

УДК 550.384+551.77+551.763.3(470.4)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ДАТСКОГО ЯРУСА САРАТОВСКОГО ПРАВОБЕРЕЖЬЯ. СТАТЬЯ 1. КЛЮЧЕВСКАЯ ПАЧКА – НИЖНЕСЫЗРАНСКАЯ ПОДСВИТА

© 2025 г. Д. А. Шелепов¹, А. Ю. Гужиков^{1, *}, В. А. Мусатов^{2, 3}

¹ Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов

² АО “Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики”, Саратов

³ Геологический институт РАН, Москва

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.04.2024 г.

После доработки 22.05.2024 г.

Принята к публикации 04.06.2024 г.

Впервые получены магнитостратиграфические данные по ключевской пачке и низам нижнесызранской подсвиты, слагающим нижнюю часть палеоцена (датский ярус) на севере Саратовского Правобережья. В стратотипическом разрезе ключевской пачки у с. Ключи и в разрезе у с. Тепловка выявлены разнополярные магнитозоны — аналоги хронов C29n, C28g и C28n, благодаря чему ключевская пачка сопоставлена с зонами NP2–NP3 по известковому наннопланктону, получены оценки скорости осадконакопления и времени формирования отложений. По результатам детальной магнитостратиграфической корреляции разрезов, с привлечением геохимических данных, на исследуемой территории обосновано наличие дифференцированных тектонических подвижек в начале палеоцена, а по материалам анизотропии магнитной восприимчивости сделано предположение о пологом уклоне дна раннедатского бассейна к юго-западу.

Ключевые слова: магнитостратиграфия, палеоцен, датский ярус, геомагнитная полярность, анизотропия магнитной восприимчивости, Саратовское Поволжье

DOI: 10.31857/S0869592X25010065, EDN: UZZGRT

ВВЕДЕНИЕ

Нижняя часть палеоцена Саратовского Правобережья представлена нижнесызранской подсвитой, свитой Белогродни и ключевской пачкой (Унифицированная..., 2015). Свита Белогродни и ключевская пачка распространены локально (только на севере Саратовского Правобережья), залегают на размытой поверхности мелоподобных мергелей радищевской свиты или мергелей николаевской свиты (маастрихтский ярус) и перекрываются опоками и опоковидными глинами нижнесызранской подсвиты (датский ярус). В районах, где ключевская пачка или свита Белогродни отсутствуют, нижнесызранская подсвита залегает на размытой поверхности меловых отложений.

Свита Белогродни (мощностью до 20 м) представлена глауконитсодержащими, песчанистыми, слабуглинистыми силицитами с повышенной известковистостью и предположительно

сопоставляется с верхней частью датского яруса (с зоной NP4 по наннопланктону) (Мусатов, Ермохина, 1998; Унифицированная..., 2015).

Ключевская пачка (мощностью до 15 м), представленная серыми слабуглинистыми опоками и опоковидными глинами, отличается карбонатностью пород от аналогичных, но некарбонатных опок нижнесызранской подсвиты.

Одной из актуальных стратиграфических проблем, связанных с палеоценом Саратовского Поволжья, является обоснование возраста ключевской пачки, которая, с долей условности, считается самой древней среди палеоценовых отложений Саратовского Правобережья (Унифицированная..., 2015). Принадлежность пачки к низам датского яруса не вызывает сомнений, но более детальные сопоставления с возрастными аналогами стратотипических областей невозможны из-за скудости макро- и микропалеонтологических находок. По этой же причине

остается открытым вопрос о стратиграфическом объеме гиагуса на границе мела–палеогена на севере Саратовского Правобережья. Достоверные возрастные соотношения между ключевской пачкой и свитой Белогородни до настоящего времени также не установлены.

Палеомагнитные данные, которые, благодаря глобальной изохронности уровней геомагнитных инверсий, могли бы сыграть важную (возможно, решающую) роль в решении перечисленных проблем, до сих пор отсутствовали.

В 2022–2023 гг. авторами проведено полевое изучение ключевской пачки, свиты Белогородни и перекрывающей их нижнесызранской подсвиты с целью получения магнитостратиграфической характеристики низов палеоцена севера Саратовского Правобережья. В общей сложности из 12 обнажений были отобраны ориентированные шtuфы с 299 уровней (с 66 уровней в зоне распространения ключевской пачки и с 233 уровней в районе распространения свиты Белогородни).

Опробование разрезов проводилось по системе “образец в образец” — из ориентированных палеомагнитных шtuфов изготавливались образцы не только для палеомагнитных и петромагнитных измерений, но также для определений известкового наннопланктона и химических анализов.

В настоящей статье представлены результаты магнитостратиграфических исследований ключевской пачки и низов нижнесызранской подсвиты в двух разрезах, расположенных в стратотипической местности распространения ключевской пачки: Ключи (близ одноименного села Базарнокарабулакского района) и Тепловка (близ одноименного села Новобурасского района) (рис. 1). Ключевская пачка изучена в обоих разрезах, пограничный интервал ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты — только в разрезе Ключи. Краткая информация о предварительных результатах палеомагнитного изучения разреза Ключи была опубликована ранее (Шелепов и др., 2023).

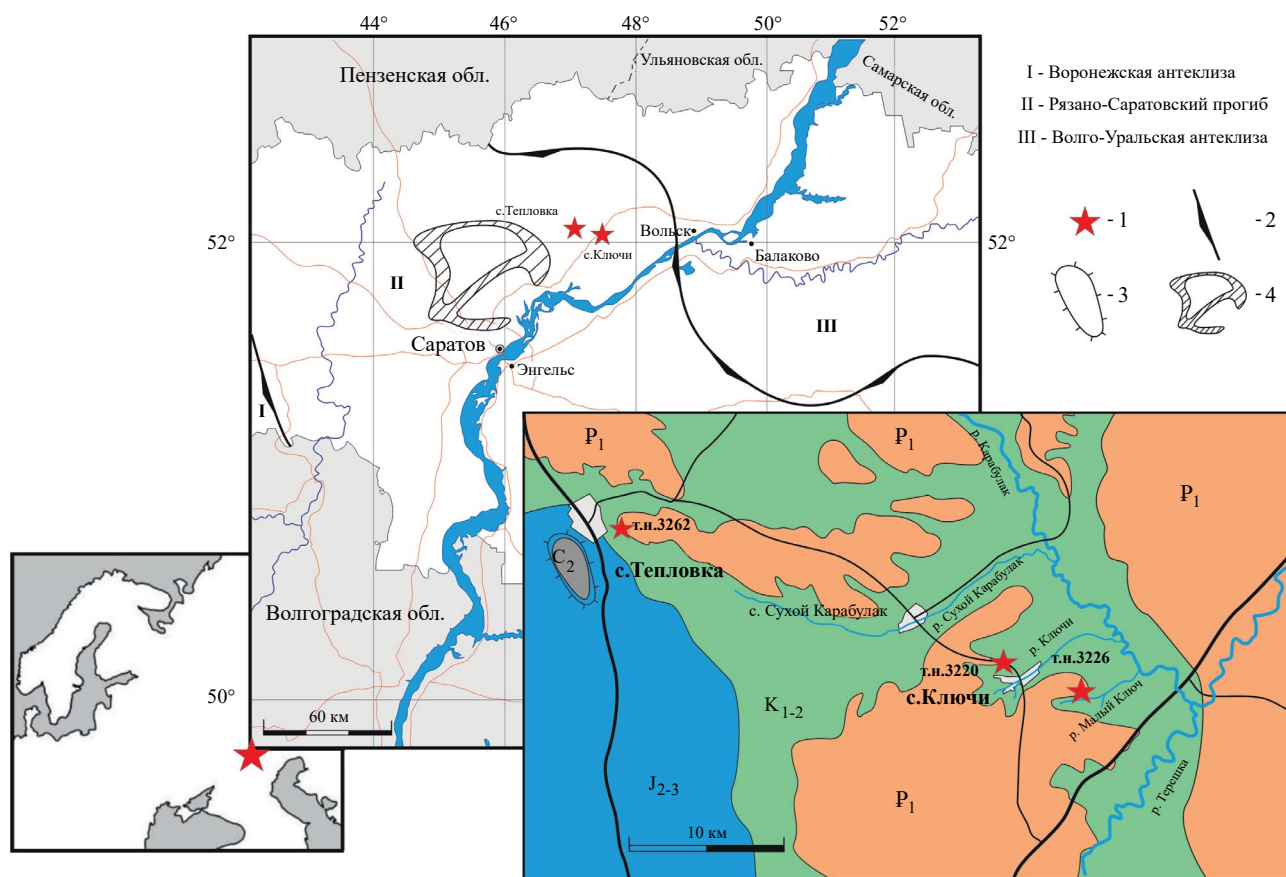


Рис. 1. Обзорные и геологические схемы района исследований.

