

1. Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Шик С.М. Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам верхнего мела Восточно-Европейской платформы. СПб., 1995. С. 1—58.
2. Барышникова В.И. Распространение и микрофаунистическая характеристика зоны *Belemnitella americana* в Саратовском Поволжье // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1966. №2. С. 274—285.
3. Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения / Под ред. Т.Л. Дервиз Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 8—352.
4. Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во МГУ, 2002. 304 с.
5. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Комплексное изучение ритмичности карбонатного осадконакопления на примере поздне мелового бассейна Ульяновско—Саратовского прогиба // Тр. НИИ Геологии Саратовского университета. Новая серия. Т. VIII. Саратов: Научная книга, 2001. С. 69—90.
6. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Ритмичность карбонатного осадконакопления в поздне меловом бассейне юга воронежской антеклизы (на примере разреза карьера Стойленского горно-обогатительного комбината) // Тр. НИИ Геологии Саратовского университета. Новая серия. Т. VIII. Саратов: Научная книга, 2002. С. 41—55.
7. Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Ритмичность карбонатных толщ. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2002. 52 с.
8. Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. В. 5. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 88—181.
9. Иванов А.В. Маринакулаты — проблематичный новый тип животных из мела и палеогена России. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1995. 152 с.
10. Ильин А.В., Найдин Д.П. Утяжеление изотопного состава углерода у границы сеномана и турона: первые данные по Восточно-Европейской платформе // Докл. РАН. 1995. Т. 345. №5. С. 653—656.
11. Камышева-Елпатьевская В.Г. Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов нижнего Поволжья и сопредельных областей. Общая часть. Фораминиферы. В. 1. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 257 с.
12. Камышева-Елпатьевская В.Г. Маркирующие горизонты юрских, меловых и палеогеновых отложений Саратовского Поволжья // Ученые записки СГУ им. Н.Г.Чернышевского. Т. XXVIII, вып. геол. Саратов, 1951. С. 10—35.
13. Матеева М.Н. Геологические экскурсии в окрестности города Вольска // Тр. Вольского окружного-научно-образовательного музея. В. 3. Вольск, 1930. 56 с.
14. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
15. Стратиграфия СССР. Меловая система / Под ред. М.Н. Москвина. Полугом 1. М.: Недра, 1986. С. 96—143.
16. Gradstein F.M. et al. A Mesozoic time scale // J. of Geophysical Research. 1994. 99 (B12). P. 24051—24074.
17. Hardenbol J. et al. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, 1998. SEPM Spec. Publ. 60, chart 1. Boulder, 1998.
18. Ilyin A.V. Mid-Cretaceous phosphate platforms of the Russian Craton // Sedimentary Geology. 1997. 113 (1—2). P. 125—135.
19. Naidin D.P., Volkov Yu.V. Eustasy and Late Cretaceous seas of the East-European Platform // Zbl. Geol. Paleont. 1996. Teil 1. H. 11/12. P. 1225—1232

Московский государственный университет
НИИ Геологии Саратовского университета
Рецензент — Л.Ф.Копачевич

УДК 550.384.32; 551.77

Э.А. МОЛОСТОВСКИЙ, А.В. ДЯКИНА, А.Н. ПИСЬМЕННЫЙ

МАГНИОСТРАТИГРАФИЯ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ПОКРОВНОЙ ТОЛЩИ КАБАРДИНСКОЙ ВПАДИНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Впервые петромагнитными определениями охарактеризована покровная формация Кабардинской впадины в Центральном Предкавказье. На основе магнитной зональности выделены верхний эо- и неоплейстоцен. В неоплейстоцене по петромагнитным вариациям намечены нижнее, среднее и верхнее(?) звенья. Петромагнитное датирование выполнено посредством корреляции сводных колонок Кабардинской и Терско-Кумской впадин, в последней петромагнитные вариации сопоставлены с данными палиностратиграфии.

Состояние проблемы. Расчленение и корреляция мощной покровной толщи Предкавказья относятся к разряду наиболее сложных проблем стратиграфии плейстоцена европейской части России. В отличие от Молдавии и Украины в предкавказской лёссовидной толще практически неизвестна микротериофауна, крайне скудны и палинологические данные. Поэтому особое значение приобретают палео- и петромагнитные определения, но до настоящего времени они в ограниченных объемах производились лишь в Терско-Кумской впадине Восточ-

ного Предкавказья [2, 3]. В центральных и западных районах Северного Кавказа работы этого плана начали проводиться лишь в последние годы в процессе геологической съемки масштаба 1:200 000.

А.Н. Письменным предоставлены для палеомагнитных определений коллекция ориентированных «верх—низ» образцов и детальное описание керн опорных скважин № 1, 4, пробуренных в пределах Кабардинской впадины. Обобщение палеомагнитных данных выполнено Э.А. Молостовским и А.В. Дякиной.

