

УДК 550.383

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ЗАПИСЯМ В ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОМ РАЗРЕЗЕ РОКСОЛАНЫ (Р. ДНЕСТР, УКРАИНА) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 75000 ЛЕТ

© 2004 г. З. В. Шаронова¹, О. В. Пилипенко¹, В. М. Трубихин², А. Н. Диденко¹, А. Г. Фейн¹

¹Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН, г. Москва

²Институт геологии РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 20.11.2002 г.

Проведено палеомагнитное исследование образцов пород лессово-почвенного разреза Роксоланы (Украина), охватывающего временной интервал 75–6 тыс. лет. Получены кривые, отражающие поведение относительной палеонапряженности в указанный интервал времени, и кривые угловых элементов геомагнитного поля, на которых выделяется аномальное направление ~35–30 тыс. лет тому назад. Аномальное направление можно сопоставить с экскурсом Моно.

Ключевые слова: относительная палеонапряженность, склонение и наклонение геомагнитного поля, экскурсы, лессово-почвенный разрез

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия активизировались исследования пород лессово-почвенных разрезов магнитными и палеомагнитными методами. Магнитные минералы, содержащиеся в породах, хранят информацию о структуре и эволюции древнего магнитного поля, а также о составе и структуре магнитных зерен и их более поздних изменениях. Вектор остаточной намагниченности пород отражает изменение палеополя в прошлом. На подробных записях угловых элементов могут быть обнаружены экскурсы – резкие кратковременные флуктуации направления геомагнитного поля вплоть до его полного обращения. В настоящее время предложено несколько шкал геомагнитных экскурсов, дающих представление об особенностях поведения геомагнитного поля в эпоху Брюнес [Фатиади, Поспелова, 1982; Wurm, 1997; Champion et al., 1988; Мёрнер и др., 2001]. Экскурсы происходят на фоне минимумов палеонапряженности поля. В работе [Петрова, Пилипенко, 2000] показано, что все известные экскурсы, приходящиеся на период до 100 тыс. лет сопровождают уменьшение корреляции между кривыми изменения магнитного момента из различных районов Земного шара.

В качестве объекта исследований выбран лессово-почвенный разрез Роксоланы, который уникален благодаря своей мощности и непрерывности. Изучение его имеет особую важность для восстановления картины глобальных изменений в четвертичный период. Поэтому внимание палео-

магнитологов неоднократно обращалось к изучению этого объекта [Третьяк, 1983; Tsatskin et al., 1998; Dodonov et al., 2000]. В работе [Tsatskin et al., 1998] не ставилась задача получения непрерывных детальных кривых, отражающих поведение палеонапряженности в эпоху Брюнес, поэтому образцы отбирались через каждые 5–10 см. На основании литологических, палеонтологических, палеопедологических исследований разрез Роксоланы подразделен на 6 зон. Каждая зона включает верхнюю почву и подстилающий ее лесс, из которого почва образовалась. Выделенные зоны соответствуют изменениям магнитной восприимчивости с глубиной и отражают глобальные климатические изменения.

Задача настоящей работы заключалась в получении детальных кривых, отражающих изменения палеонапряженности и угловых элементов геомагнитного поля, записанного в образцах пород, отобранных непрерывным методом, выявления аномальных горизонтов геомагнитного поля и сопоставлении их со шкалой геомагнитных экскурсов [Мёрнер и др., 2001].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лессово-почвенный разрез Роксоланы, соответствующий VIII террасе Днестра, расположен на восточном берегу Днестровского лимана приблизительно в 40 км западнее Одессы ($\varphi = 45^\circ\text{N}$, $\lambda = 30.4^\circ\text{E}$). Мощность обнажающихся отложений 50–55 м. Лессово-почвенная серия охватывает временной интервал от верхов эоплейстоцена до