Условные обозначения: 1 — местоположения изученных разрезов, 2 — границы между тектоническими структурами высшего порядка (на схеме обозначены римскими цифрами), 3 — Тепловская брахиантеклиналь, 4 — зона Саратовских дислокаций (Шебадин, 2008).

Изучение низов палеоцена севера Саратовского Правобережья является продолжением работ по созданию магнитостратиграфической схемы палеоцена Саратовского Поволжья. Ранее авторами были получены данные по нижнесызранской подсвите на юге и в центре Саратовского Правобережья (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023; Шелепов и др., 2022), которые стали первыми палеомагнитными данными по палеоцену юго-востока Русской плиты. Актуальность получения магнитостратиграфической характеристики палеоцена Поволжья определяется ее отсутствием в Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона (2015), что де-юре является невыполнением одного из требований Стратиграфического кодекса РФ (2019) к составлению подобных схем. Де-факто отсутствие палеомагнитных данных препятствует проведению детальных межрегиональных корреляций и изохронному трассированию стратиграфических границ.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез Ключи опробован нами в двух обнажениях — 3220 ($51^{\circ}59'20.3''$ с.ш., $46^{\circ}29'27.5''$ в.д.) и 3226 ($51^{\circ}58'51.0''$ с.ш., $46^{\circ}31'42.2''$ в.д.) (рис. 1). Залегание слоев субгоризонтальное.

Лаконичная, но исчерпывающая биостратиграфическая характеристика ключевской пачки в районе работ, базирующаяся на обобщении опубликованных данных (Дигас, 1976; Курлаев и др., 1981; Alekseev et al., 1999; Мусатов, Христенко, 2004; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007), приведена в объяснительной записке к Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона (Унифицированная..., 2015). В разрезе Ключи обосновано наличие верхов маастрихтского яруса — зоны CC26 (подзоны UC20d) по наннопланктону (Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007).

Первое описание разреза пограничного интервала мела—палеогена в районе с. Ключи было выполнено Л.А. Дигас в 1976 г. (Дигас, 1976) на южном склоне водораздела между речками Ключи и Малый Ключ (то есть на левом склоне долины р. Малый Ключ). В 1981 г. В.И. Курлаев с соавторами (Курлаев и др., 1981) подробно описали непрерывную последовательность маастрихт-датских отложений в неглубоких оврагах и промоинах, расположенных, согласно авторской привязке, севернее с. Ключи, то есть

на левом склоне долины р. Ключи. Позже А.С. Алексеев с соавторами (Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007) изучили разрез Ключи-1, расположенный примерно в километре от западной окраины с. Ключи на левом склоне долины р. Ключи (а не р. Малый Ключ, как указано в работах (Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004)). Нижняя граница пачки в стратотипическом разрезе выглядит контрастно — на поверхности светло-серых, почти белых маастрихтских мергелей залегают зеленовато-серые известковистые опоки. Кровля маастрихта представлена хардграундом с заполненными зеленым кремнистым песчано-глауконитовым материалом норами, проникающими в подстилающие мергели на глубину 0.1–0.2 м (Alekseev et al., 1999). Верхняя граница ключевской пачки визуально не проявлена, но определяется по исчезновению реакции пород с раствором HCl. По данным В.И. Курлаева с соавторами (Курлаев и др., 1981), в низах пачки доля карбоната составляет до 30%, а в верхах снижается до 5%.

Судя по координатам (с точностью до минуты) и крокам, приведенным в работе (Alekseev et al., 1999), нет сомнений, что обн. 3220 располагается вблизи разреза Ключи-1, изученного А.С. Алексеевым с соавторами. Однако за прошедшую четверть века ситуация с обнаженностью изменилась в худшую сторону. Нам с трудом удалось в одном из оврагов на небольшом участке вскрыть контакт белых маастрихтских мергелей и серо-зеленых слабоизвестковистых опок ключевской пачки в интервале видимой мощностью ~2.5 м, взяв в нем штуфы с 8 уровней (рис. 2).

Поиски разреза, описанного в 1981 г. В.И. Курлаевым с соавторами примерно в километре к северу от с. Ключи (Курлаев и др., 1981), также не увенчались успехом. Но в результате целенаправленных экскурсий по склонам водораздела между рр. Ключи и Малый Ключ, на южной стороне которого датские отложения были изучены Л.А. Дигас (1976), мы обнаружили разрез верхов ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты мощностью ~25 м (обн. 3226). Разрез расположен в одном из многочисленных оврагов на правом склоне р. Ключи близ восточной окраины одноименного села. Условия обнаженности позволили отобрать ориентированные образцы с 28 уровней с интервалом 0.9 м (рис. 2). К сожалению, пограничный интервал мела—палеогена не обнажается, и низы ключевской пачки (мощностью до 10 м) остались неизученными. Верхняя граница

ключевской пачки визуально не проявлена. Интенсивная реакция опок с пятипроцентным раствором соляной кислоты прекращается выше уровня обр. 3226-7, но уровни со слабой реакцией на раствор HCl продолжают встречаться выше по разрезу до уровня обр. 3226-22 включительно.

Разрез аналогов ключевской пачки (известковистых опок) у с. Тепловка (обн. 3262), расположенный приблизительно в 30 км к востоку от с. Ключи, опробован в овраге на крутом левом склоне долины р. Теплая (обн. 3262; 52°03'16.8" с.ш., 46°09'51.3" в.д.) (рис. 1). Залегание слоев субгоризонтальное. Возможно, угол наклона слоев составляет несколько градусов, поскольку разрез находится на восточном крыле Тепловской брахиантиклинали, продолжающей свое развитие на неотектоническом этапе, но измерить элементы залегания невозможно, ввиду отсутствия твердых поверхностей напластования.

Опробование разреза начато в кровле маастрихтских мергелей, граница которых с вышележащими карбонатными силицитами нерезкая.

Интенсивность реакции с раствором HCl в изученной толще светло-серых опок видимой мощностью ~25 м примерно одинакова, поэтому очевидно, что ее следует относить к ключевской пачке (а сведения о мощности ключевской пачки (до 15 м), указанные в Унифицированной схеме (2015), должны быть скорректированы). В разрезе опробовано 30 уровней (рис. 2).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав. Процентные содержания Ca и Si в породах определялись по системе “образец в образец” методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), основанным на зависимости интенсивности рентгеновской флуоресценции от концентрации элемента в образце. Метод реализован в портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе вторичного излучения X-Met 8000 (производство компании Oxford Instruments Analytical). Для оперативного и относительно высокоточного

