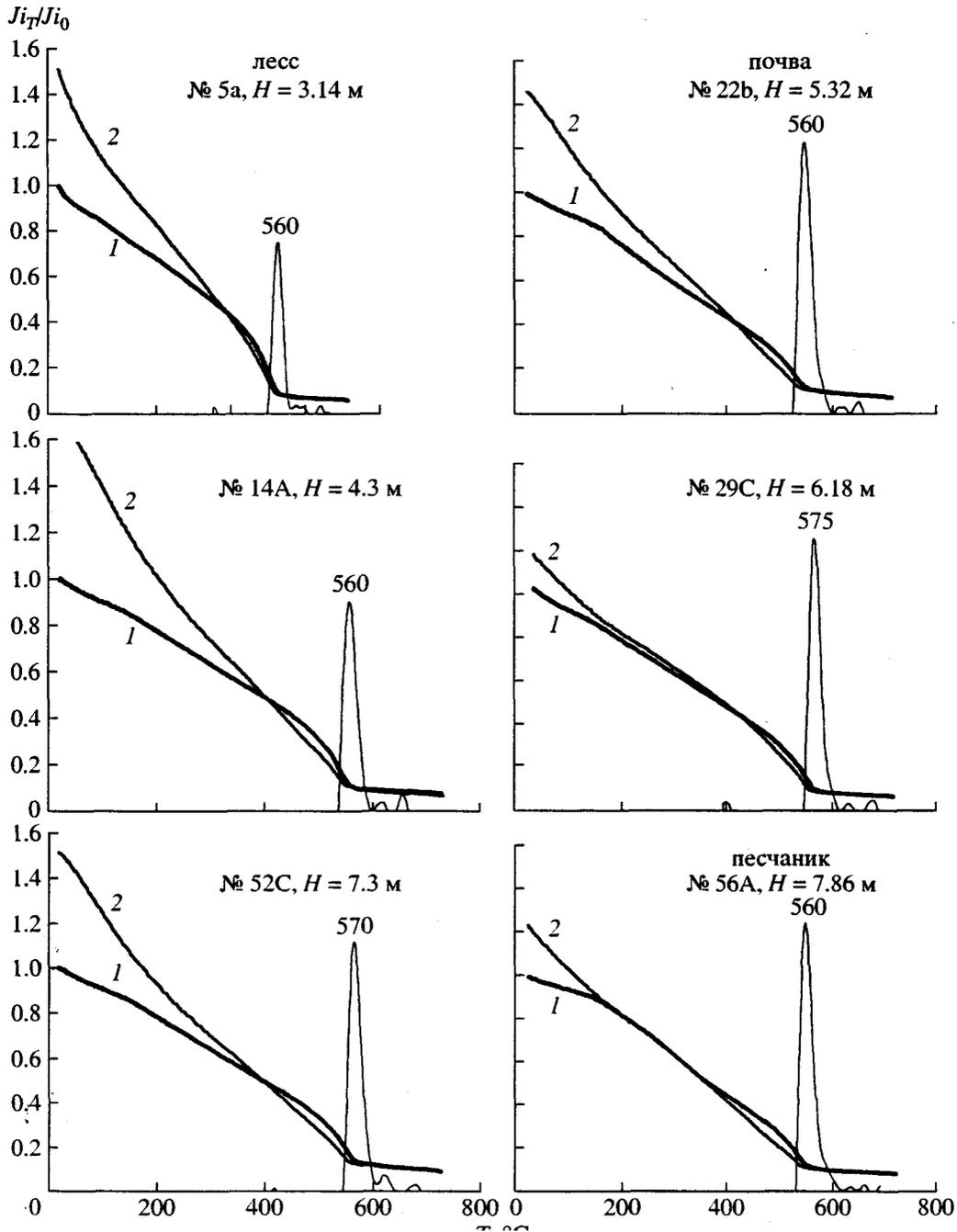


Рис. 3. Терромагнитные кривые J_{iT}/J_{i0} трех образцов лессов, двух образцов почв и одного из песчаного горизонта: 1 – первый нагрев, 2 – повторный нагрев, тонкая линия – вторая производная $\partial^2(J_{iT}/J_{i0})/\partial T^2$, где T – температура.