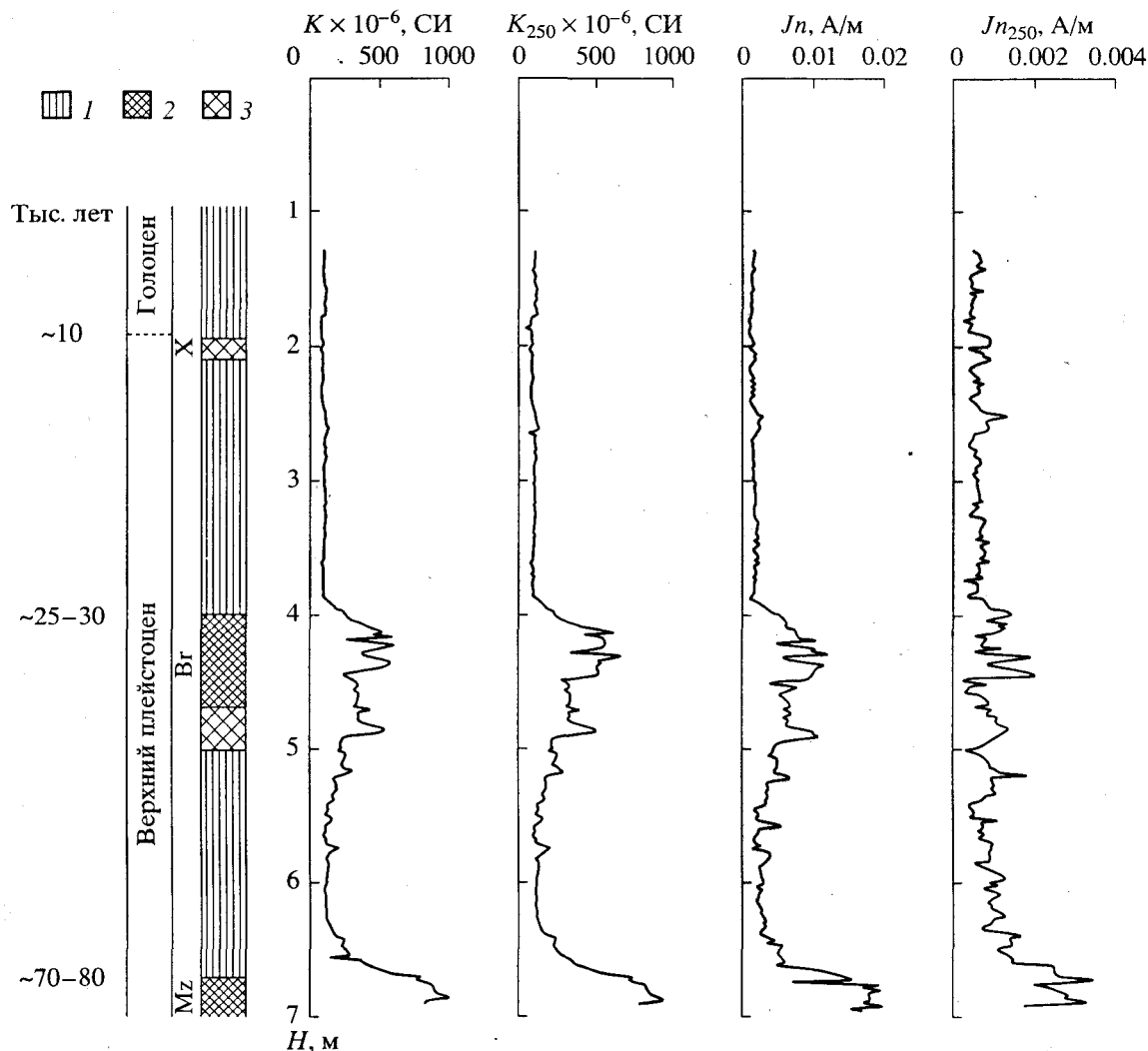


Рис. 1. Литологические и магнитные характеристики пород разреза Роксоланы: магнитная восприимчивость K и естественная остаточная намагниченность J_n до и после температурной чистки до 250°C : 1 – лесс, 2 – почва, 3 – горизонт карбонатных конкреций.

голоцена. Верхние приблизительно 20 м были отобраны практически сплошным отбором. Чтобы исключить влияние выветривания с поверхности обнажения, был удален слой толщиной ~1 м. Из свежерасчищенной вертикальной стенки разреза были отобраны ориентированные на горизонтальной плоскости по магнитному меридиану штудфы. Они были распилены на пластины толщиной 2 см, из которых в свою очередь были изготовлены кубические образцы размером $2 \times 2 \times 2$ см по 3 дубля с уровня.

В данной работе будут представлены результаты, относящиеся только к самой верхней части разреза мощностью до 7 м (214 уровней), охватывающей временной интервал от 70–80 тыс. лет до голоцена.

В основании изученной части разреза располагается сложно построенный Мезинский (Mz) педо-

комплекс [Tsatskin et al., 1998], отвечающий верхнеплейстоценовому климатическому оптимуму – 5 изотопно-кислородной стадии (рис. 1). Верхняя изученная его часть представлена окисными красно-бурыми палеопочвами. Выше по неровной, с размывом, границе ложатся желтовато-палевые лессы, отвечающие ранней фазе Валдайского оледенения. Возраст границы может быть оценен как 70–80 тыс. лет. Примерно на 1.7 м выше кровли Мезинской почвы располагается мощная бурая Брянская почва (Br) с хорошо выраженным карбонатным горизонтом в нижней части. Подошва лессов, перекрывающих Брянскую почву, отвечает позднему Валдаю, возраст ее ~25–30 тыс. лет. В Брянской почве получена радиоуглеродная датировка – 26.760 ± 240 тыс. лет. [Dodonov, et al., 2001]. Выше, вплоть до современной черноземной почвы разрез сложен светлыми, желтоватыми, песчанистыми лессами. На 2 м выше Брянской почвы