Краткая характеристика разреза и фактический материал. Покровная толща мощностью около 100 м образована переслаивающимися коричнево-бурыми лёссовидными суглинками и глинами с рассеянными тонкодисперсными включениями карбонатов и гипса. Отдельные прослои суглинков обогащены мелкими карбонатными желваками. Пелиты содержат значительную примесь песчаного материала и в отдельных прослоях по составу приближаются к супесям. Близ подошвы толщи появляются пески с примесью гравийно-галечникового материала. Породы пропитаны окислами марганца, локально проявлено вторичное ожелезнение.

Характерный элемент разреза — горизонты ископаемых почв (ИП) мощностью от 1 до 2,5 м. Некоторые из них могут классифицироваться, видимо, как эмбриональные.

В скважинах № 1 (абсолютная отметка устья 315 м) и № 4 (абсолютная отметка устья 360 м) в среднем через 1 м отобраны 182 образца, ориентированные при выемке из колонковой трубы в положении «верх-низ». Каждый штуф распиливался на 3–4 кубика с размером ребра 20 мм.

Лабораторные исследования

Измерения естественной остаточной намагниченности (J_n) проводились на рок-генераторе JR-4, магнитной восприимчивости (k) — на приборах КТ-5 и ИМВ-2. Вся коллекция подверглась термочистке в пятиэкранный пермаллоевой печи с остаточным магнитным полем около $8 \cdot 10^{-3}$ А/м. Нагревы проводились в диапазоне от 100 до 500 °С через 100 °С вплоть до спада намагниченности до пороговой чувствительности прибора.

Для диагностики магнитных фаз изучались иммерсионные препараты, снимались кривые нормальной намагниченности (J_r), определялись разрушающие поля насыщенности ($H'cs$), проводился дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА). С помощью диаграмм Зийдерверльда анализировался компонентный состав естественной остаточной намагниченности. Изучались скалярные магнитные характеристики пород, которые в сочетании с палеомагнитными определениями использовались для расчленения и корреляции разрезов.

В иммерсионных препаратах достоверно установлен лишь магнетит в зернах различной степени окатанности с размерами до 0,1 мм. В большинстве образцов определение тонкозернистых магнитных минералов оптическими или рентгеноструктурными методами практически невозможно. Поэтому для диагностики использовались методы нормального намагничивания и термомагнитный анализ.

Опыты по нормальному намагничиванию проводились на образцах пород различных литологических типов. В большинстве случаев рост J_r заканчивается в полях (H_s) $160-250 \cdot 10^{-3}$ А/м при разрушающих полях насыщенности ($H'cs$) $45-55 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 1, А). В некоторых образцах за счет примесей магнитожестьких оксидов железа наблюдался незначительный прирост намагниченности в полях более $250 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 1, Б).

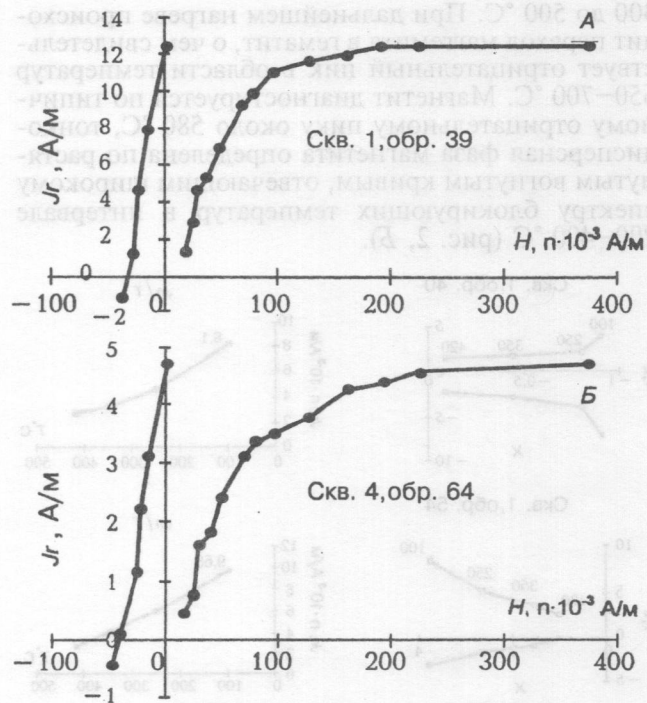


Рис. 1. Типичные графики нормального намагничивания и размагничивания образцов: А — лёссовидный суглинок, Б — палеопочва