Для оценки доменного состояния магнитных зерен использовался гистерезисный метод Дэй [Day et al., 1977], согласно которому присутствие псевдооднородных частиц может быть оценено по величине отношения J_{rs}/J_s . Предельные значения для псевдооднородных зерен размером 1–15 μm равны $0.04 \leq J_{rs}/J_s \leq 0.26$. Как видно из табл. 2, значения J_{rs}/J_s лессов и почв лежат в интервале, характерном для псевдооднородных зерен, что

указывает на преобладание последних в породах разреза. Значения H_{cr} у образцов почв несколько меньше, чем у лессов, что говорит о присутствии в почвах более магнитомягких частиц магнетита.

Для того чтобы оценить, меняется ли размер зерен в породах по разрезу в работе использован метод магнитной гранулометрии, [Vanerjee et. al., 1981] заключающийся в сравнении идеальной ос-

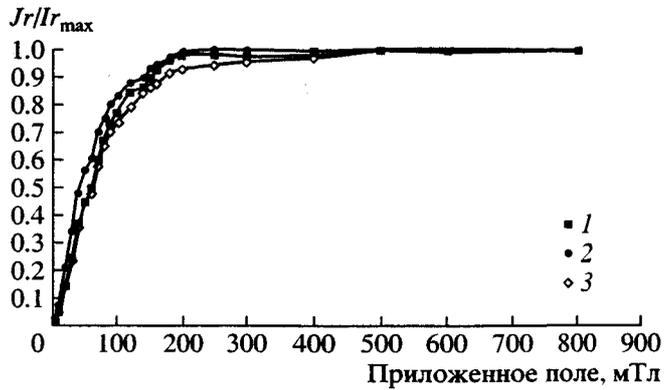


Рис. 4. Кривые изотермического остаточного намагничивания в постоянном магнитном поле образцов лесса № 14b – 1; почвы № 21 с – 2; лесса № 52 b – 3.

таточной намагниченности ARM , чувствительной к однодоменным и мелким псевдооднодоменным зернам, и магнитной восприимчивости K , в которую вносит вклад более грубая ферромагнитная фракция (большие псевдооднодоменные и мел-

кие многодоменные зерна). Высокие значения ARM/K указывают на мелкий размер зерен. Этот метод относительный и позволяет выделить в разрезе стратиграфические горизонты, породы которых содержат магнитные частицы разного размера. В настоящей работе ARM создавалась в переменном поле 90 мТл в присутствии постоянного поля 0.05 мТл (рис. 5д). На рис. 5е приведены значения ARM/K , на которых выделяется участок с высокими значениями отношения, соответствующий почвенному горизонту, что указывает на более высокое содержание в почвах зерен близких к однодоменным [Pan, 2001].

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения геомагнитного поля, записанного в породах осадочного происхождения необходимо выделить из естественной остаточной намагниченности J_n ту часть, которая обусловлена полем в период накопления и литификации осадка, то есть освободить J_n от вторичных компо-