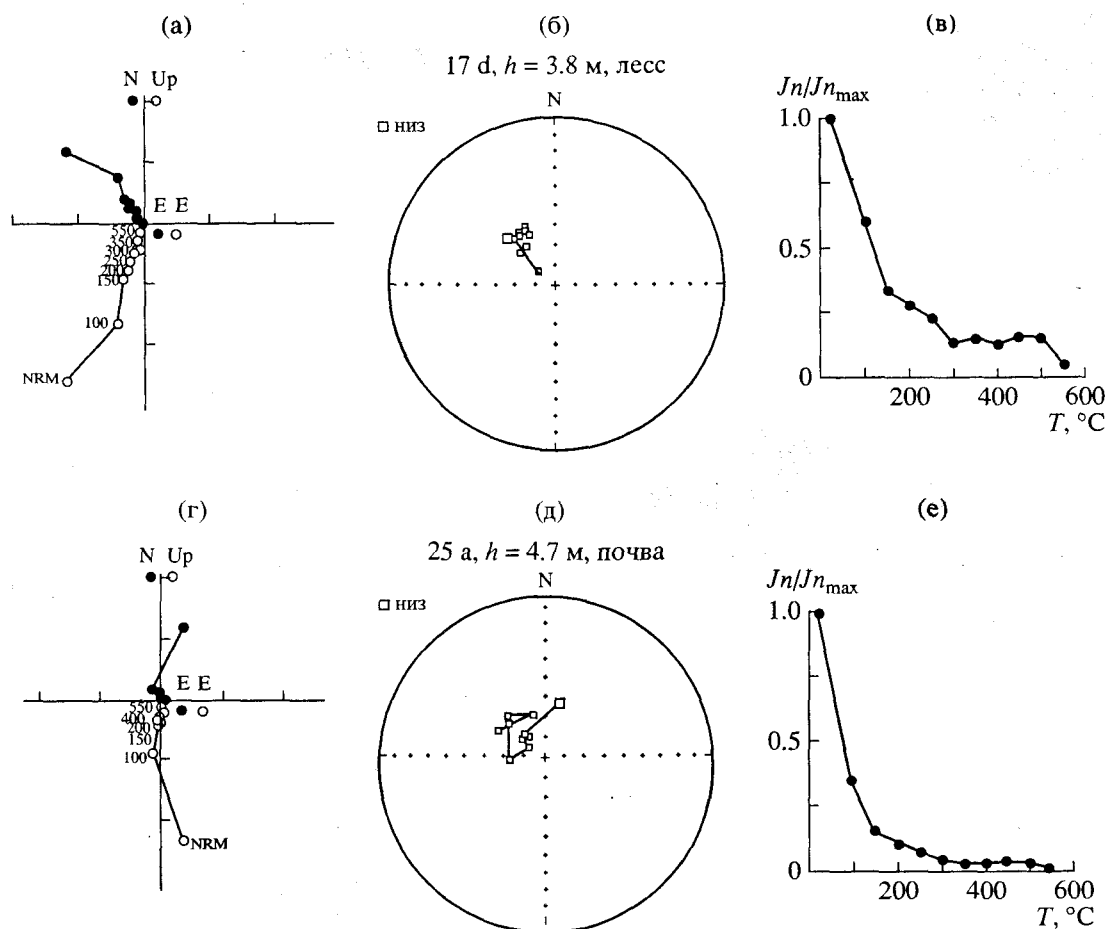


Рис. 2. Температурные диаграммы Зийдервельда в двух ортогональных проекциях (а), (г), цифры указывают температуру нагревов; стереограммы распределения J_n от температуры (б), (д); кривые размагничивания $J_n/J_{n_{max}}$ температурой (в), (е).

в лессах располагается ясно выраженный горизонт карбонатных конкреций – следы размытой палеопочвы (Х). Авторы предполагают, что эта палеопочва могла отвечать времени голоценового климатического оптимума. Тогда лессы, расположенные выше горизонта карбонатных конкреций, будут уже голоценовыми. Если это так, то кровлю горизонта карбонатных конкреций можно датировать как границу плейстоцена и голоцена, то есть ~10 тыс. лет.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитная восприимчивость K образцов-кубиков размером 2 см^3 измерена на приборе KLY-2 по трем направлениям, а для выборочных образцов – по 12 направлениям, что дало возможность оценить анизотропию магнитной восприимчивости. Естественная остаточная намагниченность J_n измерена на магнитометре JR-4 после выдержки в экране в течение трех месяцев. Для оценки состава магнитных минералов-носителей намагниченности в Геофизической обсерватории “Борок”

выполнен терромагнитный анализ. По кривым зависимости от температуры индуктивной намагниченности, полученной в поле $4000\text{ Э} - J_i(t)$ определены точки Кюри магнитных минералов. Структура магнитных зерен, точнее, их однородность в породах разреза оценена по зависимости остаточной намагниченности насыщения J_{rs} от магнитной восприимчивости K . Для определения характеристической намагниченности, принимаемой за первичную, и температуры магнитной чистки 28 образцов пилотной коллекции из разных участков разреза подвергались ступенчатому терморазмагничиванию до 600°C с шагом 50°C в экранированной от внешнего магнитного поля печи. Контроль состава магнитных минералов в образцах осуществлялся измерением K после каждого нагрева. Компонентный анализ J_n после ступенчатого терморазмагничивания и определения направлений характеристической намагниченности выполнены, используя пакет программ, разработанный Р. Дж. Энкиным.