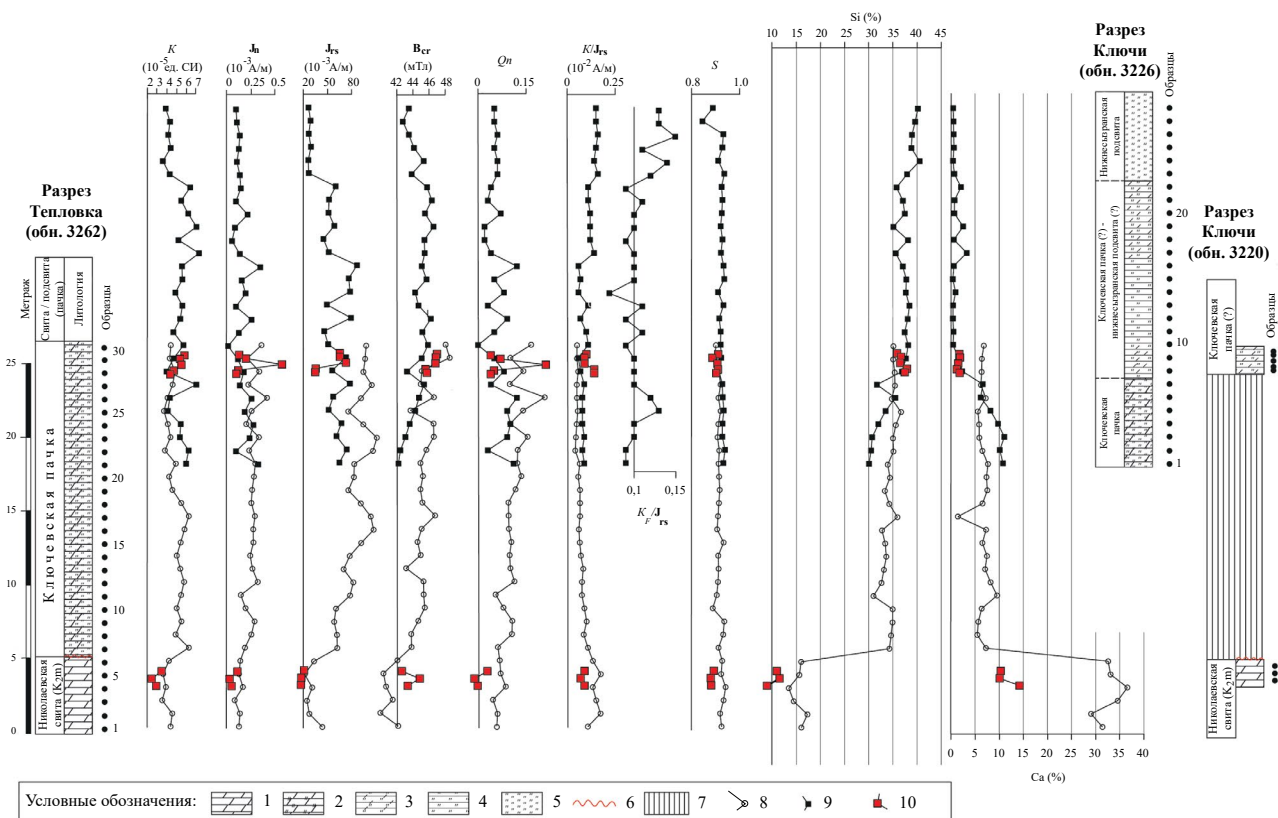


Рис. 2. Петромагнитные и геохимические характеристики изученных разрезов.

Условные обозначения: 1 — мергели, 2 — карбонатные опок, 3 — слабокарбонатные глинистые опок, 4 — глинистые опок, 5 — опок, 6 — перерыв в осадконакоплении, 7 — объем гиауса в обн. 3220; 8, 9 и 10 — графики по обн. 3262, 3226 и 3220 соответственно.

определения элементного состава, в качестве наиболее оптимального времени замера принято 60 секунд. При калибровке прибора использовались стандартные эталоны OREAS 230 (для Ca) и ARM1|MBH 10000883 E (для Si), поставляемые с прибором. Элементный состав определялся по одному образцу-кубику с каждого уровня. Определения по каждому образцу повторялись три раза и впоследствии усреднялись, с целью повышения точности результатов измерений.

Палеомагнетизм и петромагнетизм. При полевом опробовании разрезов с помощью шанцевого инструмента отобраны ориентированные шtuфы для палео- и петромагнитных исследований с 66 уровней. Из каждого ориентированного шtuфа впоследствии выпиливались 3–4 образца кубической формы размером $2 \times 2 \times 2$ см.

У всех образцов измеряли объемную магнитную восприимчивость (K) и ее анизотропию (АМВ) до и после прогрева при температуре 500°C в течение часа¹, естественную остаточную намагниченность (J_n). По результатам магнитного насыщения определяли поля остаточной коэрцитивной силы (B_{cr}), величины остаточной намагниченности насыщения (J_{rs})² и параметр $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным полем насыщения). Значения $S < 1$ свидетельствуют о доминировании в образце магнитомягкой фазы, а значения, близкие к единице — о преобладании магнитотвердых минералов (Evans, Heller, 2003). Рассчитывали отношение K/J_{rs} , величина которого пропорциональна среднему размеру ферромагнитных зерен, при условии постоянства состава минерала — носителя J_n , и фактор Q_n (параметр Кенигсбергера) — отношение J_n к индуктивной намагниченности. Выборочные образцы подвергались полному циклу магнитного насыщения с целью определения полей насыщения (B_s), термомагнитному анализу (ТМА), заключающемуся в изучении температурных зависимостей намагниченности, и коэрцитометрическому анализу.

Палеомагнитные исследования выполняли по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключающейся в измерениях J_n образцов после их последовательного размагничивания

переменным полем (от 2–5 до 40–100 мТл с шагом 2–5 мТл) или температурой (от 100 до $200\text{--}400^\circ\text{C}$ с шагом $25\text{--}50^\circ\text{C}$). Магнитные чистки прекращались после падения величин J_n до значений ниже пороговой чувствительности прибора или лабораторного подмагничивания. Возможные фазовые превращения минералов контролировали измерениями K образцов после каждого нагрева. С каждого уровня магнитным чисткам подвергались два образца-дубля (один размагничивался переменным полем, другой — температурой).

Замеры магнитной восприимчивости и АМВ проводили на каппабридже MFK1-FB, замеры остаточной намагниченности — на спин-магнитометре JR-6, для размагничивания полем использовалась установка LDA-3AF (все приборы AGICO, Чехия). Магнитные чистки температурой осуществляли в печи конструкции В.П. Апарина с пятислойными пермаллоевыми экранами. Для магнитного насыщения был задействован регулируемый электромагнит с максимальной интенсивностью поля 700 мТл, изготовленный в Саратовском национальном исследовательском университете (Россия). ТМА выполняли на термоанализаторе фракций ТАФ-2 (ООО “Орион”, Россия), коэрцитометрический анализ — на коэрцитивном спектрометре J_meter , изготовленном в Казанском федеральном университете (Россия). При термокаппаметрических исследованиях нагревы осуществляли в муфельных печах СНОЛ-6/11-В (SNOL, Россия). Анализ данных АМВ проводили с помощью программ Anisoft 5.1.03 (agico.com), компонентный анализ палеомагнитных данных выполняли в программе Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

Наннопланктон. Исследования по системе “образец в образец” проводили на временных препаратах без покровного стекла и без обогащения. Препараты готовили из порошка породы с 2–3 каплями этилового спирта с последующим высушиванием. Исследование препаратов осуществлялось с помощью микроскопа Axio Lab A1 (Zeiss) с объективом X100 Plan-NEOFLUAR и окулярами 10x/20 в иммерсионном масле Immersol 518N. Фотографирование и обработку фотографий выполняли цифровым

¹ Прирост $dK = K_t - K$ (где K_t (термокаппа) — магнитная восприимчивость, измеренная после нагрева) зачастую отражает содержание тонкодисперсного (невидимого визуально) пирита, благодаря фазовому переходу FeS_2 в магнетит при температуре свыше 400°C (Молостовский, Храмов, 1997). После прогревов, как показывает опыт предыдущих исследований (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023), улучшается качество магнитных текстур отложений, вероятно, за счет выгорания парамагнитных минералов, ассоциирующих с органикой.

² За J_{rs} принималась намагниченность после воздействия полем 700 мТл (максимальная интенсивность поля, создаваемая лабораторным электромагнитом).

фотоаппаратом Canon 1000D с применением программы AxioVision. Rel.4.8.2 (06-2010). Для определений использовалась база данных сайта www.mikrotax.org/Nannotax3

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Химический анализ. По результатам химического анализа граница мела—палеогена в разрезе Тепловка контрастно выражена уменьшением концентраций Са от 30–36 до 5–7%. Не менее выразительно этот уровень отражается на графике концентраций Si возрастанием от ~15 до 30–35% (рис. 2).

В разрезе Ключи (обн. 3220) граница николаевской свиты и ключевской пачки фиксируется скачкообразным снижением карбонатности (Са убывает от 48–53 до 0.8–1.5% в опоках) и не менее резким возрастанием содержания Si (от 9–12 до 36–38%) (рис. 2).

Согласно Унифицированной схеме (2015), карбонатность пород является единственным признаком для обособления ключевской пачки. Богатые комплексы позднемерловых фораминифер и наннопланктона не оставляют сомнений в том, что известковистость опок обусловлена главным образом переотложением карбонатных верхнемеловых пород (Мусатов, Христенко, 2004). Таким образом, кровля ключевской пачки, определяемая по исчезновению карбонатности опок, является, по сути, событийной границей, соответствующей прекращению активного размыва суши. В обн. 3226 постепенное уменьшение концентраций Са (от 14% до значений менее 1%) происходит внизу вверх по разрезу в интервале мощностью около 20 м. Наиболее существенное снижение (от 6.6 до 2.4%) зарегистрировано между обр. 3226/7 и 3226/8, но вплоть до уровня обр. 2326–22 неоднократно фиксируется увеличение концентраций Са до 1.5–3.3%. Выше по разрезу содержание Са в породах не превышает 1% (рис. 2). Таким образом, уровень границы между ключевской пачкой и нижнесызранской подсвитой в данном разрезе можно определить между обр. 3226/7 и 3226/8 или обр. 2326–22 и 2326–23 (рис. 2), в зависимости от того, что считать более значимым событием — резкое ослабление интенсивности или окончательное прекращение терригенного сноса. Первый вариант, очевидно, близок точке зрения на выделение ключевской пачки авторов Унифицированной схемы (2015), согласно которой мощность пачки не превышает 15 м.