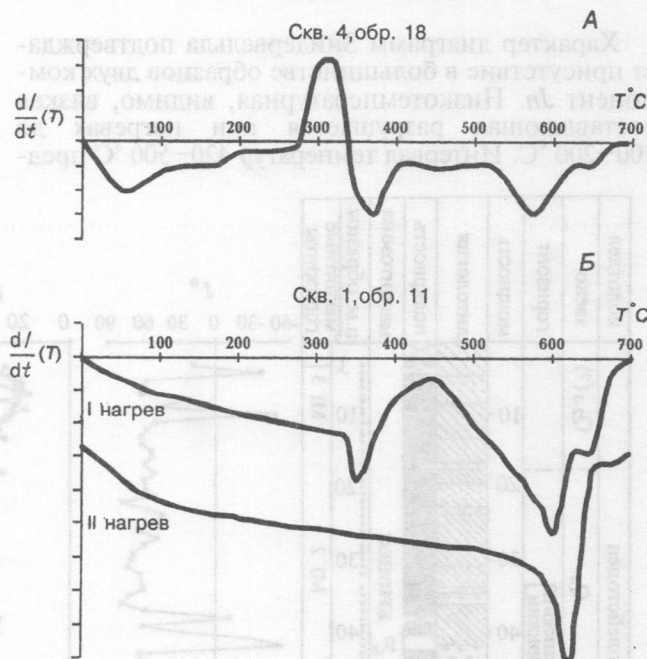


Рис. 2. Графики дифференциального термомагнитного анализа почвенно-лёссовых отложений Кабардинской впадины: А — палеопочва, Б — лёссовидный суглинок

Термомагнитный анализ образцов палеопочв свидетельствует о присутствии в них сульфидов железа (пирротина?), которые диагностируются по характерному повышению намагниченности в области температур 280–300 °С с последующим ее спадом в интервале 320–350 °С, близком к точке Кюри пирротина (рис. 2, А).

В лёссах по данным ДТМА диагностированы маггемит и магнетит. Маггемит фиксируется по отрицательным пикам в диапазоне температур от

300 до 500 °С. При дальнейшем нагреве происходит переход маггемита в гематит, о чем свидетельствует отрицательный пик в области температур 650–700 °С. Магнетит диагностируется по типичному отрицательному пику около 580 °С, тонкодисперсная фаза магнетита определена по растянутым вогнутым кривым, отвечающим широкому спектру блокирующих температур в интервале 200–400 °С (рис. 2, Б).

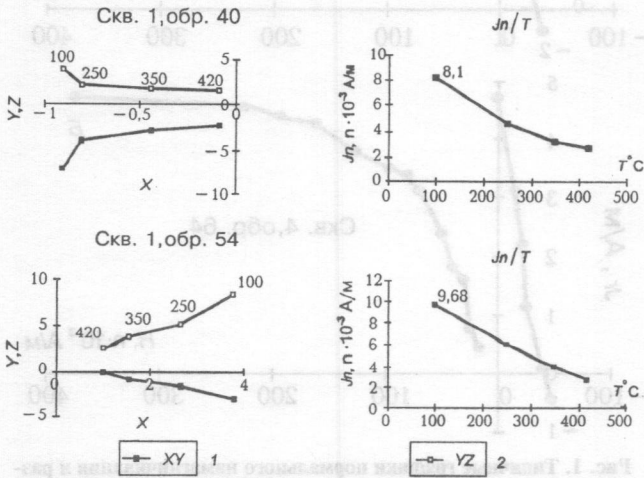


Рис. 3. Диаграммы Зийдервельда; плоскости: 1 — вертикальная, 2 — горизонтальная

Характер диаграмм Зийдервельда подтверждает присутствие в большинстве образцов двух компонент J_n . Низкотемпературная, видимо, вязкая составляющая разрушается при нагревах до 100–200 °С. Интервал температур 420–500 °С пред-

ставлен в целом прямолинейным участком, что позволяет предполагать наличие лишь одной или нескольких близких по направлению компонент намагниченности (рис. 3).

Отложениям свойственны значительные вариации скалярных магнитных характеристик. Лёссовидные суглинки и супеси отмечены умеренной магнитностью и имеют k в пределах $20\text{--}40 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Погребенные почвы характеризуются обычно более высокой магнитной восприимчивостью, варьирующей в пределах $60\text{--}150 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, а в палеопочвах нижней части разреза магнитная восприимчивость снижается — $20\text{--}50 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Значения J_n в суглинках варьируют от $0,4$ до $20 \cdot 10^{-3}$ А/м, а в почвах — от 28 до $40 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 4, 5).

Четвертичный возраст отложений, их горизонтальное залегание и необходимость работы с керном, ориентированном в положении «верх—низ», исключают возможность использования большинства стандартных палеомагнитных тестов на первичности естественной остаточной намагниченности. Для доказательства геофизической природы выделенных магнитозон авторами использовались два теста:

1. Независимость полярности J_n от литолого-минералогической характеристики и генезиса пород. Анализ палеомагнитных колонок свидетельствует, что распределение основных зон прямой и обратной полярностей контролируется только стратиграфической позицией зон и не зависит от вещественного состава и магнитной минералогии пород. С одной стороны, смена знака намагниченности может происходить в литологически однородных слоях, с другой, лёссы и погреб-