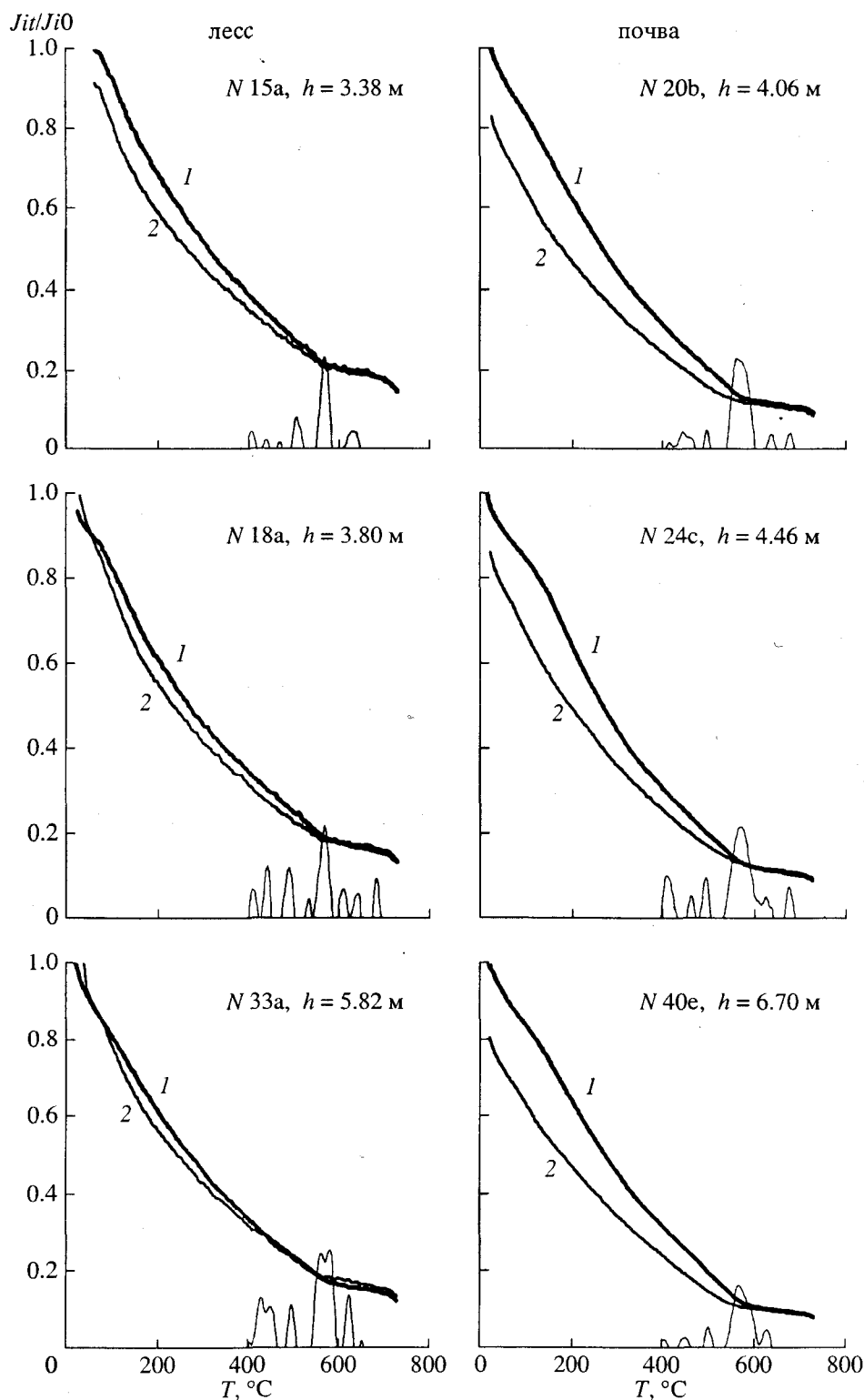


Рис. 3. Терромагнитные кривые J_{it}/J_{i0} первого и второго нагревов образцов пилотной коллекции лессов и почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В мировой практике оценка относительной палеонапряженности геомагнитного поля осуще-

вляется путем нормировки J_n на один из лабораторных параметров: остаточную намагниченность насыщения J_{rs} , идеальную остаточную намагниченность J_{ri} или магнитную восприимчивость K . При однородном составе и одинаковом раз-

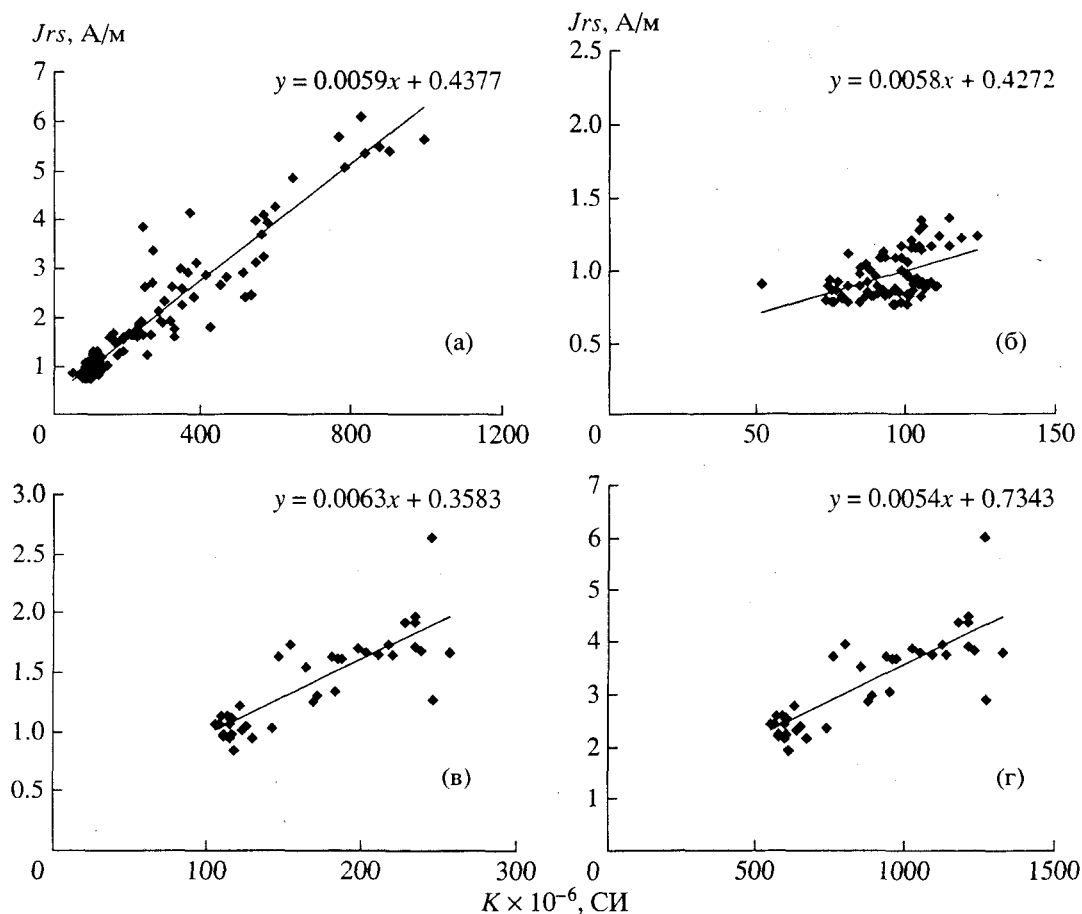


Рис. 4. Зависимость J_{rs} – K для всех исследуемых образцов (а), для лесса 1.3–4 м (б), лесса 5–6.7 м (в) и для почвы 4–5 м (г).