Магнитная минералогия. Материалы магнитного насыщения фиксируют в образцах только магнитомягкую фазу, гистерезисные характеристики которой ($B_s = 200–400$ мТл, $B_{cr} = 30–40$ мТл, $S = 0.85–0.95$) типичны для тонкодисперсного магнетита или титаномагнетита (рис. 3а). Коэрцитометрические характеристики всех образцов на диаграмме Дея (рис. 3б) тяготеют к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (Day et al., 1977; Dunlop, 2002). Компактное расположение точек на диаграмме свидетельствует об однородности магнитной фракции. Результаты термомагнитного анализа оказались неинформативными из-за малой величины полезного сигнала, сопоставимого с погрешностью прибора. Однако полученные ранее термомагнитные кривые по нижнесызранской подсвите (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023) обнаруживали перегибы вблизи температуры Кюри магнетита — 578°C, что позволяет считать этот минерал наиболее вероятным носителем остаточной намагниченности в палеоценовых отложениях.

Термокаппаметрические исследования не обнаружили прироста магнитной восприимчивости после нагрева; напротив, во всех образцах происходит только спад K . Это свидетельствует об отсутствии в отложениях значимых концентраций тонкодисперсных сульфидов.

Петромагнетизм. Изученные отложения слабомагнитны (табл. 1), но тем не менее значения некоторых петромагнитных параметров обнаруживают значимые вариации и дополнительно дифференцируют разрезы (рис. 2). В петромагнитном отношении наибольший интерес представляет уровень обр. 3226–22, отмеченный резким понижением K , J_{rs} и повышением K/J_{rs} . Он совпадает с последним повышением карбонатности свыше 1% и, таким образом, дополнительно маркирует верхнюю границу ключевской пачки (рис. 2).

Карбонатность ключевской пачки обусловлена размывом верхнемеловых карбонатных пород (мергелей, известняков, писчего мела), широко распространенных на севере Саратовского Правобережья, в том числе и в районе исследований. Доказательством тому служат многочисленные переотложенные фораминиферы и наннопланктон прекрасной сохранности, присутствующие в породах, наряду с палеоценовыми микропалеонтологическими комплексами (Мусатов, Христенко, 2004). Скачкообразное уменьшение величин K и J_{rs} более четко, по сравнению с данными об элементном составе, фиксирует

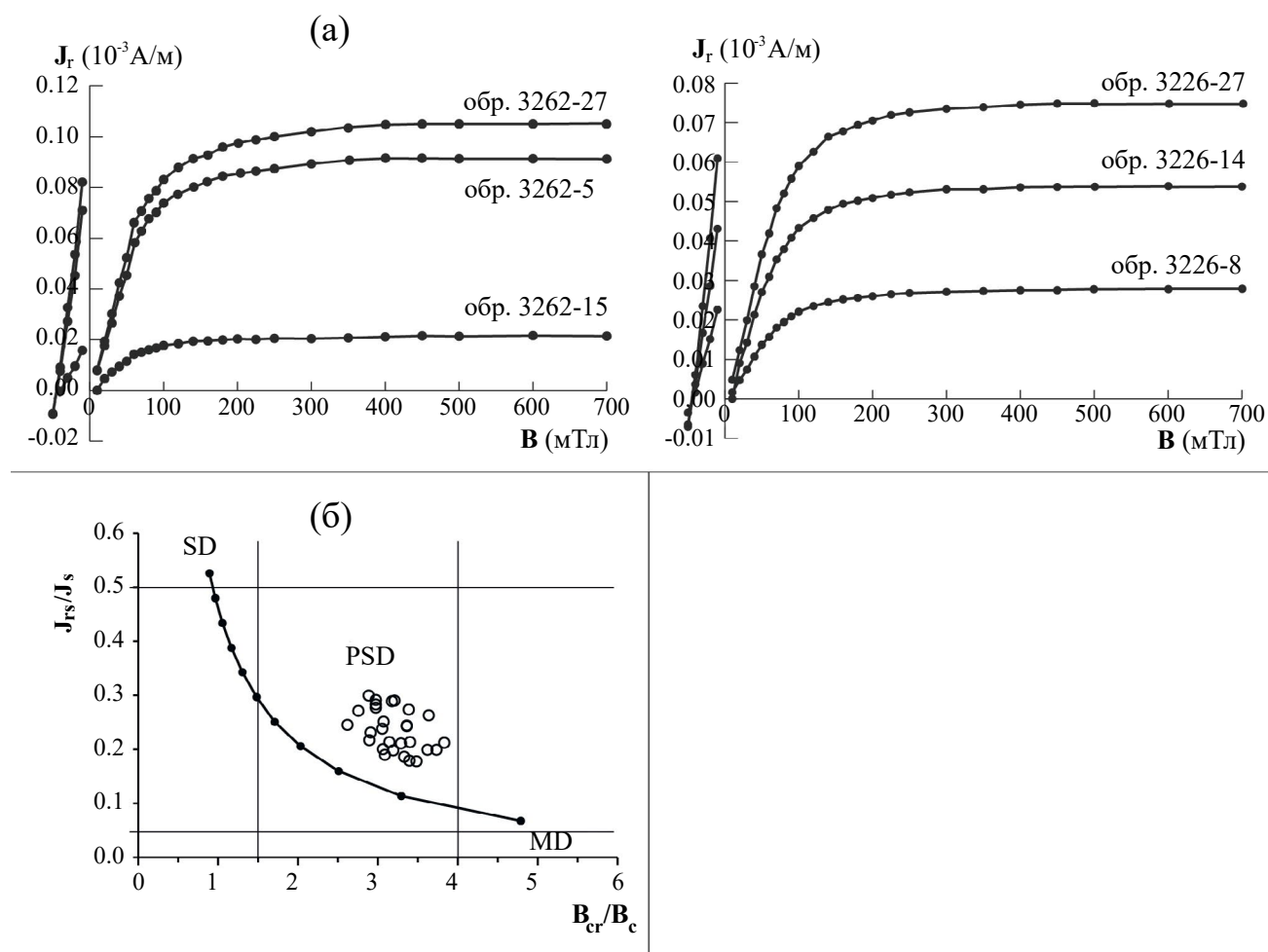


Рис. 3. Результаты магнито-минералогического анализа.

(а) — кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) — диаграмма Дзю (SD, PSD и MD — области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно).

Таблица 1. Петромагнитные характеристики изученных палеоценовых отложений

Разрез	Интервал разреза	K (10^{-5} ед.СИ)	J_n (10^{-3} А/м)	Q_n	J_{rs} (10^{-3} А/м)	K/J_{rs} (10^{-2} м/А)	B_{cr} (мТл)	S
Ключи	Нижнесызранская подсвета (обр. 3226/23-28)	$\frac{3.5 - 4.4}{4.0}$	$\frac{0.09 - 0.13}{0.11}$	$\frac{0.05 - 0.06}{0.06}$	$\frac{25.7 - 29.0}{26.9}$	$\frac{0.14 - 0.16}{0.09}$	$\frac{43.1 - 45.6}{44.2}$	$\frac{0.85 - 0.94}{0.91}$
	Ключевская пачка (+ низы нижнесызранской подсветы?) (обр. 2226/1-22 и 3220/4-8)	$\frac{3.9 - 7.3}{5.4}$	$\frac{0.01 - 0.56}{0.17}$	$\frac{0.001 - 0.205}{0.071}$	$\frac{34.6 - 85.8}{60.2}$	$\frac{0.06 - 0.14}{0.09}$	$\frac{42.5 - 47.3}{45.5}$	$\frac{0.88 - 0.94}{0.92}$
Тепловка	Ключевская пачка (т.н. 3262, обр. 7-30)	$\frac{3.5 - 6.2}{4.7}$	$\frac{0.07 - 0.41}{0.23}$	$\frac{0.04 - 0.20}{0.10}$	$\frac{21.4 - 110.5}{74.2}$	$\frac{0.04 - 0.17}{0.08}$	$\frac{39.2 - 48.5}{44.4}$	$\frac{0.89 - 0.94}{0.91}$

уровень кровли ключевской пачки, являющийся событийным рубежом, знаменующим окончание поступления терригенного, в том числе ферромагнитного, материала в палеобассейн вследствие развития морской трансгрессии.

