

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЮГА РОССИИ, УКРАИНЫ И АЗЕРБАЙДЖАНА

О.В. Пилипенко<sup>1</sup>, В.М. Трубихин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия

Проведено геологическое и палеомагнитное сопоставление четвертичных отложений параллельных разрезов: Украины – Роксоланы, разрезов Таманского п-ова: Тузла, Малый Кут и Пекла и Азербайджана – Караджа, на общем временном интервале, соответствующем неоплейстоцену. Приводится анализ направления остаточной намагниченности, записанной в изучаемых объектах, и выделены интервалы её аномального поведения, отвечающие интервалам аномального поведения геомагнитного поля. Главный вывод – в исследованных разрезах отражена запись глобальных экскурсов геомагнитного поля Моно, Лашамп, Блейк, Бива -I, Бива -II, Бива-III.

## Введение

Осадочные отложения континентальных разрезов являются объектом изучения эволюции геомагнитного поля, динамики изменения его направления и величины в прошлом. Найти разрезы, в которых сохранилась бы непрерывная последовательность палеомагнитных событий за продолжительный интервал времени, является нелегкой задачей. В лёссово-почвенных разрезах процесс почвообразования может либо полностью переработать образовавшийся осадок [Шанцер, 1982], либо замедлить скорость накопления осадка в почвенном горизонте в три и более раз [Морозова, 1981]. Отсюда возникает трудность в датировании границ лёссово-почвенных комплексов. Морские отложения, представленные морскими террасами, содержат более подробную запись геологических событий новейшего этапа, хотя возрастная последовательность отложений часто является предметом дискуссий. Достоверность полученных палеомагнитных результатов может быть подтверждена, если они согласуются с аналогичными результатами одновозрастных параллельных разрезов. С этой целью был изучен ряд разрезов неоплейстоцена юга Украины и России, а также Азербайджана. Рекогносцировочные исследования выявили ряд интервалов с аномальным поведением естественной остаточной намагниченности (NRM).

В дальнейшем разрезы отбирались сплошным отбором с целью детального изучения этих интервалов. В данной работе приведено сравнение следующих разрезов (рис. 1): 1) Роксоланы (устье р. Днестр, Украина,  $\varphi = 45^\circ\text{N}$ ,  $\lambda = 30^\circ\text{E}$ ) во временном интервале  $\sim 300\text{--}10$  тыс. лет; разрезов Таманского п-ова ( $\varphi = 45^\circ\text{N}$ ,  $\lambda = 37^\circ\text{E}$ ): 2) Малый Кут (северный берег Таманского залива), охватывающего временные интервалы  $\sim 50\text{--}25$ ,  $\sim 120\text{--}100$  и  $425\text{--}375$  тыс. лет); 3) Тузла (северо-запад Таманского п-ова) в двух временных интервалах  $\sim 50\text{--}10$  и  $\sim 120\text{--}70$  тыс. лет; 4) Пекла (Азовское побережье Таманского п-ова) в следующих временных интервалах  $\sim 425\text{--}325$  и  $225\text{--}55$  тыс. лет; 5) морская терраса разреза Караджа (Азербайджан,  $\varphi = 40^\circ\text{N}$ ,  $\lambda = 47^\circ\text{E}$ ) во временном интервале  $\sim 45\text{--}20$  тыс. лет.

В работах [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005–2011] приведены результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований, позволившие получить кривые изменения направления характеристической остаточной намагниченности  $\text{ChRM}$ . Основными магнитными минералами изученных пород являются магнетит или маггемит и гематит, как отложившиеся в процессе осадконакопления, так и образовавшиеся в процессе педогенеза, в той или иной степени затронувшего разрезы. Выявлено закономерное изменение петромагнитных характеристик по разрезам и установлена их связь с измене-



Рис. 1. Географическое местоположение разрезов.

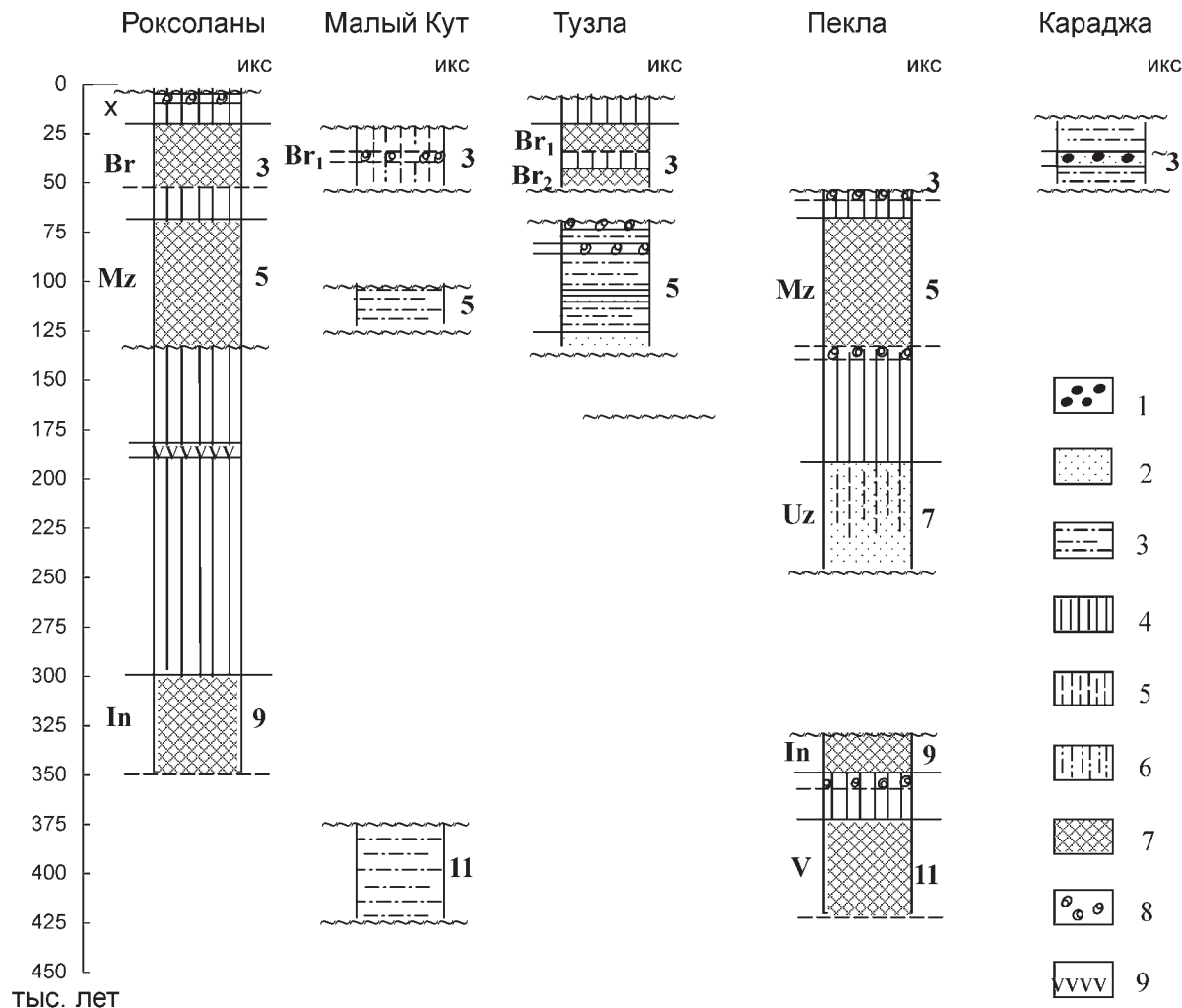
нием климатической обстановки. Палеомагнитные исследования показали, что в слагающих разрезы осадочных породах имеются интервалы аномально высоких вариаций  $ChRM$ , которые, вероятно, связаны с глобальными экскурсами геомагнитного поля: Моно, Лашамп, Блейк, Бива-I, Бива-II, Бива-III [Мёрнер и др., 2001]. Истинная природа геомагнитных экскурсов до конца не изучена. Тем не менее, палеомагнитные записи экскурсов могут служить хорошими временными маркерами. Целью данной работы было сравнение полученных палеомагнитных результатов с аналогичными результатами на общих временных интервалах.