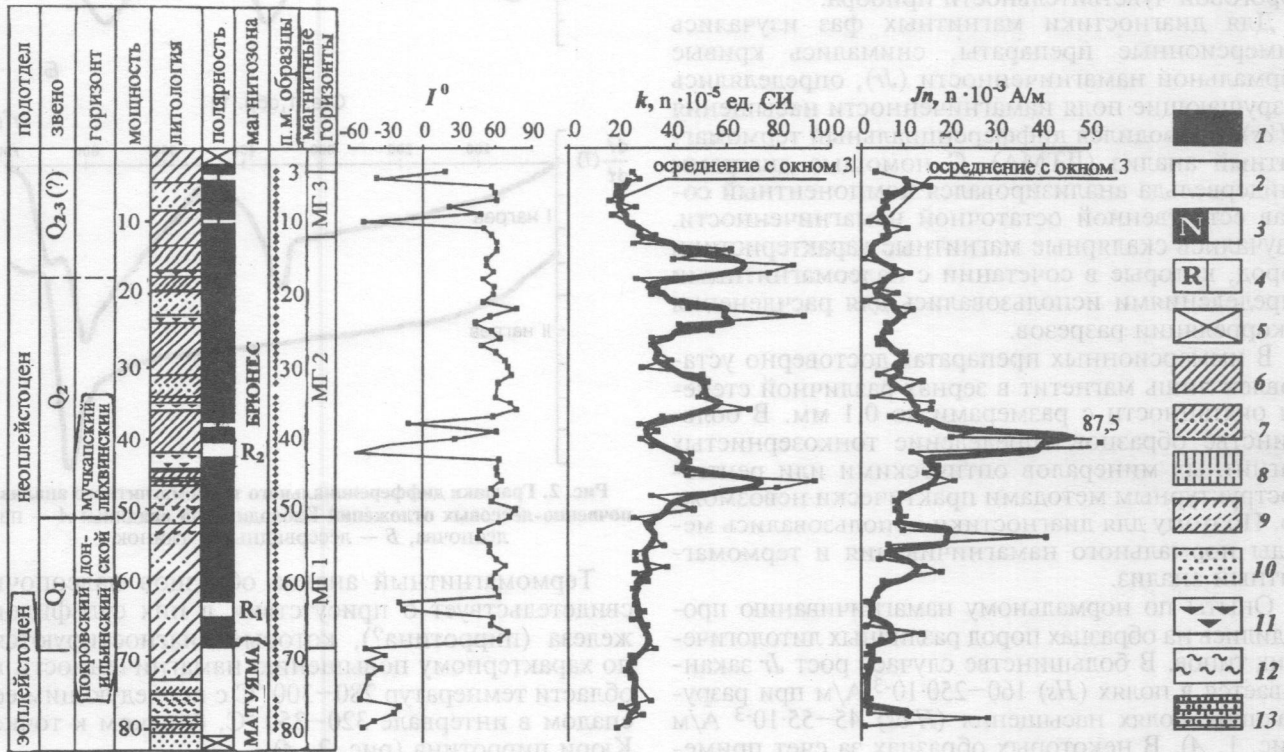


Рис. 4. Магнитостратиграфический разрез скважины № 1: 1 — прямая полярность, 2 — обратная полярность, 3, 4 — недостаточно достоверные данные, 5 — отсутствие палеомагнитных данных, 6 — суглинки, 7 — лёссовидная супесь, 8 — лёсс, 9 — лёссовидный суглинок, 10 — песок тонкозернистый, 11 — погребенная почва, 12 — глина, 13 — песчаник