мере магнитных носителей нормировка позволяет уменьшить влияние концентрации содержащихся в породах магнитных минералов. Перед любой нормировкой из J_n необходимо удалить вклад вторичных компонентов, для чего в работе использовалась температурная чистка, а также изучить состав и структуру магнитных зерен – носителей намагниченности.

Ступенчатое терморазмагничивание 28 образцов пилотной коллекции от 20 до 600°C в экранированной от внешнего магнитного поля печи и компонентный анализ J_n показали, что выделение характеристической намагниченности, принимаемой за первичную, у всех образцов происходит в интервале температур 150–550°C (рис. 2а, рис. 2г). После 350°C у большей части образцов имеет место подмагничивание, в результате чего на температурных диаграммах Зийдервельда наблюдался значительный разброс точек. Возможно, это происходит из-за неполной компенсации магнитного поля в печи, а также из-за резкого падения величины J_n к 250–300°C (рис. 2в, рис. 2е). Исходя из этого, для определения направления характеристической намагниченности все исследуемые образцы нагревались до температур 200°, 250°, 300° и 350°C.

дуге образцы нагревались до температур 200°, 250°, 300° и 350°C.

Изменение магнитной восприимчивости K (здесь и в дальнейшем изложении все величины указаны как средние по двум образцам с одного уровня), соответствует стратиграфии разреза и резко различается для лессов и почв (рис. 1). По величине K в изученной части разреза сверху вниз можно выделить 4 горизонта, для которых средние значения K_{cp} распределяются следующим образом: верхний лесс (~1.3–4 м) $K_{cp} = 92.6 \times 10^{-6}$ СИ, Брянская почва (~4–5 м) $K_{cp} = 432 \times 10^{-6}$ СИ, лесс, подстилающий Брянскую почву (~5–6.6 м), $K_{cp} = 130 \times 10^{-6}$ СИ, начало Мезенской почвы (~6.6 м) $K_{cp} = 523 \times 10^{-6}$ СИ. Отсюда следует, что почвы более магнитны, чем лессы, их магнитная восприимчивость примерно в 4 раза превышает магнитную восприимчивость лессов.

Измерения K в 12 положениях показали практическое отсутствие магнитной анизотропии восприимчивости.

Средняя величина $J_{n, cp}$ по двум образцам с уровня повторяет ход изменения K_{cp} вдоль разре-

за (рис. 1). Для тех же четырех горизонтов величины Jn_{cp} : 1.17×10^{-3} А/м, 7.46×10^{-3} А/м, 2.8×10^{-3} А/м, 11.31×10^{-3} А/м соответственно. Коэффициент корреляции между величинами Jn_{cp} и K_{cp} составляет 0.95.

Величина Qn варьирует в породах разреза от 0.3 до 0.7, не обнаруживая определенной закономерности.

Измерения магнитной восприимчивости при ступенчатом терморазмагничивании показали, что до температуры 250°C величина K практически не меняется. Это подтверждают и кривые $Ji(t)$ в интервале температур 20 – 250°C и обратном охлаждении до комнатной температуры образцов, выбранных из разных частей разреза. Кривые имеют обратимый характер. Из этого следует, что при нагреве до 250°C состав магнитных минералов пород не изменяется.

Кривая изменения магнитной восприимчивости вдоль разреза K_{250} в основном повторяет кривую исходных значений K (рис. 1).

Иное поведение при нагревах обнаруживает естественная остаточная намагниченность Jn . На рис. 2в, 2е представлены кривые $Jn(t)$ образца лесса и почвы после ступенчатых нагревов, на которых видно, что после нагрева до 250°C оставшаяся часть Jn_{250} составляет $\sim 20\%$ от первоначальной величины Jn лессов и $\sim 10\%$ – у почв, то есть лессы более стабильны к нагревам, чем почвы. При этом нарушается корреляция между K_{250} и Jn_{250} .

Состав магнитных минералов определялся терромагнитным анализом. Терромагнитные кривые зависимости индуктивной намагниченности $Ji(t)$, полученной в поле ~ 4000 Э, одиннадцати образцов лессов и четырех образцов почв из разных частей разреза показали, что как в лессах, так и в почвах единственным магнитным минералом является магнетит с температурой Кюри $T_c = 560$ – 580°C (рис. 3). Кривые индуктивной намагниченности в поле 4000 Э имеют вогнутую форму, характерную для пород с большим содержанием суперпарамагнитных зерен, на которых точку Кюри однозначно определить трудно. Поэтому точки Кюри определялись по модулю экстремума первой производной dJi/dt (рис. 3). На кривой зависимости $Ji(t)$ второго нагрева обнаружена единственная точка Кюри, также соответствующая магнетиту.

Породы обоих лессовых горизонтов стабильны к нагревам, у них $Jit/Ji0 \sim 1$ (рис. 3), у почв это отношение несколько ниже $Jit/Ji0 \sim 0.82$. Возможно, это связано с небольшим количеством присутствующего в почвах магнетита. Однако на основании терромагнитного анализа можно сделать вывод, что основным носителем намагниченности лессов и почв является стабильный к нагревам тонкодисперсный магнетит.