### Описание и датирование разреза Роксоланы

Лессово-почвенный разрез Роксоланы расположен на восточном берегу Днестровского лимана, примерно в 40 км к западу от г. Одессы (рис. 1). Разрез соответствует VIII террасе Днестра. Мощность обнажающихся отложений 50–55 м. Лессово-почвенная серия охватывает временной интервал от верхов эоплейстоцена до голоцена. Исследованная часть разреза (рис. 2) состоит из лессового горизонта мощностью ~12 м, лежащего над инжавинским педокомплексом (In). Инжавинский педокомплекс отвечает лихвинскому потеплению (9-ой ИКС), кровля педокомплекса имеет возраст около 300 тыс. лет [Додонов, 2002]. Над лессовым горизонтом располагается мезинский педокомплекс (Mz), отвечающий верхнеплейстоценовому климатическому оптимуму – 5 ИКС, что соответствует микулинскому потеплению

[Tsatskin et al., 1998]. Верхняя его часть представлена красно-бурными палеопочвами. Выше по неровной с размывом границе ложатся желтовато-палевые лессы, отвечающие ранней фазе валдайского оледенения. Возраст границы может быть оценен как ~70 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 ~20 тыс. лет. В брянской почве получена радиоуглеродная дата ~26760±240 лет [Dodonov et al., 2001]. Выше, вплоть до современной черноземной почвы разрез сложен светлыми, желтоватыми, песчанистыми лессами. На 2 м выше брянской почвы в лессах располагается ясно выраженный горизонт карбонатных конкреций – следы размывтой палеопочвы (X). Предположительно, эта палеопочва образовалась во время голоценового климатического оптимума. Тогда лессы, расположенные выше горизонта карбонатных конкреций, будут уже голоценовыми. Если это так, то кровлю горизонта карбонатных конкреций примерно можно датировать как границу плейстоцена и голоцена, то есть ~10 тыс. лет.

В верхней части лёссов, лежащих между палеопочвами Mz и In отмечается прослой вулканического пепла (рис. 2). Этот пепел близок по составу пеплам разреза Джурджульешты, расположенного на ~200 км западнее от разреза Роксоланы. В разрезе Джурджульешты пеплы лежат в нижней части покровных отложений, перекрывающих ли-



**Рис. 2.** Сопоставление схематических литологических колонок изученных разрезов

1 – конгломераты, 2 – пески, 3 – алевролиты, 4 – лёссы, 5 – суглинки, 6 – супеси, 7 – почвы, 8 – горизонт карбонатизации, 9 – вулканический пепел.

манную толщу узунларских отложений [Карлов, 1957]. Узунларские отложения соответствуют 7-ой ИКС [Трубихин, 1987]. Покровные отложения датируется поздним риссом, то есть московской стадией оледенения [Цеховский и др., 1998]. Отсюда возраст пеплов не древнее 180 тыс. лет. Особенностью разреза Роксоланы является отсутствие в разрезе роменской почвы, соответствующей потеплению – 7 ИКС. Однако, отложения, отвечающие этому интервалу времени, в разрезе присутствуют. Роменский интервал соответствует одинцовскому интерстадиалу и узунларским отложениям Черноморского бассейна.

### Описание и датирование разреза Малый Кут

Разрез Малый Кут расположен на северном берегу Таманского залива (рис. 1), примерно в 7

км на юго-запад от станции Запорожская. Разрез Малый Кут представляет собою морскую террасу бакинского возраста, вложенную в сильно дислоцированные морские сарматские отложения [Пилипенко и Трубихин, 2012]. В террасу бакинского возраста вложена морская карангатская терраса. Изученная часть разреза Малый Кут разбивается на три комплекса. Нижний комплекс морских отложений представлен снизу вверх песками, алевролитистыми песками и алевролитами. В них вложены грубозернистые пески, выше сменяющиеся алевролитами (второй комплекс). Севернее алевролиты перекрываются суглинками и супесями, также входящими во второй комплекс. Отложения этих двух комплексов слабо дислоцированы. Выше залегают с несогласием суглинки и супеси (верхний комплекс) со следами почвообразования – горизонтом карбонатных конкреций.

Наличие в террасе морской фауны моллюсков позволяет хорошо датировать изучаемые отложения. Фауна *Didacna parvula* Nal. лежащих в основании разреза песков однозначно говорит о бакинском возрасте отложений. Фауна *Didacna nalivkini* Wass., *D. pallasi* Prav., *D. cf. subpyramidata* Prav. песчаных алевролитов в верхней части нижнего комплекса позволяет говорить о финальной стадии раннего плейстоцена [Федоров, 1963]. Эта пачка отвечает 11 ИКС и, вероятно, имеет возраст ~375–425 тыс. лет. Фауна *Cardium tuberculatum* L., *Ostrea taurica* Kryn. в песках второго комплекса свидетельствует об их карангатском возрасте ~120–70 тыс. лет. Подошва пачки супесей и суглинков ложится с угловым несогласием на нижележащие горизонты. Подобная картина наблюдалась ранее в разновозрастных отложениях параллельного разреза Тузла [Пилипенко и др., 2006], что дает возраст подошвы пачки не древнее 50 тыс. лет. Кровля разреза датируется как ~20 тыс. лет.

### Описание и датирование разреза Тузла

Разрез Тузла расположен на Таманском полуострове (рис. 1) южнее одноименного мыса Тузла. Разрез представляет собой морскую террасу карангатского возраста. Высота террасы над уровнем моря около 14–15 м. Цоколь террасы сложен дислоцированными миоценовыми глинами. Разрез четко разбивается на 2 блока (рис. 2): нижний, представленный морскими и субаквальными отложениями, и верхний, представленный чисто покровными отложениями – лёссами и почвами. Причем, если породы верхнего блока залегают горизонтально, то породы нижнего блока явственно, хотя и очень слабо дислоцированы (2–3°).

Нижний блок морской террасы представляет собой сложно построенную карангатскую серию морских и лагунных отложений со средиземноморским типом фауны морских моллюсков [Федоров, 1963]. Эти отложения слагают три осадочных цикла. В работе [Dodonov et al., 2000] приведены результаты уран-ториевого (U/Th) датирования, выполненного лабораторией «Геохронологии» Санкт-Петербургского государственного университета по раковинам, найденным в параллельном разрезе Эльтиген, расположенном на противоположном берегу Керченского пролива. Датирование I-го нижнего осадочного цикла отложений по раковинам морских моллюсков *Cerastoderma edule* даёт возраст  $127 \pm 8,9$  тыс. лет, датирование II-го осадочного цикла по раковинам моллюсков *Paphia senescens* –  $107 \pm 7,7$  тыс. лет. Фаунистические находки мелких млекопитающих *Spemophilus* sp., *Spalax* sp., *Ellobius talpinus* и др. в I-ом осадочном цикле характерны для позднплейстоценовых от-

ложений восточной Европы и соответствуют последнему микулинскому межледниковью.