Особого внимания заслуживает анализ распределения параметра K/J_{rs} по разрезу (рис. 2). Как правило, повышение уровня моря сопровождается уменьшением среднего размера аллотигенных ферромагнитных (*sensu lato*) частиц. В данном случае наблюдается обратная картина — наступление моря на сушу сопровождается закономерным трендом к повышению величин K/J_{rs} снизу вверх по разрезу. График K_F/J_{rs} (где K_F — ферромагнитная магнитная восприимчивость после исключения парамагнитной составляющей K по результатам коэрцитометрии) в обн. 3226 (разрез Ключи) (рис. 2) надежно подтверждает вывод об увеличении средней размерности ферромагнитной фракции на границе ключевской пачки и нижнесызранской подсветы. Несмотря на кажущуюся парадоксальность, наблюдаемый эффект хорошо согласуется с полученными ранее данными об обогащенности верхов маастрихта Саратовского Поволжья ферромагнитными частицами субмикронной размерности, предположительно космогенного происхождения (Molostovsky et al., 2006; Гужикова и др., 2016; Гужиков и др., 2017). Размыв верхов маастрихта приводил к обогащению датских осадков тонкодисперсным ферромагнитным веществом, а фоновая для палеоцена размерность ферромагнитных зерен восстановилась только после прекращения поступления маастрихтского материала в палеобассейн.

Таким образом, петромагнитные параметры не менее четко, чем геохимические и микропалеонтологические данные, фиксируют событийный рубеж, соответствующий прекращению поступления терригенного материала в палеобассейн вследствие развития морской трансгрессии. Петромагнитная граница (между обр. 3226-22 и 3226-23), совпадающая с последним незначительным увеличением карбонатности (содержание Са — 2.1%), надежно определяется по резкому спаду магнитной восприимчивости (рис. 2), которая оперативно может измеряться в полевых условиях. Поэтому данный петромагнитный признак можно рекомендовать в качестве маркера кровли ключевской пачки. При этом мощность пачки заведомо возрастает, по сравнению с мощностью ~15 м, указанной в Унифицированной схеме (2015). В случае определения верхней границы ключевской

пачки традиционным способом — по наиболее резкому снижению карбонатности опок, петромагнитный рубеж все равно сохраняет значение как важный корреляционный уровень.

Данные по анизотропии магнитной восприимчивости указывают на изометричность ферромагнитных частиц: во всех образцах как до, так и после нагрева до 500°C степень анизотропии (P) не превышает 1.15, за исключением обр. 3226-4 ($P = 2.36$) и 3226-23 ($P = 1.25$) в разрезе Ключи (рис. 4а). Магнитные текстуры до нагрева различны в разрезах Тепловка и Ключи, а после термического воздействия становятся практически одинаковыми в обоих разрезах: короткие оси эллипсоидов АМВ ($K3$) группируются в центре стереограммы, а длинные оси ($K1$) слабо упорядочены по линии ЮЗ—СВ с незначительным преобладанием проекций $K1$ в СВ румбе, по сравнению с ЮЗ (рис. 4б, 4в). Опыт предыдущих исследований нижнесызранской подсветы (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023) свидетельствует о целесообразности использования для геологической интерпретации данных по АМВ после нагрева, потому что при этом происходит улучшение качества магнитных текстур пород, вероятно, за счет выгорания парамагнитных минералов. Анизотропия термокаппы ключевской пачки и низов нижнесызранской подсветы соответствует, согласно (Tarling, Hrouda, 1993), магнитной текстуре осадков, формировавшихся на очень пологом склоне (рис. 4г). Среднее положение коротких осей магнитных эллипсоидов субвертикально, что характерно для субгоризонтальной поверхности осадконакопления. Однако длинные оси эллипсоидов АМВ слабо упорядочены вдоль линии простирания поверхности осадконакопления и, таким образом, указывают на пологий уклон дна палеобассейна к юго-западу (рис. 4в, 4г). Овалы доверия средних направлений $K3$ слишком велики для того, чтобы считать данные по АМВ датских отложений надежным индикатором пологого уклона дна палеобассейна к юго-западу, однако идентичность магнитных текстур в изученных разрезах, удаленных друг от друга приблизительно на 30 км, позволяет сделать такое предположение.

Палеомагнетизм. Магнитные чистки переменным магнитным полем и температурой показали сходные результаты (рис. 5). Палеомагнитное качество изученных пород невысокое, но в большинстве образцов по данным обоих видов размагничивания удалось выделить характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**) с максимальными углами отклонения, не

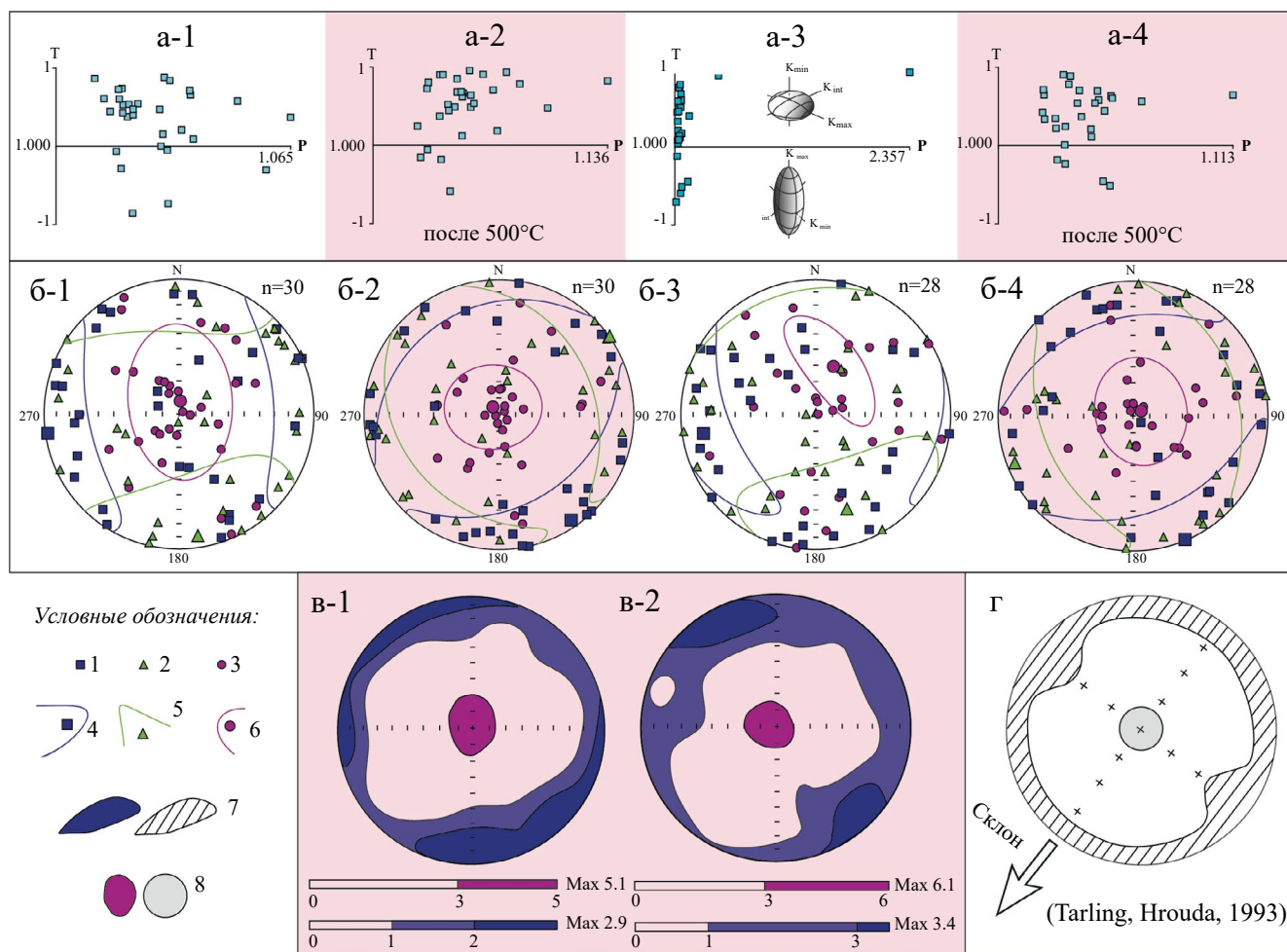


Рис. 4. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости.