Если в породах разреза преобладают однодоменные или многодоменные зерна, то линейная

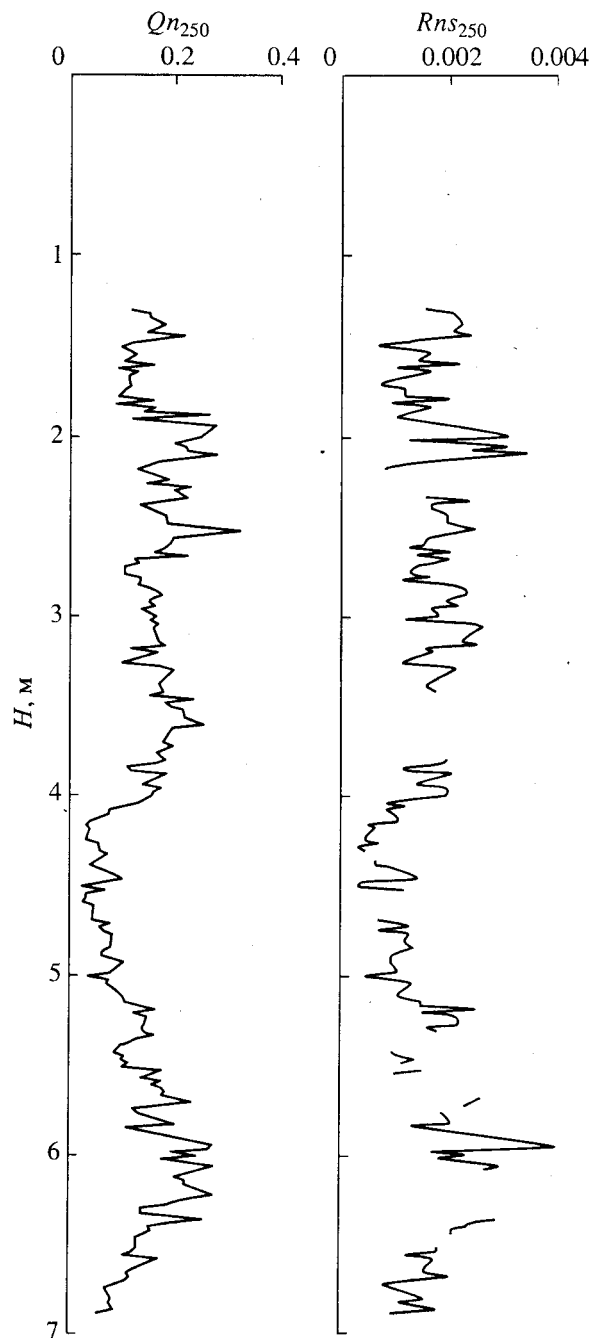


Рис. 5. Кривые зависимости Qn_{250} и Rns_{250} от глубины.

зависимость $Jrs-K$ (одинаковый тангенс угла наклона прямой) будет означать, что размер зерен носителей естественной остаточной намагниченности не меняется вдоль разреза. На диаграмме $Jrs-K$ (рис. 4а), характеризующей весь разрез, точки лежат близко к прямой линии, коэффициент корреляции $r = 0.95$. На рис. 4б, рис. 4в представлены диаграммы $Jrs-K$ отдельно для двух лессов и на рис. 4г – для Брянской почвы. Тангенсы углов наклона прямых, вокруг которых лежат