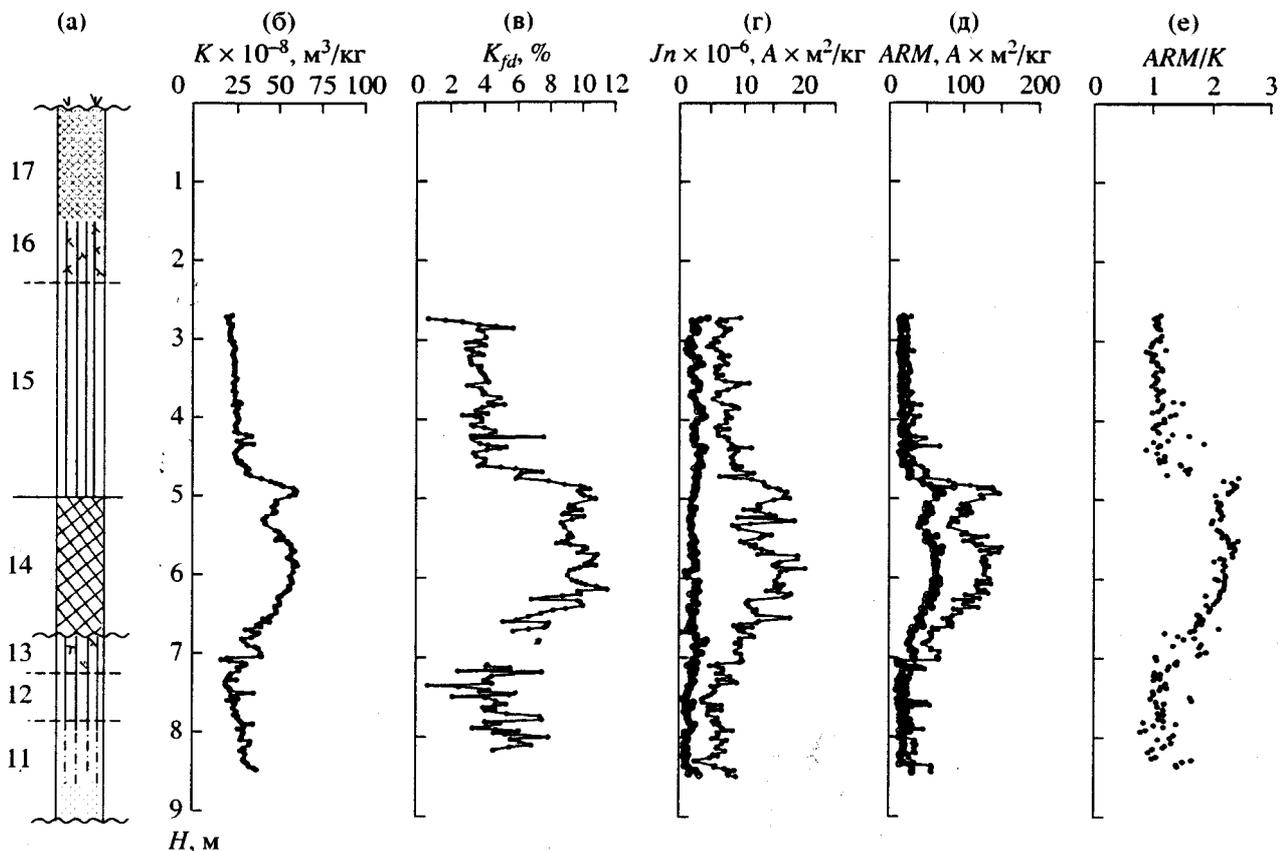


Рис. 5. (а) – Литологическая колонка (цифры и условные обозначения на литологической колонке соответствуют рис. 2); кривые изменения магнитных скалярных характеристик от глубины H : магнитная восприимчивость K – (б); относительное изменение разности значений магнитной восприимчивости в низкой (lf) и высокой частоте (hf) $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) \times 100\% / K_{lf}$ в процентах – (в); естественная остаточная намагниченность J_n до чистки (залитые кружки) и после чистки переменным полем 20 мТл (полюе кружки) – (г); идеальная остаточная намагниченность до размагничивания переменным полем 20 мТл (залитые кружки) и после (полюе кружки) – (д); ARM/K – (е).