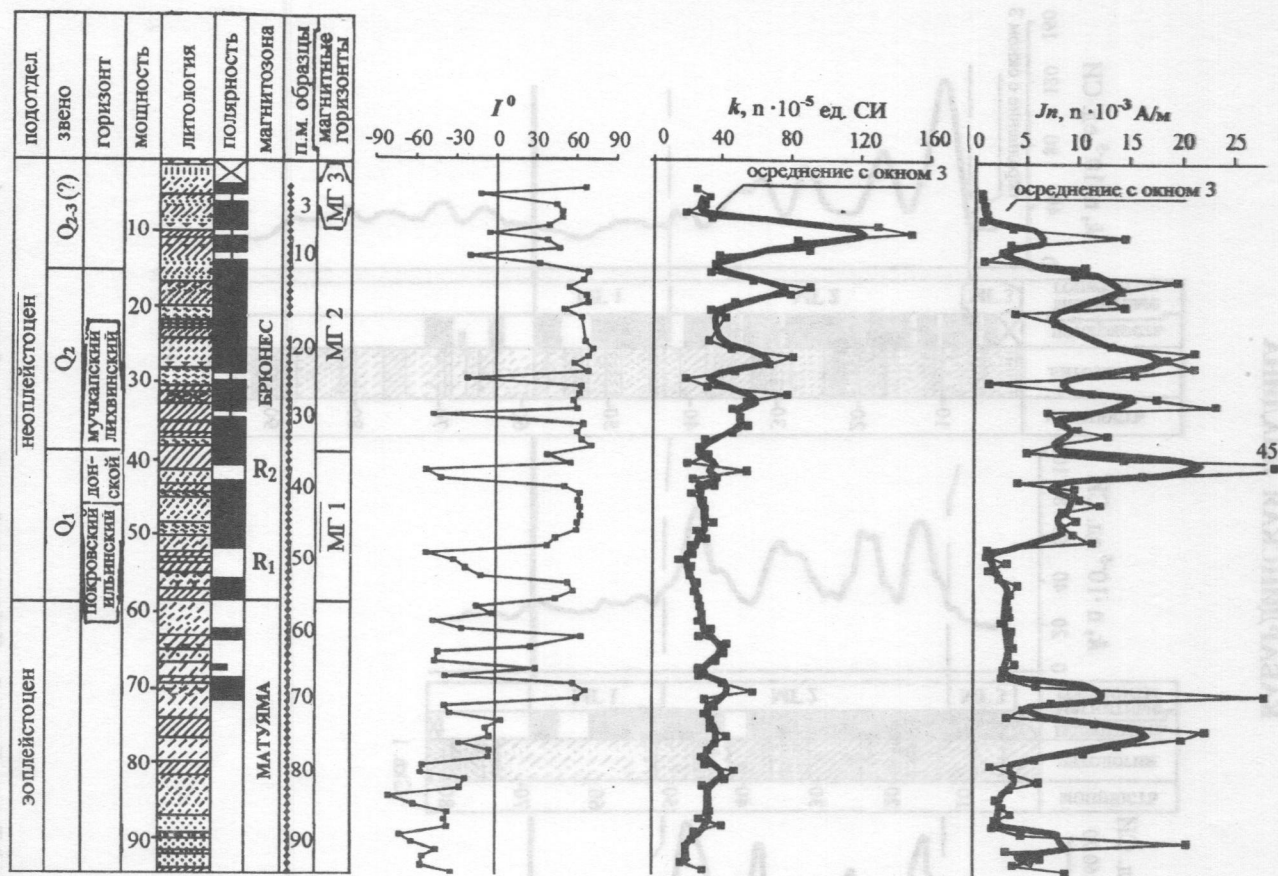


Рис. 5. Магнитостратиграфический разрез скважины № 4: усл. обознач. см. рис. 4

бенные почвы с разными магнитными носителями обладают нередко одинаковой полярностью J_n .

2. Тест внешней сходимости. Выделенные интервалы прямой и обратной полярностей вполне уверенно сопоставляются как в близких территориально разрезах, так и с магнитозонами из лёссово-почвенной формации Терско-Кумского прогиба (рис. 6).

Обсуждение результатов

В разрезе установлены два крупных палеомагнитных интервала: верхний прямой (N) и нижний — обратной (R) полярностей, которые идентифицированы с зонами N -Брюнес и R -Матуяма общей магнитохронологической шкалы или хрономами 1 и 2 в последней ее редакции [8, 9].

Максимальная выявленная мощность зоны Брюнес достигает 70 м, зоны Матуяма — 29 м, что, видимо, близко к предельным значениям для этого района.

В зоне Брюнес на фоне доминирующей прямой намагниченности выявлены до шести узких интервалов обратной полярности мощностью от 1 до 3 м. Их появление может быть обусловлено краткими геомагнитными экскурсами (100–1000 лет) и резкими отклонениями поля (на 45° и более) от основной позиции, вплоть до смены полярности [4, 5]. В специальной литературе они именуются как палеомагнитные аномалии (ПМА), истинное число которых в эпоху Брюнес достоверно не определено. Более того, при работе

на скважинах приходится учитывать возможность ложных эффектов, вызванных случайными ошибками при ориентации керна. В описываемых разрезах все ПМА, установленные на одном уровне, показаны в половину колонки как требующие дополнительного подтверждения.

В палеомагнитных колонках оставлены по две наиболее крупные и достоверные ПМА: в скважине № 1 в интервалах 40,5–42,5 и 62,5–64,5 м, в скважине № 4 в интервалах 40,5–42,5 и 51,5–55,5 м. В колонках ПМА пронумерованы, в соответствии с кодексом [7], как микрозоны R_1 и R_2 .