На пробе № 074502 из верхней части I осадочного цикла разреза Тузла было проведено люминесцентное датирование по полевому шпату (оптически стимулированная люминесценция – OSL), что дало возрастную оценку  $85 \pm 6$  тыс. лет. Датирование было любезно выполнено профессором Ж.-П. Байлаэртом в Орхусском университете (Дания).

Таким образом, отложения нижней части террасы соответствуют 5 ИКС. На основе выше сказанного для подошвы аккумулятивных отложений первого блока террасы можно принять возраст – не древнее ~130 тыс. лет и для кровли этих отложений – не моложе ~75 тыс. лет.

Что же касается верхнего блока разреза, то сдвоенная почва отвечает внутривалдайскому интерстадиалу [Додонов, 2002] и соответствует брянскому педокомплексу (Br). Внутривалдайский интерстадиал содержит в своём составе два наиболее крупных потепления – гражданское и дунаево [Палеолит СССР, 1984] и отвечает двухчленной 3-ей ИКС. Подошва интерстадиала не древнее 50 тыс. лет, а кровля нижней ( $Br_2$ ) и верхней ( $Br_1$ ) погребённых почв будут иметь даты ~35 и ~20 тыс. лет, соответственно. Верхние лёссы отвечают позднему валдаю, их кровля не моложе 10 тыс. лет.

Таким образом, на границе блоков разреза фиксируется перерыв продолжительностью около 20 тыс. лет. На этот перерыв падает фаза тектонической активности, зафиксированная в Крыму и на Кавказе в интервале между 50–70 тыс. лет [Трубихин, 1987].

### Описание и датирование разреза Пекла

Разрез Пекла представляет собою морскую террасу бакинского возраста. Мощность всего комплекса аккумулятивных отложений террасы ~32 м. Возраст песков, лежащих в основании морской террасы, определяется как нижнебакинский по морским моллюскам [Федоров, 1963]. Весь нижний комплекс осадков, представляющий собою переход от пляжных песков до гидроморфной почвы, отражает регрессию соответствующей части Черноморского палеобассейна [Додонов, 2002]. Выше, в интервале ~20 м, разрез сложен переслаиванием лёссов и палеопочв. Исследованная часть разреза, охватывающая временной интервал ~425–50 тыс. лет, показана на рис. 2. Последовательно располагаются: лёсс, отвечающий донскому оледенению (на рис. 2 эти лёссы не показаны), воронская палеопочва (V), лёсс, отвечающий окскому оледенению и инжавинская палеопочва (In), срезаемая песками, которые аккумуляровались в трансгрессивную фазу развития Таманского залива [Величко и др., 1973]. Возраст этой



трансгрессии узунларский (Uz). Комплекс лёссов, отвечающий днепровскому оледенению, здесь, скорее всего, уничтожен узунларской абразией.

Лессы, отвечающие московскому оледенению, были сокращены в мощности за счет того, что мезинский педокомплекс (Mz) налегает на них с размывом [Додонов, 2002]. Вышележащие лёссы первой фазы валдайского оледенения – калининской, сохранились в разрезе почти целиком. В разрезе отсутствует собственно брянская почва, но хорошо сохранился её нижний горизонт, насыщенный карбонатными конкрециями [Додонов, 2002]. Современная почва ложится на подстилающие толщи с размывом (на рис. 2 не обозначена).

В разрезе Пекла намечается ряд временных реперов. Подошва брянской почвы, отвечающей 3-ей ИКС, не древнее 50 тыс. лет. Кровля мезинского педокомплекса, отвечающего 5-ой ИКС, может быть датирована как ~70 тыс. лет, а подошва – как ~130 тыс. лет. Подошва узунларских песков, отвечающих 7-ой ИКС, не древнее 240 тыс. лет.

На пробе № 074501 из средней части узунларских песков в Орхусском университете (Дания) было проведено OSL датирование, что дало возрастную оценку не моложе 204 тыс. лет, что хорошо согласуется с общепринятым возрастом нижней границы отложений, отвечающих узунларской трансгрессии Черного моря [Додонов, 2002].

Воронская палеопочва, по нашему мнению, соответствует 11-ой ИКС, а инжавинская 9-ой ИКС, их кровли имеют возраст ~375 и ~300 тыс. лет, соответственно [Трубихин, 1987].

### **Описание и датирование разреза Караджа**

Разрез Караджа расположен на берегу Мингечаурского водохранилища в двух километрах восточнее города Мингечаур, Азербайджан. Весь разрез представляет антиклинальную складку протяженностью ~17 км, которая относится к Богаз – Караджа – Карамарьямской складчатой зоне [Мамедов, 2002]. В северной моноклинали складки обнажается полная последовательность отложений мощностью около 1000 м, соответствующая временному интервалу от раннего до позднего плейстоцена включительно. Самый верх разреза Караджа, отвечающий по возрасту среднему и позднему валдаю (~50–10 тыс. лет), не дислоцирован и представляет собой две морские террасы позднеплейстоценового возраста, вложенные в нижележащие дислоцированные толщи [Трубихин, 1987]. На горизонтально залегающих отложениях верхней морской террасы и было сконцентрировано внимание в работе [Пилипенко и др., 2009].

Отложения верхней морской террасы отражают два этапа трансгрессии Палеокаспия. В низах

над базальным горизонтом конгломератов терраса сложена морскими отложениями (карбонатными алевролитами), (рис. 2). Второй более поздний этап трансгрессии представлен субэвральными отложениями (песчанистыми алевролитами, супесями). Они разделены слоем песков с линзами галек и гравия, который соответствует продолжительному понижению уровня моря.

В позднеплейстоценовых отложениях верхней террасы разреза Караджа отсутствуют абсолютные датировки. Определение возраста основывалось на проведении геологической корреляции осадков с хорошо изученными разновозрастными отложениями Черноморского бассейна [Dodonov et al., 2000].

Столь высокое положение недислоцированных морских отложений разреза Караджа свидетельствует о том, что они относятся к «великой» хвалынской трансгрессии Палеокаспия. Плейстоценовые трансгрессии Каспийского и Черного морей имеют гляциоэвстатический характер и, вероятно, должны быть синхронны. Подстилающие хвалынь позднехазарские отложения Каспийского бассейна синхронны карангатским отложениям Черного моря как по геологическим данным (фауна моллюсков) [Попов, 1983], так и по радионуклидным датировкам [Геохронология СССР, 1984; Dodonov et al., 2000], и соответствуют изотопно-кислородной стадии 5 (ИКС).

В Черноморском регионе между морскими слабодислоцированными карангатскими отложениями и отложениями, отвечающими внутривалдайскому интерстадиалу (3-я ИКС), наблюдается угловое несогласие, вызванное тектонической активностью в интервале ~70–50 тыс. лет [Пилипенко и др., 2007]. Подобное несогласие, только более ярко выраженное, наблюдается и в подошве морской террасы разреза Караджа, что позволяет оценить возраст подошвы хвалыньских отложений ~50 тыс. лет.

Кровля отложений верхней террасы совпадает с регрессией Палеокаспия в конце среднего валдая, соответствующего концу 3-ей ИКС и, соответственно, имеет возраст ~20 тыс. лет. Внутривалдайский интерстадиал двухфазен: два наиболее крупных потепления гражданское и дунаево разделены небольшим периодом похолодания (~30–35 тыс. лет). Похолоданию, вероятно, отвечает пачка песков с галькой внутри осадочного комплекса верхней террасы разреза Караджа [Пилипенко и др., 2009].