нент намагниченности. С этой целью в настоящей работе использована чистка переменным полем коллекции образцов по два дубля со 195 уровней. Эксперимент выполнялся в палеомагнитной лаборатории Стокгольмского университета. Чистка осуществлялась на установке Digico [Molynеux, 1971] при вращении образца в катушке с переменным током, магнитное поле в которой могло изменяться в пределах от 0 до 90 мТл при экранированном внешнем магнитном поле. Вращение образца в катушке обеспечивало размагничивание одновременно во всех направлениях. Измерение остаточной намагниченности J_n после каждого шага размагничивания выполнялось на Digico магнитометре [Molynеux, 1971] в шести положениях вращения образца.

Для определения диапазона величин переменного поля, необходимого для выделения первичной намагниченности на 6 образцах лессов и 4 образцах почв с разных стратиграфических уровней были сняты полные кривые размагничивания переменным полем до величины 90 мТл с шагом 5 мТл. На диаграммах Зийдерверльда видно, что в переменном поле 15–20 мТл снимается вязкая компонента намагниченности, и направление вектора характеристической намагниченности, принимаемой за первичную, идет в 0 диаграммы вплоть до 90 мТл (рис. 6а, 6б). По полным кривым размагничивания переменным полем для выделения направления характеристической намагниченности остальных образцов со 195 уровней выбран диапазон полей 15–30 мТл с шагом 5 мТл.

На рис. 5г представлены значения J_n от глубины до и после размагничивания переменным полем 20 мТл. Величины естественной остаточной намагниченности J_n почв до чистки приблизительно в ~1.5 раза превышают величины J_n лессов. По-

Таблица 1. Зависимость K_{fd} от количества суперпарамагнитных частиц SP , заимствованная из работы [Dearing, 1999]

K_{fd} , %	Количество SP -зерен магнетита, %
<2	10
2–10	~50 + OD + MD
10–14	>75%

Таблица 2. Магнитные параметры образцов лессов и почв

№ образца	$J_s \times 10^{-1}$, А/м	J_{rs}/J_s	H_{cr} , мТл
1b, лесс	56	0.086	40
6с, лесс	78	0.092	38
10d, лесс	81	0.096	37
14а, лесс	77	0.12	36
52е, лесс	97	0.08	41
56е, лесс	70	0.104	32
23d, почва	91	0.11	30
27а, почва	98	0.098	30

сле размагничивания полем 20 мТл величина J_{n20} практически не отличается у лессов и почв.

Величины D и I , полученные после чистки переменным полем, хорошо согласуются по двум образцам с уровня. Осуществив временную привязку путем сопоставления подошвы горизонта карбонатных конкреций – остатка размытой брянской почвы – с ~50 тыс. лет, кровли мезинской почвы с ~70 тыс. лет, подошвы мезинской почвы с ~130 тыс. лет и подошвы узунларских песков с ~240 тыс. лет были рассчитаны кривые зависимости D и I от возраста (рис. 7). Дата для кровли лессов (~130 тыс. лет.) достаточно условна, так как мы не можем оценить мощность верхней их части, уничтожен-