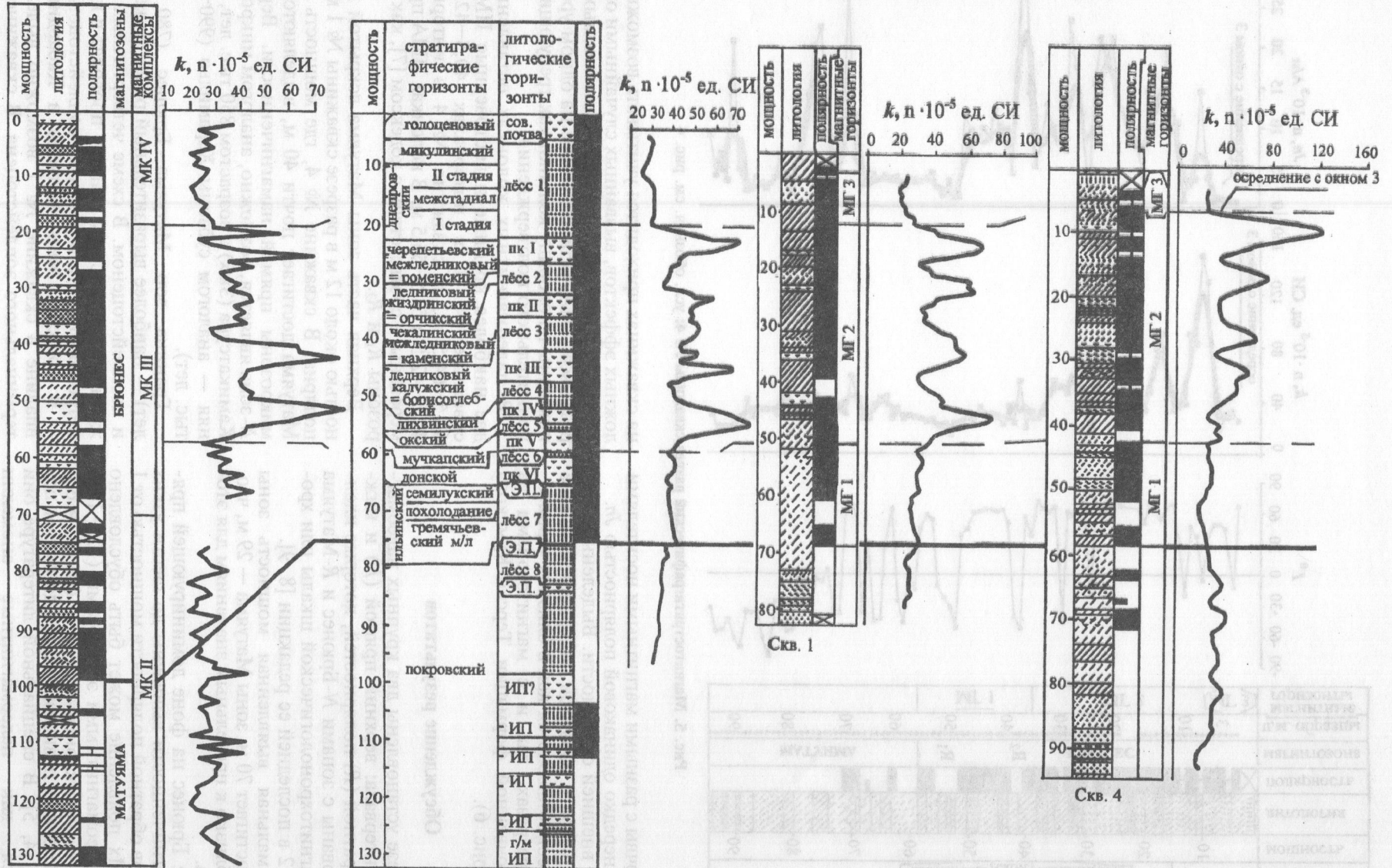
Верхняя часть зоны Матуяма вскрытой мощностью около 12 м в разрезе скважины № 1 монополярна. В скважине № 4, где мощность зоны Матуяма достигает почти 40 м, выделяются две микрозоны прямой намагниченности. Верхняя N -зона является, возможно, аналогом микрозоны Камикатсура (Зых) с возрастом 850 тыс. лет, нижняя — аналогом субзоны Харамильо (990–1070 тыс. лет).

Граница зон Матуяма—Брюнес (780 тыс. лет) — наиболее выразительный репер между эо- и неоплейстоценом. В схеме четвертичных отложений Русской плиты границу проводят в кровле петропавловского горизонта неоплейстоцена.

В пределах зоны Матуяма в Кабардинской впадине в скважине № 1 возможно выделение терминального эоплейстоцена. В скважине № 4 установлены верхний эоплейстоцен (от подошвы зоны Харамильо до границы Матуяма—Брюнес) и

ТЕРСКО-КУМСКАЯ ВПАДИНА

КАБАРДИНСКАЯ ВПАДИНА



Скв. 4
(по Э.А. Молоствовскому
и др., 2000)

Опорный разрез с. Отказное
(по Н.С. Болиховской, 1995)

Рис. 6. Магнитостратиграфическая корреляция плейстоценовых отложений Терско-Кумской и Кабардинской впадин: усл. обознач. см. рис. 4

средний-нижний эоплейстоцен, ниже основания зоны Харамильо (рис. 4, 5).