### **Отбор материала для палеомагнитных исследований**

Из свежерасчищенных вертикальных стенок разрезов были отобраны ориентированные в гори-

зонтальной плоскости по магнитному меридиану штуфы практически сплошным отбором. Чтобы исключить влияние выветривания с поверхности обнажения всегда удалялся слой толщиной ~ 0,5 м. Штуфы были распилены на пластины толщиной 2 см, из которых были изготовлены кубические образцы размером 2×2×2 см, пригодным для измерения на магнитометре JR-4 по 3–4 дубля с уровня. Уровнем в данном случае является слой – пластина мощностью 2 см.

Особенностью лёссово-почвенного разреза Роксоланы являются аномально большие мощности лессовых отложений. В данной работе будут представлены результаты исследования верхних 21 м разреза Роксоланы. Эта часть разреза включает интервал от лёссового горизонта, лежащего над инжавинской палеопочвой, до голоценовых отложений. Продолжительность изученной части разреза оценивается как ~300–10 тыс. лет, число уровней равняется 691.

Из суглинков верхней части разреза Малый Кут было отобрано 23 уровня (временной интервал ~50–25 тыс. лет), из карангатской части разреза – 13 уровней (~120–100 тыс. лет), а из нижней надбакинской части – 120 уровней (~ 425–375 тыс. лет). Мощность изученных отложений разреза ~5,5 м.

Образцы пород разреза Тузла были отобраны от кровли поздневалдайских лессов, обогащенных карбонатными конкрециями, до подошвы субаквальных отложений, исключая базальные пески и конгломераты. Число уровней верхнего лессово-почвенного блока разреза равнялось 146. Число уровней нижнего морского (субаквального) блока разреза Тузла равнялось 244. Суммарная мощность изученных отложений разреза ~11,5 м, продолжительность интервалов оценивается как ~50–10 и ~120–70 тыс. лет.

Образцы пород лессово-почвенного разреза Пекла были отобраны от подошвы карбонатного горизонта брянской почвы до подошвы воронской почвы. Мощность изученных отложений разреза ~12,5 м. Число уровней исследуемого интервала – 454. Продолжительность изученной части разреза оценивается ~425–325 и 240–50 тыс. лет.

Образцы верхней морской террасы разреза Караджа были непрерывно отобраны из двух свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Образцы песков не отбирались. Мощность изученных отложений террасы ~13 м, число исследованных уровней равнялось 406, возраст оценивается как ~45–20 тыс. лет.

### Палеомагнитные записи угловых элементов NRM

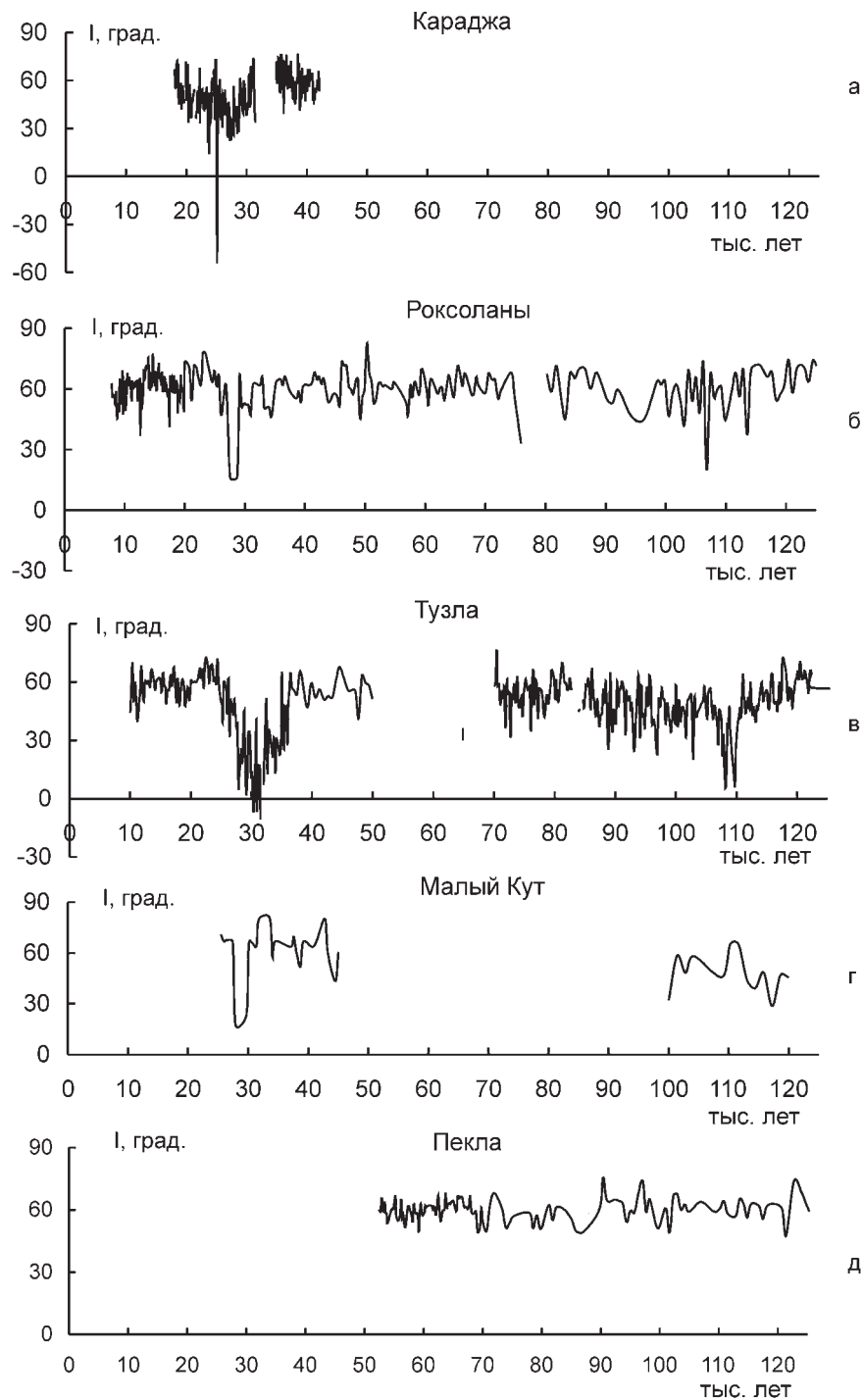
**Разрез Роксоланы.** Подробное изучение состава, концентрации, размера зерен-носителей

NRM, анизотропии магнитной восприимчивости пород, надежности выделенных направлений ChRM представлено в работах [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005–2011]. В исследуемой части разреза Роксоланы среднее направление остаточной намагниченности мало изменяется вдоль разреза:  $D_{ср}=350^\circ$ ,  $I_{ср}=60^\circ$  и близко к направлению современного геомагнитного поля ( $D_{совр}=3^\circ$ ,  $I_{совр}=63^\circ$ ), рис. 3б и 4б. Интерес представляют несколько интервалов резкого изменения направления ChRM. Первый интервал аномального поведения намагниченности одновременно по D и I выделяется по 14 уровням во временном интервале ~25–30 тыс. лет. Следующее аномальное отклонение величин I по нескольким уровням наблюдается на палеомагнитной записи ~105 и 115 тыс. лет (рис. 3б и 5а). Еще два аномальных направления выделяются по D по 3 уровням ~220 тыс. лет и по I и D по 6 уровням ~250 тыс. лет (рис. 5а и 6а).