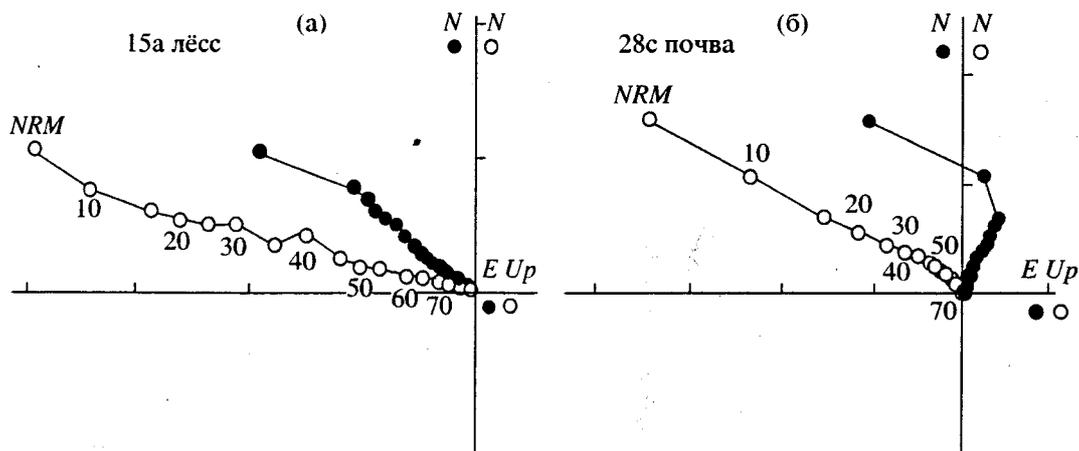


Рис. 6. Диаграммы Зийдерверльда размагничивания переменным полем образцов: 15а – лесс (а), 28с – мезинская почва (б).

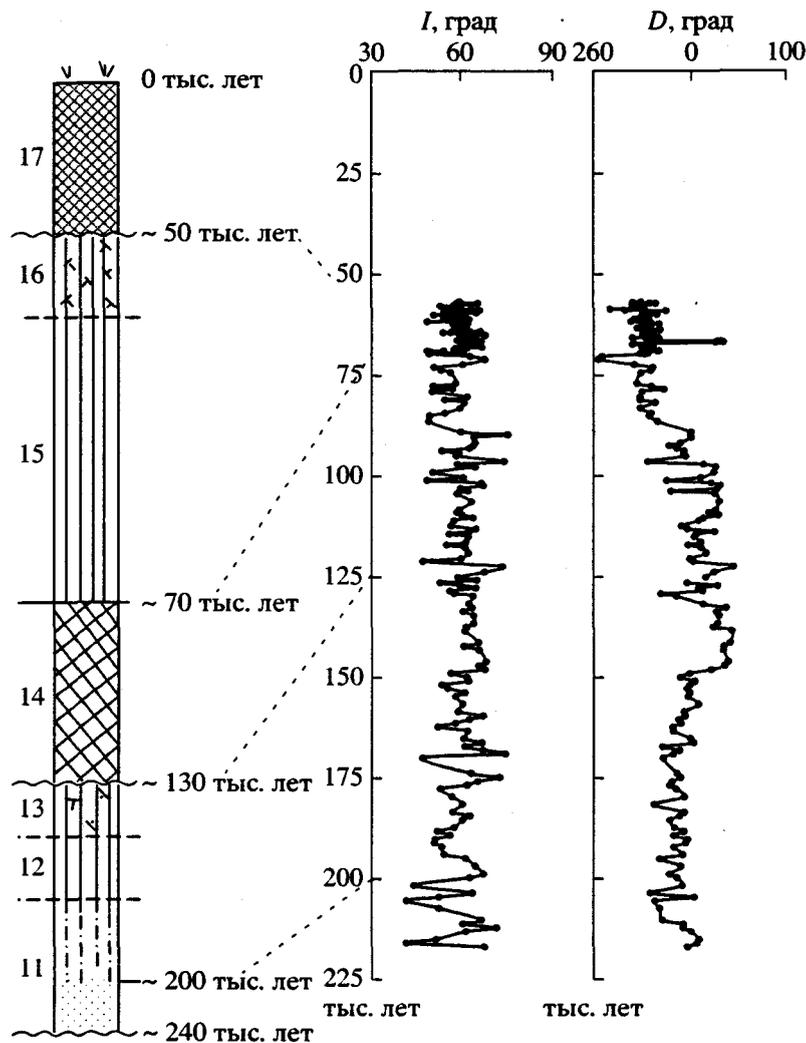


Рис. 7. Кривые зависимости средних значений наклонения I и склонения D от возраста после чистки переменным полем и компонентного анализа.

ной предмезинским размывом. Однако подошву рассматриваемого интервала (появление в песках слоя 11 лессового материала, знаменующего начало похолодания) можно датировать более уверенно — ~200 тыс. лет.