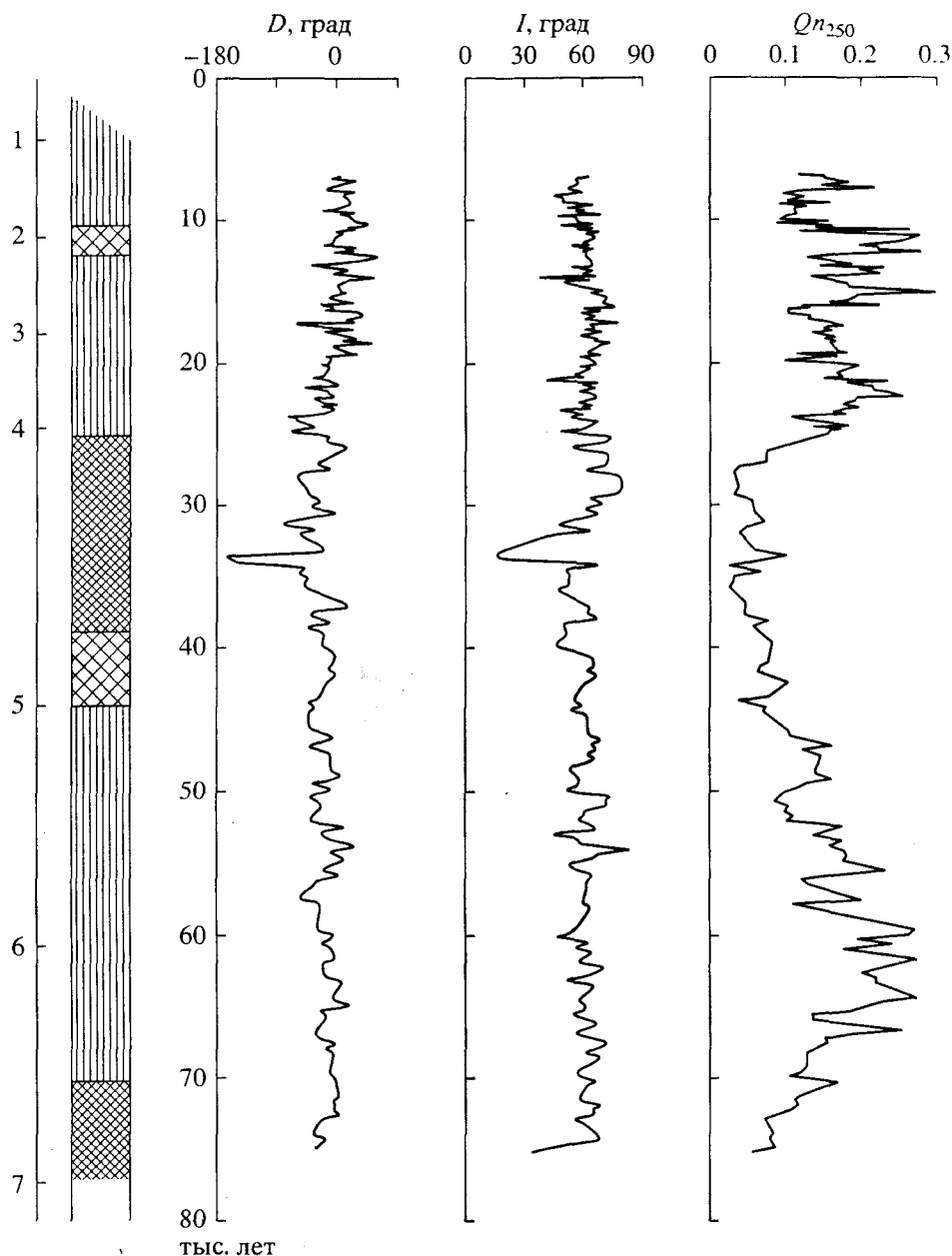


Рис. 6. Кривые зависимости склонения D , наклонения I , полученные в результате ступенчатого терморазмагничивания и отношения Кенигсбергера Qn_{250} от возраста. Условные обозначения как на рис. 1.

точки на диаграммах разных участков разреза и сводной диаграмме близки. Кажущееся отличие углов наклона на диаграммах связано с различными масштабами, выбранными для удобства восприятия.

Авторы работы специально не занимались исследованием размера зерен носителей In . Можно предположить, что высокие значения магнитной восприимчивости K почв по сравнению с лессами скорее говорят о том, что в почвах содержится большая концентрация мелкозернистого магнетита [Большаков, 1996; 2001].

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Для оценки относительной палеонапряженности геомагнитного поля в работе использованы параметры $Rns_{250} = Jn_{250}/Jrs_{250}$ и $Qn_{250} = Jn_{250}/K_{250}$ Н (отношение Кенигсбергера). Образцы с 214 уровней (по 2 образца с уровня) были нагреты до 250°C и измерены величины Jn_{250} и K_{250} . Эта температура выбрана на основании магнитных исследований образцов пород по следующим причинам: она снимает вязкую намагниченность пород, оставшаяся после чистки величина Jn_{250} может

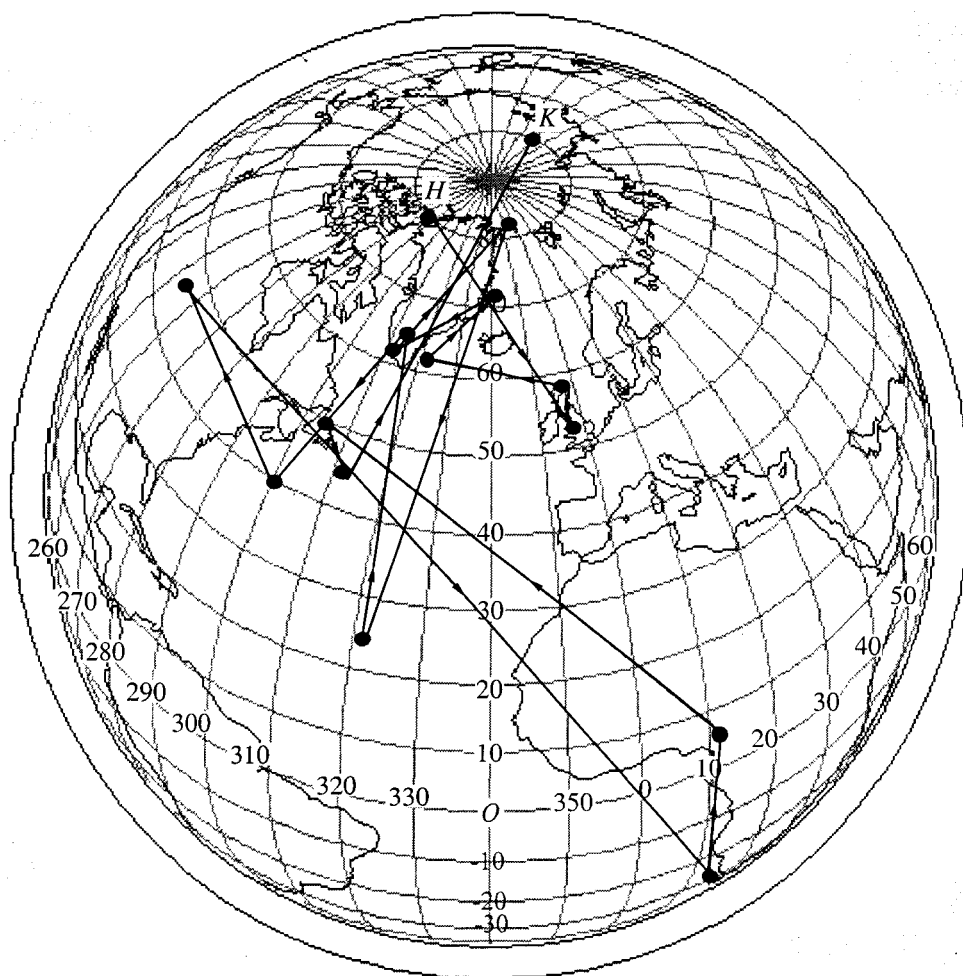


Рис. 7. Траектория миграции виртуального геомагнитного полюса от 36 тыс. лет (H) до 30 тыс. лет (K).

быть достаточно точно измерена и, наконец, состав магнитных минералов при нагреве до этой температуры не меняется, о чем свидетельствует отсутствие изменений K . На образцах-дублях были получены значения остаточной намагниченности насыщения в поле 8000 э, после чего образцы были нагреты до температуры 250°C и измерены значения Jrs_{250} .