**Малый Кут.** Средние величины D и I близки к величинам угловых компонент современного поля диполя в месте отбора образцов. На их фоне выделяются два интервала с аномальным направлением вектора остаточной характеристической намагниченности. Первое отклонение падает на интервал ~28–30 тыс. лет и выделяется по D и по I (рис. 3г и 4г), [Пилипенко и Трубихин, 2012]. Второе отклонение падает на финальную часть нижнего неоплейстоцена, также проявляется как в склонении, так и в наклонении, и имеет возраст в пределах 390–375 тыс. лет (5в и 6в).

**Разрез Тузла.** На рис. 3в и 4в представлены кривые изменения угловых элементов ChRM после временной привязки, осуществлённой, как изложено в описании датирования пород разреза Тузла. На интервале глубин 2,6–4,2 м, который целиком захватывает брянскую палеопочву  $Bg_1$  и большую часть подстилающего её лёсса происходит резкое отклонение от средних величин D и I [Пилипенко и др., 2006]. Возраст этого интервала аномального поведения ChRM оценивается ~25–35 тыс. лет. А также, на интервале глубин 9,3–9,6 м наблюдается резкое отклонение величин I, которое выделяется по 4 уровням. Возраст этой аномалии ~105–110 тыс. лет, [Пилипенко и др., 2007].

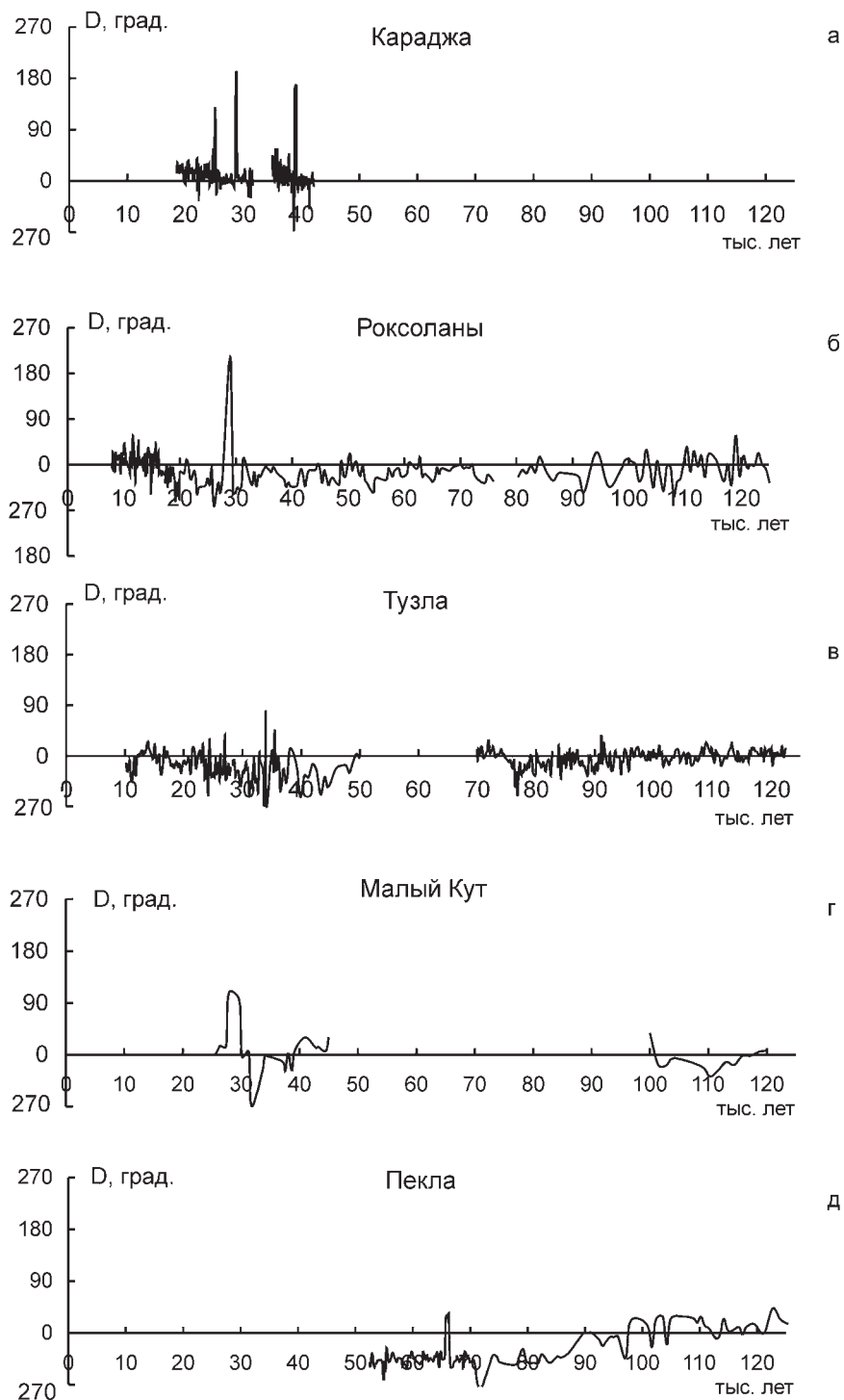
**Разрез Пекла.** В исследуемой части разреза Пекла основное количество образцов имело ChRM прямой полярности [Пилипенко и др., 2005, 2010, 2011]. Среднее направление ChRM прямой полярности ( $D_{ср}=355^\circ$ ,  $I_{ср}=62^\circ$ ) близко к направлению современного поля диполя в месте отбора образцов ( $D_{совр}=6^\circ$ ,  $I_{совр}=59^\circ$ ). На фоне современных значений намагниченности всего массива данных выделяется интервал аномального направления ChRM (рис. 5б, 6б). Аномальное направление на-



**Рис. 3.** Кривые зависимости средних значений наклонения  $I$  до 125 тыс. лет для всех исследованных разрезов Караджа – (а), Роксоланы – (б), Тузла – (в), Малый Кут – (г), Пекла – (д).

магничности  $\sim 325$  тыс. лет приходится на самый верх инжавинской палеопочвы и захватывает три последних уровня из шести единого штуфа и первый уровень нижележащего штуфа. Аномальный горизонт проявляется разбросом значений  $I$  от высоких до низких значений:  $83-36^\circ$  и высокими значениями  $D$  до  $200^\circ$ .