Значения I мало меняются вдоль разреза и близки к наклонению геомагнитного поля в месте отбора образцов — 63° . По значениям D выделяются три временных интервала: 55–87 тыс. лет — $D_{cp} = 315^\circ$, 87–150 тыс. лет — $D_{cp} = 7^\circ$, 150–220 тыс. лет — $D_{cp} = 345^\circ$.

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Выполненные магнитные исследования показали, что основным носителем намагниченности в изученных породах является псевдооднодоменный магнетит, концентрация которого изменяется по разрезу в 2–3 раза. Это соответствует крите-

риям, предложенным в работе [King et al., 1983] для оценки относительной палеонапряженности на осадочных породах.

Для изучения палеонапряженности геомагнитного поля в период образования пород в работе использована естественная остаточная намагниченность после чистки переменным полем 20 мТл, свободная от вторичных компонент, нормированная на параметры, зависящие от концентрации магнетита: Jn_{20}/ARM_{20} и Jn_{20}/KH , где Jn_{20} и ARM_{20} значения Jn и ARM после размагничивания переменным полем 20 мТл. Как показали магнитные исследования, переменное поле 20 мТл уменьшает вклад в Jn и ARM нестабильных зерен магнетита, размер которых меньше, чем ~1 мкм. При этом величины Jn_{20} практически не отличаются у почв и лессов (рис. 5г). Величина ARM_{20} также уменьшается, но остается различие между лессами и почвами (рис. 5е).

Авторы данной работы не исследовали специально природу намагниченности лессов и почв. Из работы [Evans, Heller, 2003] следует, что намагниченность почв складывается из детритной намагниченности и намагниченности химического происхождения, связанной с глинистой фракцией. Различия в природе намагниченности лессов и почв ограничивают возможность применения методов относительной оценки палеонапряженности на породах лессово-почвенных разрезов. Поэтому в настоящей работе для оценки палеонапряженности авторы использовали участок верхнего лесса мощностью 2.5 м, отвечающего ранней стадии валдайского оледенения и соответствующего временному интервалу 70–55 тыс. лет и нижний лесс, подстилающий мезинскую почву, и супесь (верхи слоя 11) общей мощностью ~1.5 м, и соответствующие московской стадии оледенения (~185–130 тыс. лет) и верхней части одинцовского межледникового (~200–185 тыс. лет).

На рис. 8а, 8б, 8в представлены кривые Jn_{20}/ARM_{20} и Jn_{20}/KH в зависимости от возраста, полученные на породах верхнего лесса разреза Пекла. Обе кривые хорошо согласуются друг с другом. Коэффициент корреляции между ними $r = 0.93$ для $N = 75$, участвующих в сравнении пар точек. Таким образом, каждый из параметров нормировки может быть использован при оценке относительной палеонапряженности геомагнитного поля. 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 Jn_{250}/Jrs_{250} , полученная на породах лессово-почвенного разреза Роксоланы (рис. 8в), где Jn_{250} и Jrs_{250} естественная остаточная намагниченность и остаточная намагниченность насыщения после воздействия температуры 250°C [Пилипенко и др. 2005]. Коэффициент корреляции между 71 парами точек сглаженной кривой Jn_{20}/ARM_{20} и Jn_{250}/Jrs_{250} равен $r = 0.41$, что является высокозначимой корреляцией для такого количества пар точек [Тейлор, 1985]. Таким образом, можно сделать вывод, что мы получили запись относительной палеонапряженности геомагнитного поля во временном интервале 70–55 тыс. лет.