В зоне Брюнес в стратиграфическом отношении наиболее интересна микрозона R_1 , возможные аналоги которой известны как в морских, так и в континентальных формациях нижнего плейстоцена в сопредельных районах. На Апшеронском п-ове ее возможным аналогом является R -микрозона обратной полярности в средней части бакинского горизонта, а в верхнедонской области — ПМА «Лог Красный» из ильинского горизонта. [1, 5, 6]. Стратиграфическое положение микрозоны R_2 остается неясным, в перспективе, возможно, ее удастся сопоставить с одной из ПМА среднего плейстоцена.

Более информативны для детального расчленения неоплейстоценовой части разреза вариации скалярных магнитных характеристик пород. Как видно из палеомагнитных колонок, в распределении таких характеристик по шкале времени есть определенная закономерность. Низкой и однородной магнитностью отличаются отложения верхнего эоплейстоцена и низов неоплейстоцена, где и лёссовидные породы, и палеопочвы имеют сходные значения J_n и k в пределах $3-5 \cdot 10^{-3}$ А/м и $20-25 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ соответственно. На уровне субзоны Харамильо наблюдается повышение значений J_n — $15-20 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 4, 5).

Средняя часть зоны Брюнес отмечена повышенной и неравномерной магнитностью. В ее пределах величины J_n и k ритмично варьируют от $3-7$ до $18-30 \cdot 10^{-3}$ А/м и от $30-35$ до $70-80 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ соответственно. На общем фоне выделяются четыре сильномагнитных пика, соответствующих горизонтам погребенных почв. В верхней части разреза происходит резкий спад магнитности пород: k $20-25 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, J_n $3-5 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 4, 5).

В целом петромагнитная колонка неоплейстоцена включает три близких по мощности интервала, обозначенных снизу вверх как магнитные горизонты МГ-1, МГ-2 и МГ-3. Сходная трехчленная градация и в Терско-Кумской впадине [2, 3], где петромагнитные вариации достаточно надежно сопоставлены с данными палиностратиграфии. Как видно из рис. 6, в неоплейстоцене Кабардинской и Терско-Кумской впадин верхний и нижний магнитогоризонты отмечены слабой однородной магнитностью. Средний горизонт характеризуется повышенной дисперсной намагниченностью с четырьмя пиками на уровне ископаемых почв.

В Терско-Кумской впадине петромагнитный аналог МГ-1 с палеопочвой ПК VI, по данным Н.С. Болиховской [2], соответствует ильинскому и донскому горизонтам. В средней части петромагнитной колонки, сходной морфологически с горизонтом МГ-2 Кабардинской впадины, первый снизу петромагнитный пик коррелирует со сдвоенной почвой: мучкапской и лихвинской, которые разделены маломощным окским лёссом (рис. 6). Второй и третий магнитные пики соответствуют ископаемым почвам ПК III и ПК II на схеме Н.С. Болиховской, которые формировались в криогигротическую стадию калужского оледенения и чекалинское межледниковье. Четвертый магнитный пик в Терско-Кумской впадине сов-

падает с верхней погребенной почвой ПК I днепровского возраста [2]. Верхняя слабомагнитная часть разреза, коррелятивная, видимо, МГ-3 разреза Кабардинской впадины, соотносится Н.С. Болиховской с верхами днепровского лёсса и микулинской лёссовидной супеси. С учетом изложенного предварительная схема расчленения неоплейстоцена Кабардинской впадины по аналогии с опорным разрезом Терско-Кумской впадины имеет следующее строение:

1. Слабомагнитный МГ-1 относится к нижнему плейстоцену, причем нижняя его часть, отмеченная минимальными характеристиками, соответствует, возможно, покровскому и ильинскому горизонтам. В палеомагнитной колонке в этот интервал попадает микрозона R_1 (скв. 1, интервал 69–60 м; скв. 4, интервал 59–51 м).

2. Верхняя часть МГ-1, где зафиксирован умеренный рост или отдельные всплески J_n , при относительно стабильной k , в первом приближении идентифицируется с донским горизонтом (скв. 1, интервал 60–51 м; скв. 4, интервал 51–39 м).

3. Первый магнитный пик горизонта МГ-2 соотносится с верхами нижнего и основанием среднего плейстоцена (скв. 1, интервал 51–42 м; скв. 4, интервал 39–31 м).

4. Второй и третий магнитные пики МГ-2 находятся в пределах среднего плейстоцена (скв. 1, интервал 42–18 м; скв. 4, интервал 31–15 м).

5. Четвертый верхний пик МГ-2 и МГ-3 (скв. 1, интервал 18–3 м; скв. 4, интервал 15–4 м) однозначно не идентифицируется. Для точного определения его стратиграфического положения требуются дополнительные исследования.

Выводы

1. На основе палеомагнитных данных в почвенно-лёссовой формации Кабардинской впадины выделены отложения верхнего эоплейстоцена и неоплейстоцена. В низах неоплейстоцена с известной условностью идентифицирована микрозона R_1 . Предполагается соответствие последней ПМА «Лог Красный» (600 тыс. лет) из ильинского горизонта и R -микрозоне из средней части бакинского горизонта.