Для исключения влияния концентрации величины Jn_{250} были нормированы на Jrs_{250} и K_{250} . Известно, что Jrs является лучшим параметром для нормировки, так как не зависит от размера зерен, тогда как в K могут вносить существенный вклад суперпарамагнитные зерна. Возможно, этим объясняются высокие значения K почв по сравнению с лессами.

Кривые зависимости Rns_{250} и Qn_{250} от глубины представлены на рис. 5. На кривой Rns_{250} имеются небольшие пропуски, обусловленные отсутствием образцов для создания Jrs_{250} . Несмотря на то, что в фактор Кенигсбергера входит влияние магнитовязких, возможно, суперпарамагнитных зе-

рен через высокие значения K_{250} между этими рядами Rns_{250} и Qn_{250} наблюдается высокая корреляция с высокосignificant коэффициентом корреляции $r = 0.8$. На обеих кривых (рис. 5) наблюдается характерный минимум, часть которого падает на интервал, соответствующий Брянской почве. Можно было бы предположить, что этот минимум связан не с понижением палеонапряженности, а с высокими значениями K почв за счет присутствия в них большого количества суперпарамагнитных зерен. Однако понижение наблюдается задолго до интервала, соответствующего Брянской почве, в подстилающем ее лессе, а также в перекрывающем лессе.

Временная привязка разреза была выполнена путем сопоставления кровли Мезинской почвы с возрастом 75 тыс. лет, кровли Брянской почвы с 25 тыс. лет и кровли почвы (X) с 10 тыс. лет и линейной интерполяции по возрасту между этими датами, которая дала возможность представить кривые Rns_{250} и Qn_{250} в зависимости от возраста. Если допустить, что эти кривые отражают изме-

нение относительной палеонапряженности, то получится, что в целом они удовлетворительно согласуются со сводными мировыми кривыми изменения относительной палеонапряженности Sint 800 [Guyodo, Valet, 1999] и VADM-21 [Петрова и др., 1999] для данного интервала времени. На полученных кривых выделяются характерный минимум 28–45 тыс. лет и предшествующий ему 50-тысячелетний максимум. Даже если исключить из рассмотрения интервал времени 25–36 тыс. лет, на который приходится Брянская почва, то общая тенденция понижения палеонапряженности в интервале времени 23–45 тыс. лет назад по кривым Rns_{250} , и Qn_{250} не изменится.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные в результате температурной чистки (средние по 2 образцам с уровня) и компонентного анализа Jn значения D и I представлены на рис. 6. Среднее направление остаточной намагниченности мало изменяется вдоль разреза: $D_{ср} = 350^\circ$, $I_{ср} = 60^\circ$ и близко к направлению современного геомагнитного поля в месте отбора образцов ($D_{совр} = 3^\circ$, $I_{совр} = 63^\circ$). Интерес представляет резкое изменение направления Jn во временном интервале ~35–30 тыс. лет. (~4.2–4.6 м), которое проявляется одновременно в D и I . Аномальное направление выделяется по 14 уровням. Если предположить, что эта аномалия имеет геофизическую природу, то в разрезе записан геомагнитный экскурс. На рис. 7 представлена траектория миграции виртуального геомагнитного полюса во времени. Начав свой путь на севере Гренландии, виртуальный геомагнитный полюс совершает колебания от 80° северной до 30° южной широты и в широтном направлении – от западной части Северной Америки до центральной части Африки. Предполагаемый экскурс геомагнитного поля приходится на минимум палеонапряженности, возраст его ~35–30 тыс. лет. Принимая во внимание достаточную условность привязки данных к временной шкале, можно сопоставить этот экскурс с экскурсом Моно, который датируется по уточненной шкале экскурсов по угловым элементам поля как 28–26 тыс. лет [Мёрнер и др., 2001].

ВЫВОДЫ

На основании палеомагнитных исследований лессово-почвенного разреза Роксоланы 75–6 тыс. лет назад получены детальные кривые угловых элементов, на которых выделяется аномальное поведение геомагнитного поля ~35–30 тыс. лет назад, которое с учетом возможных ошибок датирования можно сопоставить с экскурсом Моно. Кривые, описывающие поведение относительной палеонапряженности геомагнитного по-

ля, удовлетворительно согласуются с мировыми данными эпохи Брюнес.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность Г.А. Поспеловой за обсуждение результатов работы, Т.С. Гендлер за критические замечания и В.А. Большакову за научную дискуссию в ходе написания статьи, а также сотрудникам Геофизической обсерватории “Борок” за помощь в эксперименте.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 00-05-64921, гранта INTAS № 31008, № 309 6 конкурса-экспертизы РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков В.А. Магнитные характеристики погребенных почв и лессов (на примере изучения четвертичных разрезов Северной Болгарии) // Физика Земли. 1996. № 9. С. 43–52.
- Большаков В.А. Данные магнитных исследований пород лессовой формации, их интерпретация и прикладное использование // Физика Земли. 2001. № 8. С. 86–96.
- Мёрнер 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. Внутрорегиональные и межрегиональные корреляции изменения палеонапряженности в позднем плейстоцене // Физика Земли. 2000. № 3. С. 50–58.
- Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М., Трубихин В.М. Связь между изменениями геомагнитного поля и изменениями климата при разных характерных временах этих изменений // Геомагнетизм и аэронавтика. 2001. Т. 41. № 2. С. 272–288.
- Фатиади Э.Э., Поспелова Г.А. О некоторых особенностях колебаний геомагнитного поля в последние 700 000 лет // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 322–326.
- Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка. 1983. 256 с.
- Bassiot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Champion D.E., Lanphere M.A., Kuntz M.A. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chronos // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 11667–11680.
- Dodonov A.E., Tehepaliga A.L., Mihailescu C.D. et al. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black