(а-1, а-2, а-3, а-4) – диаграммы Йелинека до (а-1, а-3) и после (а-2, а-4) прогрева пород ($P = K_1/K_3$ – степень анизотропии, $T = (2\ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3)/(\ln K_1 - \ln K_3)$ – параметр формы, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно); (б) – стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат до (б-1, б-3) и после (б-2, б-4) прогрева пород; (в-1, в-2) – стереографические схемы концентраций осей эллипсоидов АМВ после прогрева в географической системе координат; (г) – схематичная магнитная текстура отложений, формировавшихся на пологом склоне (Tarling, Hrouda, 1993). (а-1, а-2, б-1, б-2, в-1) – разрез Тепловка (обн. 3262); (а-3, а-4, б-3, б-4, в-2) – разрез Ключи (обн. 3226). Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные (K_1), средние (K_2) и короткие (K_3) оси эллипсоидов АМВ соответственно; 4, 5, 6 – средние направления с овалами доверия K_1 , K_2 и K_3 соответственно; 7, 8 – области концентрации K_1 и K_3 соответственно.

превышающими 15° . Реже характеристическую компоненту удавалось выделить только в одном образце с уровня (например, в обр. 3262-25А, 3226-15В, 3226-8А), но при этом компонента J_n , выделяемая при размагничивании образца-дубля, имеет сходное направление (рис. 5). Кроме высококоэрцитивных (высокотемпературных) компонент J_n , являющихся в основном характеристическими, в образцах присутствуют низкокоэрцитивные (до 10–30 мТл) или низкотемпературные (до 100–150°C) компоненты, имеющие, скорее всего, вязкую природу. На 3 из 30 уровней в разрезе Тепловка (обн. 3262) и на 7 из 36

уровней в разрезе Ключи (обн. 3226 и 3220) не удалось выделить высококоэрцитивных или высокотемпературных компонент.

Большинство направлений характеристических компонент намагниченности в обоих разрезах соответствуют прямой полярности (N) (рис. 5, 6, 7а–7в). Реже ChRM соответствуют обратной (R) полярности или имеют аномальные направления (рис. 5, 6, 7г, 7д). Аномальными считаются направления, значительно отклоняющиеся от направлений, соответствующих как прямой, так и обратной полярности, например с южными склонениями (преимущественно

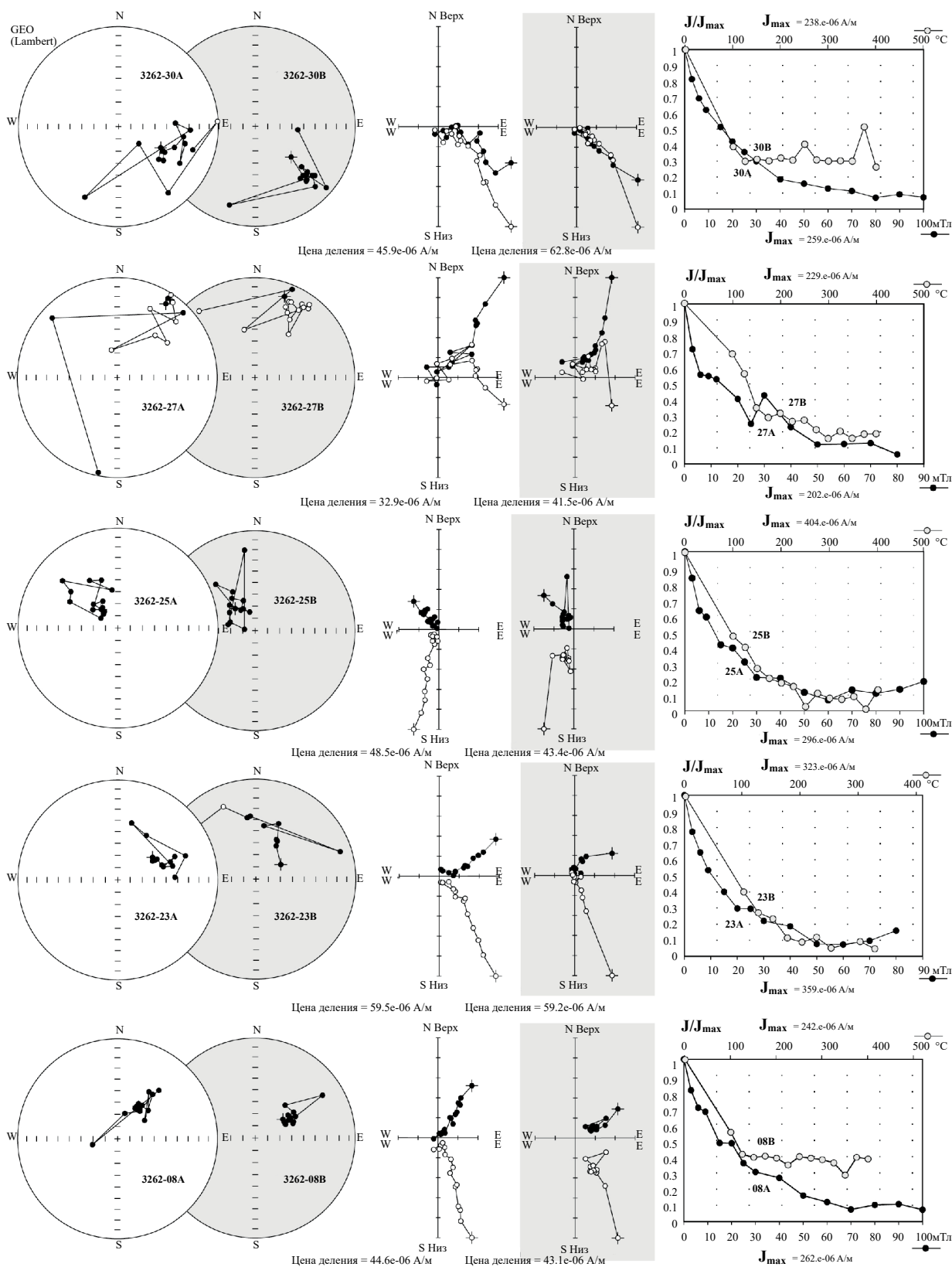


Рис. 5. Типичные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдervельда (Zijderveld, 1967) в географической системе координат и графики размагничивания образцов. Условные обозначения: 1–4 – проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полушеры, горизонтальную (3) и вертикальную (4) плоскости. На сером фоне результаты размагничивания температурой.