2. Возраст вскрытой бурением лёссовой толщи, судя по палеомагнитным данным, ориентировочно 1,5 млн. лет (интервал между хронами Олдувей и Харамильо).

3. Выявлена сложная петромагнитная дифференциация зоны Брюнес, которая имеет сходную структуру в разрезах Кабардинской и Терско-Кумской впадин, что создает основу для корреляции их сводных разрезов.

4. По аналогии с разрезом Терско-Кумской впадины, на котором проведены комплексные палинологические и палеомагнитные исследования, в неоплейстоцене Кабардинской впадины выделены нижнее, среднее и верхнее(?) звенья.

5. В разрезе неоплейстоцена Предкавказья установлены четыре горизонта погребенных автоморфных почв повышенной магнитности. Их чередование с умеренно магнитными лёссами позволяет выделить в пределах Центрального и Вос-

точного Предкавказья характерный петромагнитный интервал (горизонт) с устойчивой мощностью 35–37 м. Он может служить, видимо, характерным реперным уровнем не только местного, но и межрегионального значения. Характерная петромагнитная цикличность лёссово-

во-почвенной формации, обусловлена закономерным изменением ландшафтно-климатических обстановок в эктрагляциальной области Восточно-Европейской равнины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-64801.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакин О.В., Богачкина А.Б., Еремин В.Н. Магнитостратиграфия нижнеплейстоценовых отложений разреза горы «Бакинского яруса» (Апшерон)// Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во СГУ, 1993. С. 134–143.
2. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
3. Молоствовский Э.А., Богачкина А.Б., Гребенюк Л.В., Рудянов И.Ф. Магнитостратиграфия лёссово-почвенной формации Восточного Предкавказья// Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. Т. 76. В. 6. С. 54–62.
4. Петрова Г.Н., Гурарий Г.З., Поспелова Г.А., Нечаева Т.Б., Бурлацкая С.П., Вадковский В.Н. Тонкая структура геомагнитного поля// Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1984. С. 42–62.
5. Поспелова Г.А., Семенов В.В., Шаронова З.В., Миронов Т.В. Раннеплейстоценовый экскурс геомаг-

- нитного поля в субэаральных отложениях Верхнего Дона // Докл. РАН. 1997. Т. 355. №1. С. 106–110.
6. Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В. и др. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т.6. № 2. С. 65–80.
7. Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб., 1992. 120 с.
8. Харленд У.Б., Кокс А.В., Левелин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
9. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C., Aubry M. A revised cenozoic Geochronology and chronostratigraphy // Special publication. 1995. № 54. P. 129–212.

НИИ Геологии Саратовского университета
Рецензент — В.Н. Еремин

УДК 551.263.23 (470.55/.57)

К.А. МАВРИН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИШЕВЫХ ФОРМАЦИЙ (на примере южно-уральского флиша)

Рассмотрены особенности строения флишевых формаций (на примере южно-уральского флиша) как порождение подводных размывов и переотложения материала турбидными течениями в специфических условиях континентального склона и подножия или крутых подводных склонов троговых прогибов миогеосинклинальных зон. Особое внимание обращено на механизмы образования горизонтов олистостром, материал для которых поставляется как с континента, так и островных дуг.

Область западного склона Южного Урала в каменноугольный этап развития согласно концепции плитной тектоники с полным основанием можно отнести к части пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента [8]. Здесь в каменноугольное время формировалась флишевая формация, которая входит в классический ряд геологических зон сочленения платформ и геосинклиналей в том понимании, в каком этот ряд рассматривали Н.С. Шатский, Н.П. Херасков, В.В. Белоусов, Л.Б. Рухин, Н.М. Страхов, В.Е. Хаин, В.И. Попов и их последователи.

Осадочные формации в современных зонах перехода от континента к океану подробно изучил А.И. Конюхов [4], что позволяет проводить сравнительный анализ древних зон с аналогичными современными.

Как отмечал Н.Б. Вассоевич [3], термин «формация» давно стал термином свободного пользования и потерял свою определенность. В связи с

этим, прежде чем обращаться к рассмотрению тех или иных геологических объектов в конкретных регионах, необходимо давать то определение геологических формаций, которое вкладывается в это понятие в данном конкретном случае.

Говоря о конкретных формациях, отражающих этапы развития рассматриваемого региона, следует привести определение В.Е. Хаина, который под формацией понимает «закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры» [12, с. 61].

Из четырех предложенных В.Е. Хаиным типовых формационных рядов: 1) устойчивых платформ, 2) подвижных платформ, 3) внешних миогеосинклинальных и передовых прогибов, 4) внутренних эвгеосинклинальных и межгорных прогибов нами рассмотрена лишь флишевая формация