**Разрез Караджа.** Основное количество образцов верхней морской террасы разреза Караджа имело ChRM прямой полярности [Пилипенко и др., 2009]. Среднее направление ChRM прямой полярности близко к направлению современного поля диполя в месте отбора образцов ( $D_{\text{совр}}=5,5^\circ$ ,  $I_{\text{совр}}=59^\circ$ ). На фоне нормальных значений намаг-



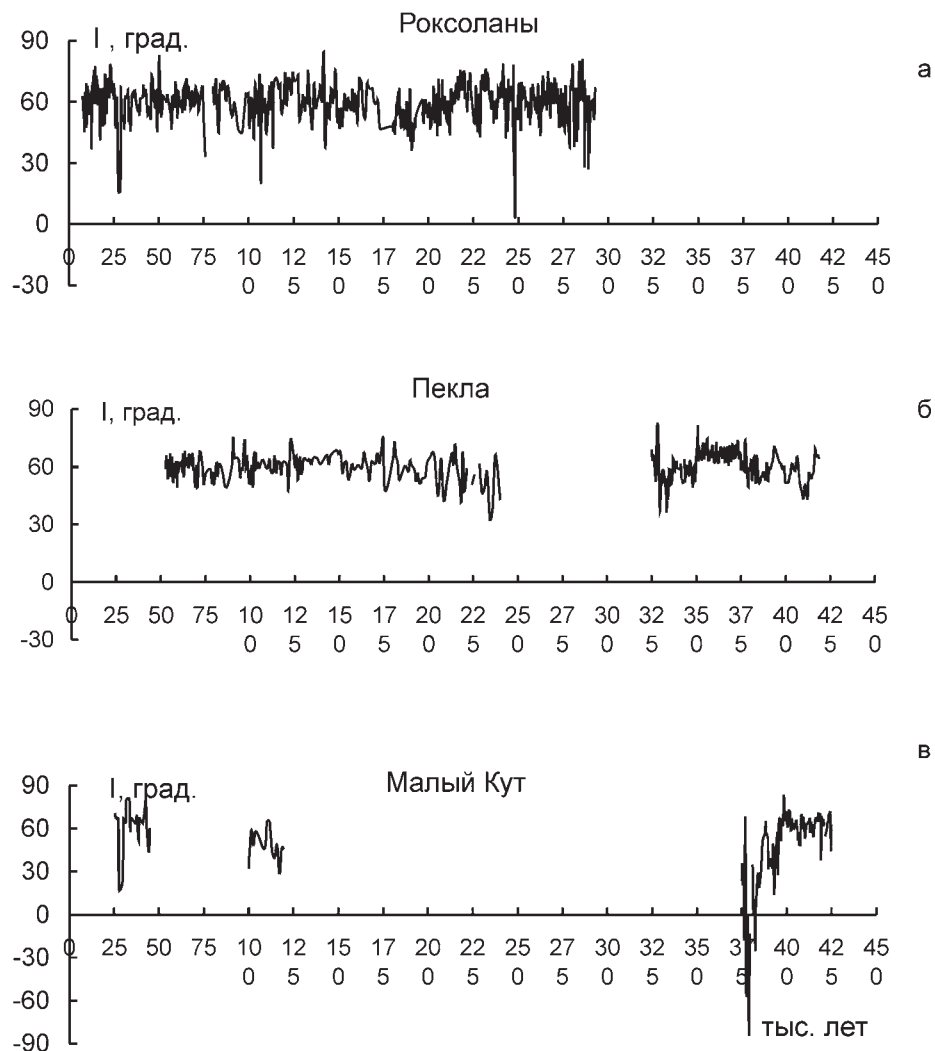
**Рис. 4.** Кривые зависимости средних значений склонения  $D$  до 125 тыс. лет для всех исследованных разрезов Караджа – (а), Роксоланы – (б), Тузла – (в), Малый Кут– (г), Пекла –(д).

ниченности надежно выделены три интервала аномального направления ChRM. Первый интервал приходится на глубину 3,65–3,74 м и захватывает целиком штупф, состоящий из 5 уровней из средней части песчанистого алевролита в верхней части террасы. Аномальный горизонт проявляет-

ся отрицательными значениями наклонения от  $-7^\circ$  до  $-54^\circ$  и склонениями от  $101^\circ$  до  $119^\circ$ .

Следующий интервал аномального направления намагниченности падает на интервал глубин 5,15–5,24 м и наблюдается на образцах штупфа из песчанистого алевролита по трём уровням, за исключением





**Рис. 5.** Кривые зависимости средних значений наклонения  $I$  до 450 тыс. лет для разрезов Роксоланы – (а), Пекла – (б) и Малый Кут– (в).

первого. Аномальное направление проявляется заниженным значением наклонения до  $27^\circ$ , которое вдвое меньше наклонения поля магнитного диполя в месте отбора образцов, и склонением до  $190^\circ$ .

На интервал глубин 11,14–11,38 м приходится третий аномальный горизонт. Он захватывает 11 уровней (низ штуфа и два нижележащих штуфа целиком) песчанистого алевролита. Величины  $D$  отклоняются от среднего значения до  $167^\circ$ . Принимая возраст террасы таким, как обосновано выше и проводя линейную интерполяцию, получаем следующие даты для аномальных горизонтов: 3,65–3,74 м –  $\sim 25$  тыс. лет, 5,15–5,24 м –  $\sim 29$  тыс. лет и 11,14–11,38 м –  $\sim 39$  тыс. лет, рис. 3а и 4а.

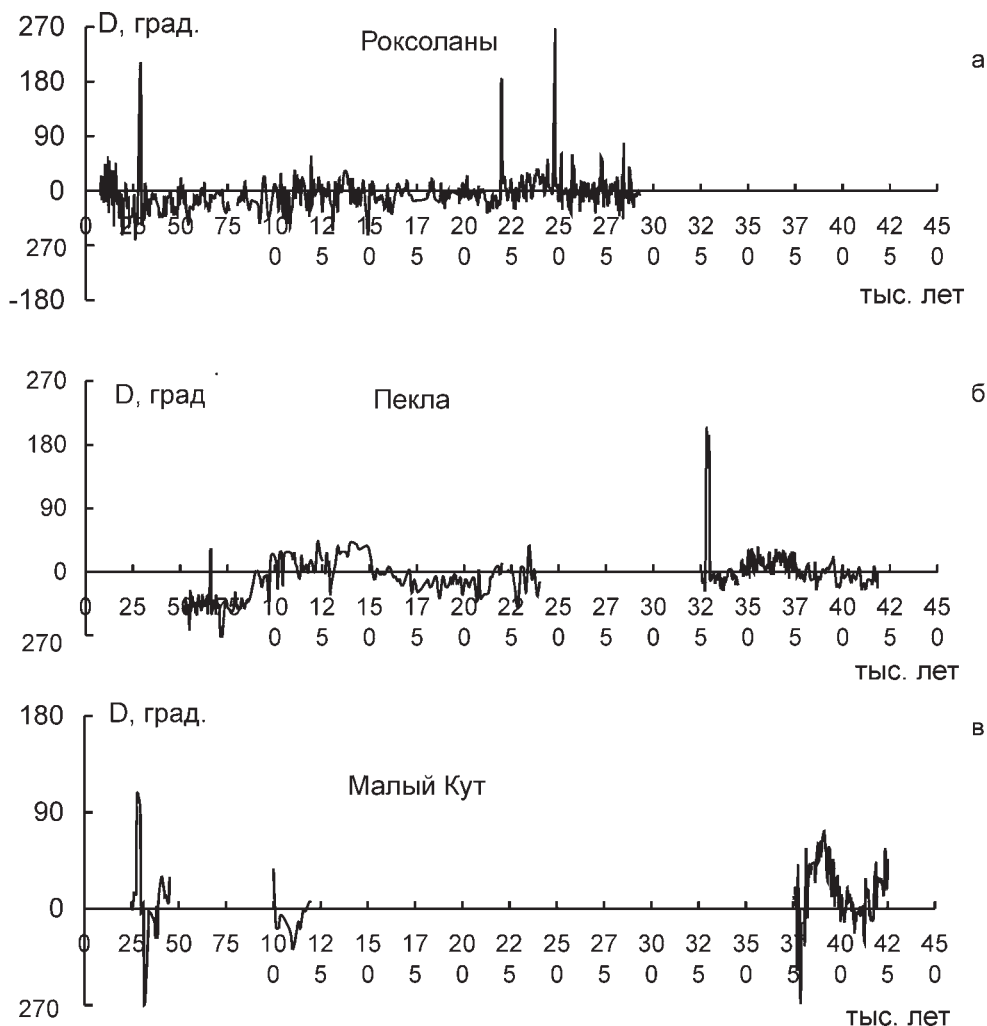
### Обсуждение результатов

В настоящей работе выделен ряд интервалов аномального поведения остаточной намагниченности.