Для нижнего горизонта лесса мы пока не имеем конкретного разреза для сравнения. Более того, принятые в тексте временные границы 200–130 тыс. лет весьма условны, так как верхи лессового горизонта перекрываются мезинской почвой с размывом, а в нижней части появление лессового материала в песках говорит о начавшемся похолодании, и о том, что начало отбора, вероятно, соответствует концу одинцовского межледникового. Тем не менее, представлялось интересным провести сравнение кривой изменения относи-

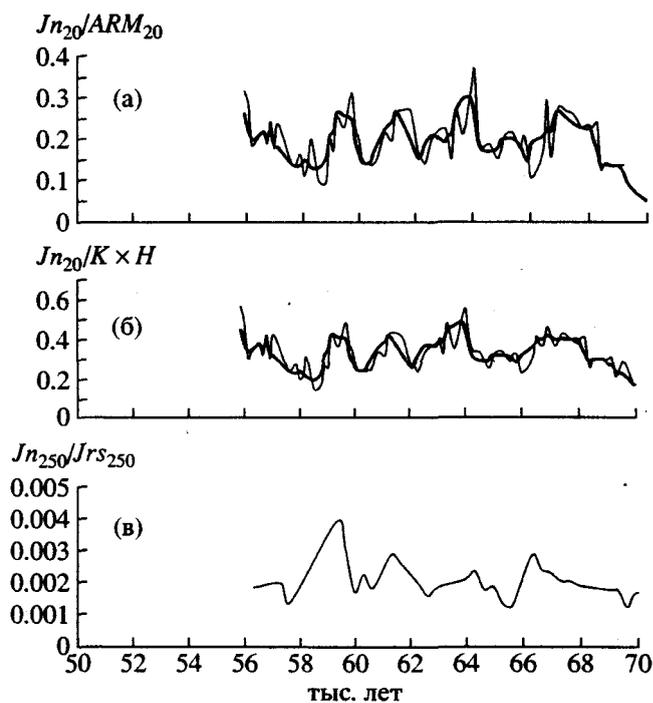


Рис. 8. Кривые изменения относительной палеонапряженности геомагнитного поля по разрезу Пекла (а), (б) и Роксоланы (в) во временном интервале 70–55 тыс. лет. Жирная линия – результат усреднения по трем точкам.

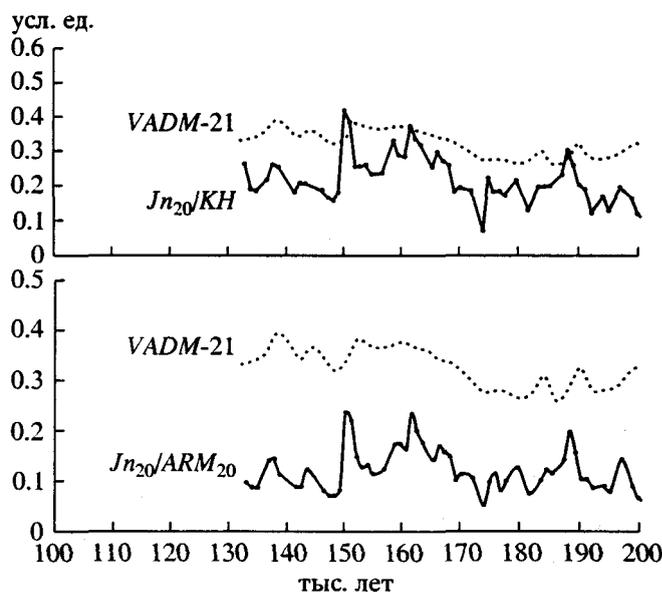


Рис. 9. Кривые изменения относительной палеонапряженности по разрезу Пекла (сплошная линия) в сравнении с кривой VADM-21 (пунктирная линия) во временном интервале 200–130 тыс. лет.

тельной палеонапряженности 200–130 тыс. лет с соответствующим временным интервалом кривой VADM-21 [Петрова и др., 1999].

На рис. 9 представлены кривые Jn_{20}/KH и Jn_{20}/ARM_{20} для временного интервала 200–130 тыс.