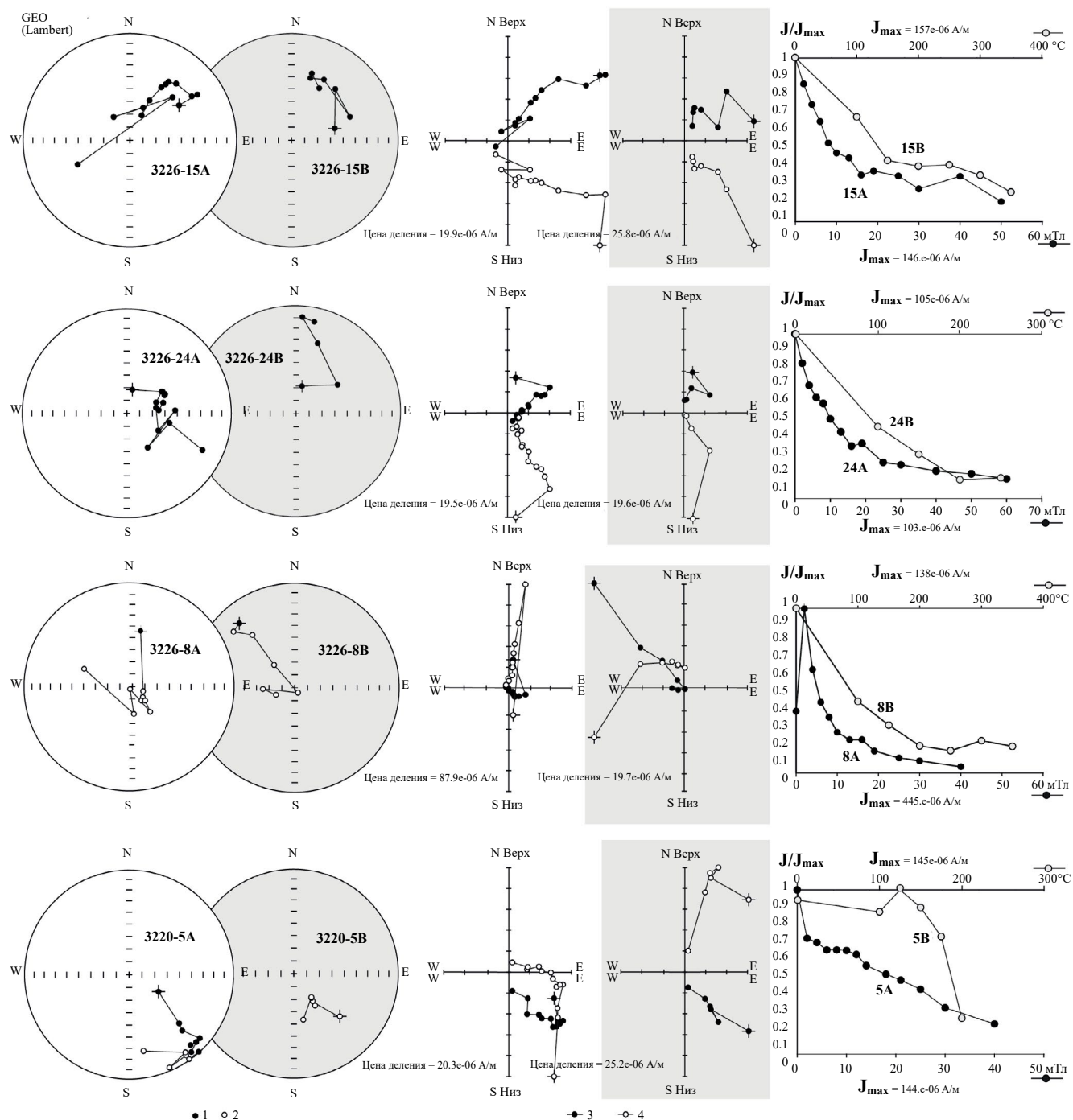


Рис. 5. Окончание.

Ю–ЮВ), но положительными пологими наклонениями ($<45^\circ$) или с отрицательными наклонениями, но северными склонениями (рис. 6, 7г, 7д). Согласно Стратиграфическому кодексу России (2019), важно, что уровни с обратными и аномальными направлениями закономерно группируются в разрезах, объединяясь в интервалы, которые интерпретируются нами как

магнитозоны обратного знака (рис. 2, 6). Основанием для такой интерпретации служат результаты проведенных ранее исследований, согласно которым намагниченность сызранской свиты является векторной суммой двух компонент: первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной продуктами окисления магнетитовых зерен (Шелепов, Гужигов,

2022, 2023). При этом направление суммарного вектора в каждом образце стабилизировано (то есть не изменяется в процессе размагничивания), потому что обе компоненты разрушаются примерно в равной степени. Кардинальная разница в кучностях палеомагнитных векторов, соответствующих магнитозонам прямой (рис. 7а–7в) и обратной (рис. 7г, 7д) полярности, объясняется близостью направлений палеоценового поля прямой полярности и современного поля. В случае прямой полярности суммарный вектор первичной и вторичной J_n практически не меняет направления при размагничивании, независимо от доли разрушения той или иной компоненты. Если же первичная и вторичная намагниченности антипараллельны, то их суперпозиция сильно изменится даже при незначительном разрушении одной из компонент, следствием чего будут большие разбросы результирующих векторов, а также смещения направлений J_n в ходе магнитных чисток вдоль больших кругов. Поэтому компоненты J_n , по которым выделены

магнитозоны обратной полярности, располагаются на сфере хаотично (рис. 7г, 7д).

Совокупности **ChRM**, соответствующих прямой полярности, характеризуются невысокими кучностями (~ 10) и относительно большими радиусами доверия ($\alpha 95$) — до 10° (рис. 7а–7в). Однако это не является редкостью в отложениях с седиментационной (постседиментационной) намагниченностью.

Палеомагнитная колонка низов палеоцена в обнажении 3226 (с. Ключи) образована чередованием трех магнитозон: нижней прямой полярности (N_1d), средней обратной полярности (R_1d) и верхней прямой полярности (N_2d) (рис. 2, 6). В обн. 3220 (с. Ключи) зафиксированы две магнитозоны: нижняя прямой полярности (N_1d), соответствующая верхам маастрихта, и верхняя обратной полярности, являющаяся аналогом зоны R_1d в обн. 3226 (рис. 2, 6). Отсюда следует вывод о большей полноте низов ключевской пачки в обн. 3226, чем в обн. 3220 (рис. 2, 6). Возможно, в начале палеоцена, когда

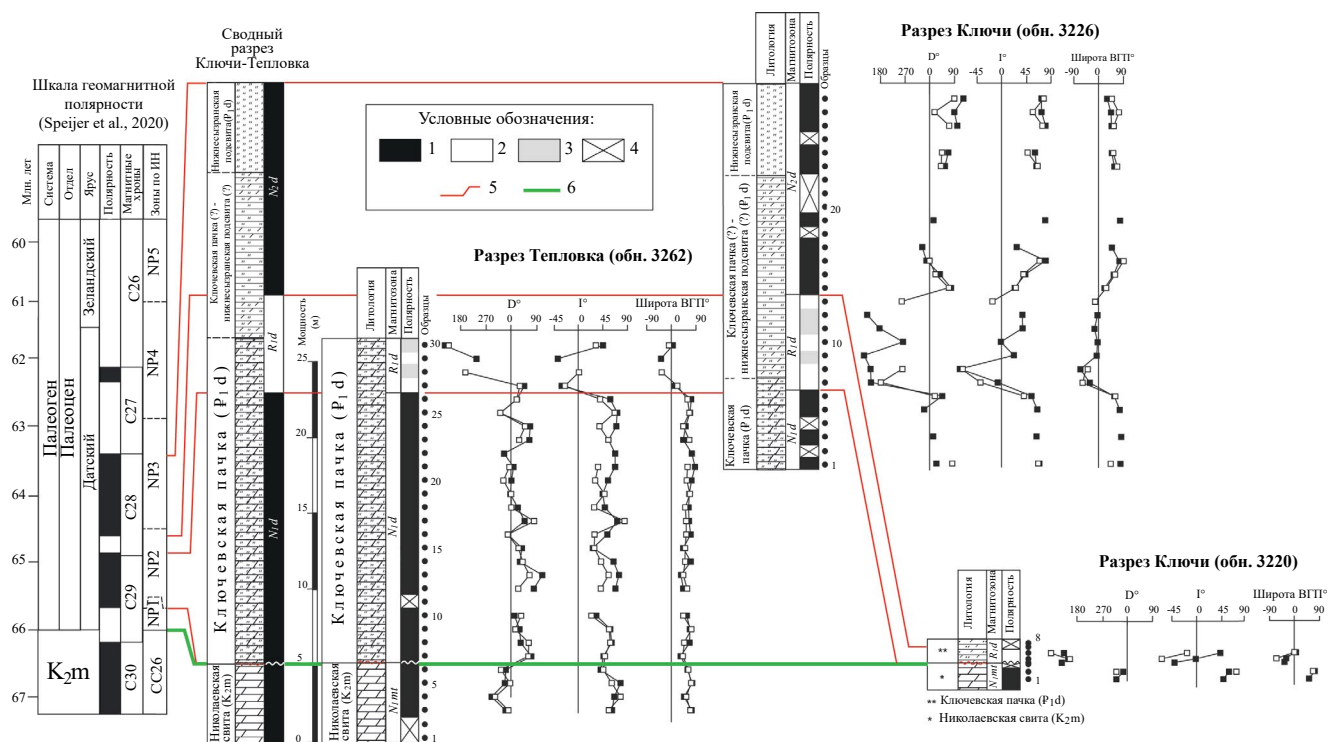


Рис. 6. Палеомагнитные данные по изученным разрезам (D и I — склонение и наклонение компонент намагниченности, ВГП — виртуальный геомагнитный полюс), сводная палеомагнитная колонка разреза Ключи—Тепловка и результаты ее сопоставления со шкалой геологического времени (Spreijer et al., 2020).

Условные обозначения: 1, 2 — прямая и обратная полярность соответственно; 3 — интервалы, в которых выделены компоненты J_n с аномальными направлениями; 4 — отсутствие данных о полярности; 5 — линии магнитостратиграфических корреляций; 6 — граница мела и палеогена. Черные и белые маркеры на графиках — по результатам размагничивания переменным полем и температурой соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

на территории, где сейчас расположен правый склон долины р. Ключи, уже происходила аккумуляция морских осадков, местность, где ныне находится левый склон речной долины (или часть этой местности), представляла собой еще область размыва. Не исключено, что р. Ключи приурочена к зоне трещиноватости, связанной с разломом в кристаллическом фундаменте, по которому происходят подвижки блоков земной коры. Наличие разломов в фундаменте, активных на протяжении длительного геологического времени, типично для зоны Саратовских дислокаций, в пределах которой расположен район исследований (Геология..., 1967; Шебалдин, 2008; Пятаев, 2019).