Самый древний аномальный горизонт расположен в финальной части нижнего неоплейстоцена и выделен в разрезе Таманского п-ова Малый Кут. Возраст его можно оценить как 390–375 тыс. лет. Также он ранее встречался в кровле трансгрессивных отложений урунджикского горизонта разреза Караджа (11 ИКС) и был отнесен к возрасту  $\sim 400$ –375 тыс. лет [Гурарий и др., 1986]. Этому интервалу аномального поведения намагниченности по возрасту соответствует экскурс Бива-III [Мёрнер и др., 2001].

Следующий горизонт аномального поведения намагниченности установлен лишь в разрезе Пекла внутри инжавинской палеопочвы (9 ИКС). Возраст его можно оценить как  $\sim 325$  тыс. лет. Учитывая неточность датировки, его можно сопоставить с экскурсом Бива-II.

В разрезе Роксоланы, выше инжавинской почвы, в лёссах установлен сложно построенный



**Рис. 6.** Кривые зависимости средних значений наклонения  $I$  до 450 тыс. лет для разрезов Роксоланы – (а), Пекла – (б) и Малый Кут– (в).

горизонт аномального поведения вектора намагниченности, который выделяется по двукратному отклонению вектора намагниченности от нормальной полярности, возраст горизонта можно оценить как ~250–225 тыс. лет. На этом уровне в разрезах Узунларский лиман (побережье Черного моря) и Караджа, в отложениях нижней части узунлара и косоожского горизонта (7 ИКС), также фиксируется мощный сложно построенный горизонт аномального поведения намагниченности [Трубихин, 1987]. Начало 7 ИКС как раз имеет возраст ~250 тыс. лет.

Выше располагается аномальный горизонт, установленный в разрезе Узунларского лимана, в отложениях, отвечающих верхам узунлара, примерно на границе 7-ой и 6-ой ИКС [Трубихин, 1987]. Соответственно возраст его будет ~180–160 тыс. лет. Это подтверждает и U/Th датировка ~160 тыс. лет [Чепалыга, Мехайлеску, 1985]. Как соот-

носятся эти два аномальных горизонта 250–225 и 180–160 тыс. лет с экскурсами общепринятых шкал не очень ясно. В публикации [Langereis C.G. et al., 1997] экскурсы Ямайка и Бива-I отождествляются. Если же опираться на более раннюю публикацию [Kaway, 1984], то нижний аномальный горизонт будет, вероятно, отвечать экскурсу Ямайка, а верхний – Бива-I.

Следующий аномальный горизонт уверенно фиксируется в карангатских отложениях Черного моря и позднехазарских (гиркантских) отложениях Каспия. Он располагается внутри 5 ИКС и соответствует экскурсу Блейк, который является одним из стратиграфических маркеров эпохи Брюнес. Он хорошо выражен в разрезе Тузла, намечается в разрезах Роксоланы и Малый Кут и уверенно установлен в разрезе Караджа [Гурарий и др., 1986]. Особенно хорошо он выражен в стратотипе Карангата – разрезе Эльтиген (Керченский п-ов) [Dodonov et

al., 2000], где он имеет до трёх отклонений вектора NRM от нормальной полярности. Возраст карангатских отложений разреза Эльтиген определяется радиоизотопным (U/Th) методом [Dodonov et al., 2000], а в разрезе Тузла – оптически стимулированной люминесценцией (OSL). Горизонт аномальной намагниченности представляет собою пакет слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, его возраст ~120–100 тыс. лет. В работах [Herrero-Bervera et al., 1989; Zhu et al., 1994] описаны случаи, когда экскурс Блейк также имел три обратных отклонения и два перерыва прямой полярности. Такое сложное поведение поля во время этого экскурса может объяснить различия в оценках его возраста и продолжительности.

Наконец, последний из изученных аномальных горизонтов установлен в разрезах Роксоланы, Тузла, Малый Кут и Караджа. Намечается он и в разрезе Эльтиген. Он расположен в отложениях, отвечающих 3 ИКС, и имеет возраст ~40–20 тыс. лет. Как радиоуглеродные, так и уран-ториевые датировки подтверждают этот возраст [Островский и др., 1977]. Горизонт также сложно построен, как и Блейк. В наиболее представительном разрезе Караджа на фоне преимущественно прямой полярности наблюдаются как минимум три экскурса. Нижние два можно сопоставить с экскурсом Лашамп, верхний – с экскурсом Моно.

Анализ приведенных в работе данных показал, что так называемые экскурсы геомагнитного поля такие как Блейк, Ямайка, Бива-III представляют собой именно интервалы аномального поведения намагниченности, т.е. пакеты слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, разделенные интервалами относительно спокойного поля. Если мы имеем возможность оценить их продолжительность, то она оказывается близка и примерно равна 20–30 тыс. лет. Таков, например, Блейк или последний аномальный интервал между 40 и 20 тыс. лет тому назад. Тогда экскурсы, такие как Лашамп или Моно будут являться составной частью аномальных горизонтов. Поэтому предлагается последний интервал аномального поведения намагниченности выделить в самостоятельную единицу шкалы. Все выше приведенные данные можно представить в виде таблицы.

### Выводы

1. Детально изучен ряд разрезов неоплейстоцена Понто-Каспия от 425 до 10 тыс. лет.
2. В этом интервале установлены минимум шесть горизонтов аномального поведения намагниченности.
3. Ряд горизонтов прослежен по простираанию от южной Украины до Азербайджана.

4. Установлено, что они представляют собой пакеты слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, продолжительностью 20–30 тыс. лет.

5. Можно предположить, что экскурсы Моно и Лашамп представляют собою элементы единого палеомагнитного события.

### Благодарности

Авторы работы выражают искреннюю благодарность профессору лаборатории Люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания) Жанну-Питеру Байлаэрту за проведение OSL датирования. Также авторы выражают глубокую признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку проекта 10-05-00129.

### Литература

- Величко А.А., 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.
- Геохронология СССР. Позднеплейстоцен-четвертичный период. Ленинград: Недра. 1984. 360 с.
- Гурарий Г.З., Нечаева Т.Б., Трубихин В.М. Регулярные и аномальные изменения геомагнитного поля в эпоху Брюнес // Тонкая структура геомагнитного поля. ИФЗ АН СССР. 1986. С. 52–62.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография // Труды геологического института. М.: Геос. 2002. Вып. 546. С. 250.
- Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеллов Европейской части СССР // Бюлл. МОИП. 1957. Т. 32(2). С. 25–47.
- Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Плейстоцен Азербайджана. Национ. Акад. Наук Азербайджана, Институт Географии. Баку. 2002. 70 с.
- 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.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука. 1981. 282 с.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука. 1977. С. 61–68.
- Палеолит СССР. М.: Наука. 1984. 384 с.
- Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Мёрнер Н.-А. Палеомагнитные и петро-