лет, соответствующего слоям 13, 12 и верхней части слоя 11. Между этими кривыми наблюдается высокосignифицирующая корреляция (коэффициент корреляции $r = 0.93$ для $N = 54$ пар точек), что свидетельствует о том, что оба нормировочных параметра подходят для оценки относительной палеонапряженности геомагнитного поля. Сравнение с мировыми данными, а именно с суммарной кривой изменения магнитного момента Земли за последние 450 тыс. лет $VADM-21$ также демонстрирует наличие корреляции. Коэффициенты корреляции между J_{n20}/KH и $VADM-21$ равен $r = 0.53$ и между J_{n20}/ARM_{20} и $VADM-21$ равен $r = 0.4$, что является высокосignифицирующей корреляцией для $N = 54$ пар точек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен разрез неоплейстоцена на Азовском побережье Таманского п-ова - Пекла. Несмотря на наличие перерывов в разрезе, установлены несколько достаточно надежно датированных уровней. Детально изучена верхняя часть разреза от 240 до 55 тыс. лет. Выполненные палеомагнитные и магнитные исследования позволили выделить характеристическую намагниченность, принимаемую за первичную, и показали, что магнитная минералогия, размер зерен и их концентрация удовлетворяют критериям оценки относительной палеонапряженности. Хорошая корреляция между кривыми J_{n20}/ARM_{20} (разрез Пекла) и J_{n250}/Jrs_{20} (разрез Роксоланы), полученная на лессовом горизонте, соответствующем временному интервалу 70–55 тыс. лет, и корреляция между кривыми J_{n20}/ARM_{20} и $VADM-21$ во временном интервале 200–130 тыс. лет говорит о том, что кривая J_{n20}/ARM_{20} в указанное время отражает изменение относительной палеонапряженности геомагнитного поля.

• БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность за критические замечания и научную дискуссию в ходе написания статьи Т.С. Гендлер, а также А.В. Гарбузенко и сотрудникам Геофизической обсерватории "Борок" за помощь в Эксперименте, и А.Г. Фейн за помощь в отборе коллекции.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 03-05-65063, 02-05-39018 и INTAS грант №31008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большаков В.А., Ганеев А.К., Ясонов П.Г. О влиянии прогревов на магнитные свойства горных пород и зон гипергенеза. Палеонапряженность: физические основы и методы исследования. Межвузовский сборник. Владивосток: Изд-во ДВГУ. 1986. С. 38–43.

Большаков В.А., Ганеев А.К., Ясонов П.Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность, как результат изменения коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55–63.

Величко А.Л., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Наячева Т.А. Разрезы лессов и ископаемых почв, перекрывающих бакинско-чаудинские лиманно-морские отложения на северо-западе Таманского полуострова и их палеомагнитная характеристика. Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука. 1973. С. 70–76

Ганзей С.С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков). Автореф. дис.... канд. геогр. наук. М. 1984. 24с.

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография. Труды геологического института. М.: ГЕОС. 2002. Вып. 546. С. 250.

Мернер Н.-А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М., Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами // Физика Земли. 2001. № 10. С. 24–32.

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

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

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понта-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. Труды геологического института. М.: Академия Наук. 1963. Вып. 88. 160 с.

Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лессово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. № 1. С. 4–13.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75–10 тыс. лет тому назад на примере лессово-почвенного разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. 2005. № 1. С. 66–73.

Banerjee S.K., King J.W., Marvin J. A rapid method for magnetite granulometry with applications to environmental studies // Geophys. Res. Lett. 1981. V. 8. P. 333–336.

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

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

Molyneux L. A complete results magnetometer for measuring the remanent magnetization of rocks // Geophys. Jour. 1971. V. 24. P. 429–435.

Pan Y., Zhu R., Shaw J., Liu Q., Guo Bin. Can relative paleointensity be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China // Journal of Geoph. Res. 2001. V. 106. P. 19221–19232.