- магнитные исследования пород лессово-почвенного разреза Пекла (Краснодарский край) в интервале 240–55 тыс. лет тому назад // *Физика Земли*. 2005. N 6. С. 73–82.
- 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.
- Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М.* Петро- и палеомагнитные исследования пород разреза Тузла (Краснодарский край) // *Физика Земли*. 2006. № 4. С. 80–93.
- Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М.* Запись геомагнитного поля по осадочным отложениям разреза Тузла (Краснодарский край) во временном интервале 120–70 тыс. лет // *Физика Земли*. 2007. N 8. С.74–84.
- Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М.* Направление и относительная палеонапряженность геомагнитного поля в среднем и позднем Плейстоцене по палеомагнитным данным разреза Роксоланы (Украина) // *Физика Земли*. 2007. № 5. С.100–112.
- Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Новрузов З., Каряды С.К., Абрахамсен Н.* Изучение изменений среды формирования пород разреза Караджа (Азербайджан) по результатам петромагнитных исследований // *Физика Земли*. 2009. № 4. С. 85–96.
- Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н.* Аномальные направления и палеонапряженность геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям пород хребта Караджа (Азербайджан) 45–20 тыс. лет назад // *Физика Земли*. 2009. № 6. С. 44–55.
- Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Байлэрт Ж.-П.* Отклик петромагнитной записи на изменения окружающей среды в позднем Плейстоцене // *Физика Земли*. 2010. N 12. С. 37–49.
- Пилипенко О.В., Трубихин В.М.* Палеомагнитная запись в позднеплейстоценовых лёссово-почвенных отложениях разреза Пекла во временном интервале 425–50 тыс. лет // *Физика Земли*. 2011. № 8. С.37–48
- Пилипенко О.В., Трубихин В.М.* Палеомагнитные исследования позднеплейстоценовых пород разреза Малый Кут (Таманский п-ов, Краснодарский край) // *Физика Земли*. 2012. в печати
- Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука. 1983. 216 стр.
- Трубихин В.М.* Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 150–157.
- Фёдоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Академия Наук СССР. 1963. Вып. 88. 160 с.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Бабушкин Д.А.* Четвертичные вулканические пеплы Восточно-Европейской платформы // *Литология и полезные ископаемые*. 1998. № 3. С. 292–307.
- Чепалыга А.Л., Михайлеску К.Д.* Корреляция плейстоценовых бассейнов Чёрного моря с этапами развития Русской равнины // Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания. Воронеж. 1985. С.189–191.
- Шанцер Е.В.* Генетические типы четвертичных отложений // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.1982. С. 61–94.
- Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г.* Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // *Физика Земли*. 2004. №1. С. 4–13.
- Dodonov, A.E., Tchepalyga A.L., Michailescu C.D. et al.* Last interglacial records from Central Asia to the Northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation // *J. Geosci.* 2000. V. 79. P. 303–311.
- Dodonov A.E., Markova A.K., Simakova A.N., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M.* Middle-upper pleistocene climatic and bio-magnetic records of the northern Black Sea Coastal Area // *International Union for Quaternary Research, Kyiv, Ukraine, 2001.* P.21.
- Herrero-Bervera E., Hesley C.E., Hammond S.R., Chitwood L.* A possible lacustrine paleomagnetic record of the Blake episode from Pringle Falls, Oregon, USA // *Phys. Earth planet. Inter.* 1989. V.56. Pp. 112–123.
- Kawai N.* Paleomagnetic study of lake Biwa sediments // *Lake Biwa. Dordrecht etc.* 1984. P.399–416.
- Langereis C.G., Dekkers M.J., De Lange G.J. et al.* Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from the eastern Mediterranean piston core and dating on the short event on the Brunhes // *Geoph. Journal International.* 1997. V. 129. P. 75–94.
- Tsatskin A., Heller F., et al.* Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1998. V.143. P.111–133.
- Zhu R.X., Zhou L.P., Laj C., Mazaud A., Ding Z.L.* The Blake geomagnetic polarity episode in Chinese loess // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V.21. Pp. 697–700.

**O.V. Pilipenko, V.M.Trubihin**

## **GEOLOGICAL AND PALEOMAGNETIC CORRELATION OF PLEISTOCENE SECTIONS OF SOUTH RUSSIA, UKRAINE AND AZERBAIJAN**

Geological and paleomagnetic correlation was produced for the whole Neopleistocene period (Middle and Late Quaternary) in a set of geological sections in Ukraine –Roxolany, the Taman Peninsula – Tuzla, Maliy Kut and Pekla, and in Azerbaijan. Direction of natural residual magnetization (NRM) in the studied cores was analyzed. The intervals of NRM abnormal behavior corresponding to the intervals of geomagnetic field abnormal behavior were distinguished. The main conclusion is that the studied section contain records of global excursions of geomagnetic field: Mono Lake, Laschamp, Blake, Biva-I, Biva- II, Biva –III.

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНАЯ СМЕНА КОМПЛЕКСОВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ОКЕАНА

И.М. Хорева

*Геологический институт РАН, Москва*

Ассоциации планктонных фораминифер позволили выделить пять стратиграфических подразделений в последние 1,8 млн. лет. Детальные стратиграфические исследования и восстановление миграции климатических зон в позднем плейстоцене было выполнено для северной и центральной Атлантики

В современных морях и океанах планктонные фораминиферы пользуются широчайшим распространением. Они встречаются в водах всех широт и при наличии благоприятных условий образуют фораминиферовые осадки, распространенные на площади порядка 47% поверхности дна [Беляева, 1975].

В сороковых годах прошлого столетия исследование глубоководных отложений на побережье и островах тропической Атлантики способствовали интенсивному изучению планктонных фораминифер. Появились ряд зональных шкал, которые позволили корректировать третичные и четвертичные отложения [Cushman, Stainforth, 1945; Bolli, 1957, Bolli, Premoli Silva, 1973; Saunders, 1985 и др.]

При выделении зон по планктонным фораминиферам существуют по крайней мере две точки зрения. Одна состоит в том, что производится выделение по целому комплексу видов, а другая – по отдельным руководящим формам. Соответственно, в стратиграфическом кодексе дается соответствующая классификация зон. Большинство исследователей руководствуются комплексом видов. При этом выделении учитывается появление и исчезновение видов, а также увеличение и сокращение количества представителей каких-либо форм и изменение количественного соотношения разных видов в ассоциации [Крашенинников, 1982]. Исследователи показали, что основой зонального расчленения осадков является смена комплексов

планктонных фораминифер и границы основных зональных подразделений проводятся по смене целых комплексов, а не отдельных видов.

В последние годы приводятся данные о возрасте появления и исчезновения конкретных стратиграфически значимых видов в отдельных разрезах, с помощью которых исследователи пытаются уточнить возраст границ зон или детализировать зональное расчленение отложений.

Для тропических, субтропических, умеренных областей применима единая зональная стратиграфическая шкала. С переходом к арктической областям стратиграфическое значение планктонных фораминифер пока в полной мере не разработано.

Поэтому все попытки детального изучения планктонных фораминифер из отложений этих широт и особенно из четвертичных осадков представляют особый интерес.

Сочетание уровня появления и исчезновения видов и подвидов дает возможность выделить пять зон.

Подзона *Globorotalia crassaformis viola*. Это интервал от появления *Globorotalia truncatulinoides* до исчезновения *G. Crassaformis viola*. Абсолютный возраст 1,8 млн лет.

Подзона *Globorotalia crassaformis hessi*. Нижняя граница отмечается исчезновением *Globorotalia crassaformis viola* и появлением *G. crassaformis hessi*, *Globigerinoides tenellus*, *Turborotalia anfracta*;