Возможно, отсутствие находок фораминифер в разрезе Ключи-1, изученном А.С. Алексеевым с соавторами (Alekseev et al., 1999), и обилие микрофоссилий в соседнем разрезе, по сведениям

(Дигас, 1976), связано как раз с редуцированием разреза на левом склоне р. Ключи.

Разрез Тепловка (обн. 3262) характеризуется преимущественно прямой полярностью (магнитозона N_1d), свойственной как верхам маастрихта, так и ключевской пачке. Четыре уровня с обратными и аномальными направлениями J_n закономерно группируются в верхах разреза, образуя магнитозону обратной полярности видимой мощностью ~ 3 м (рис. 2, б). Вероятнее всего, эта магнитозона является аналогом низов зоны R_1d в районе с. Ключи. Правомомерность такого варианта палеомагнитной корреляции подтверждается хорошей согласованностью петромагнитных и геохимических данных (рис. 2).

Таким образом, в сводном разрезе Ключи–Тепловка выделены три магнитозоны: нижняя (N_1d) прямой полярности, средняя (R_1d) обратной полярности и верхняя (N_2d) прямой полярности.

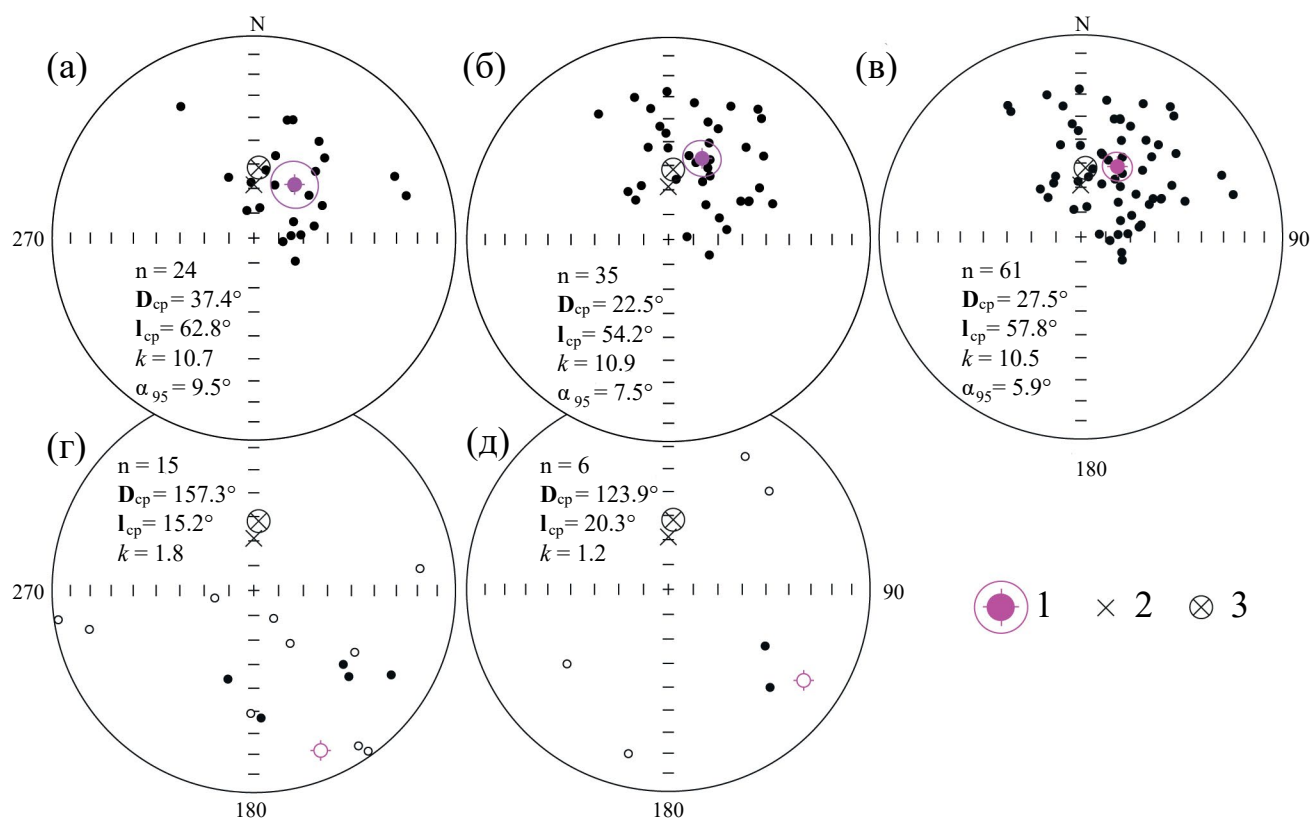


Рис. 7. Стереопроекции высококоэрцитивных и высокотемпературных компонент J_n , соответствующих прямой (а, б, в) и обратной полярности (г, д), в палеоценовых отложениях изученных разрезов.

(а) – разрез Ключи, обн. 3226; (б) – разрез Тепловка (обн. 3262); (в) разрезы Ключи (обн. 3226) и Тепловка (обн. 3262), (г) – разрез Ключи (обн. 3220, 3226), (д) – Тепловка (обн. 3262). Стереопроекции приведены в географической системе координат. n – число образцов, k – кучность, D_{cp} , I_{cp} и α_{95} – склонение, наклонение и радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора соответственно. Условные обозначения: 1 – среднее палеомагнитное направление и круг доверия (α_{95}) для него; 2 – направление переманчивания современным геомагнитным полем; 3 – направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из ключевого полюса. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

Первые две магнитозоны соответствуют ключевской пачке, а последняя — пограничному интервалу ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты. Интервал прямой полярности, соответствующий верхам маастрихта, нецелесообразно объединять с нижней магнитозоной, учитывая наличие перерыва в осадконакоплении на границе мела—палеогена. Возможно, он является частью магнитозоны прямой полярности N_{1mt} (аналога хрона C30n), выделенной ранее в маастрихте Саратовского Правобережья (Гужикова, Беньямовский, 2018; Guzhikov et al., 2020). Однако имеющихся данных недостаточно для надежной магнитополярной характеристики верхов маастрихта в данном районе.

Наиболее вероятным представляется, что зоны N_{1d} , R_{1d} и N_{2d} являются аналогами магнитных хронов C29n, C28g и C28n соответственно. По результатам магнитохронологической калибровки со шкалой геологического времени (Speijer et al., 2020) ключевская пачка отвечает пограничному интервалу зон NP2 и NP3 по известковому наннопланктону (рис. 6).

Направления современного и палеоценового поля статистически одинаковы (результаты статистической оценки угла между направлениями по (Debiche, Watson, 1995) — $6.8 \pm 7.6^\circ$). Однако среднее направление компоненты намагниченности прямой полярности по палеоценовым отложениям в обоих разрезах (рис. 7в) значительно отличается как от направления перемангничивания современным полем, так и от палеоценового поля, полученного путем пересчета из ключевого полюса (табл. 1). Залегание слоев повсеместно субгоризонтальное (угол наклона даже рядом с крылом Тепловской структуры не может превышать 1° – 2°), поэтому отмеченную разницу нельзя объяснить неучетом тектонического наклона. Если палеоценовые вариации в изученных отложениях осреднены, то следует признать “загрязненность” **ChRM** компонентой, которая не является первичной и не связана с современным полем. Если же время образования исследуемых отложений сопоставимо с характерным временем палеоценовых вариаций, то наблюдаемые различия, в принципе, могут быть обусловлены их влиянием.

Наличие в разрезе Ключи аналогов хрона C28g позволяет оценить среднюю скорость осадконакопления: отношение мощности магнитозоны R_{1d} (~6 м) к продолжительности хрона C28g (217 тыс. лет; Speijer et al., 2020) дает среднюю скорость осадконакопления 2.8 см/тыс. лет. Исходя из этой оценки, можно заключить, что

изученные палеоценовые отложения мощностью ~20 м сформировались за временной интервал не более 900 тыс. лет. Подобная длительность сопоставима с максимальным характерным временем палеоценовых вариаций — менее 10^6 лет (Merrill, McFadden, 2007), что допускает возможность их влияния на среднее палеомагнитное направление в изученных разрезах.

Средние направления намагниченности прямой полярности в разрезах Тепловка и Ключи значительно различаются, но средние направления, рассчитанные по магнитозоне N_{1d} (или по верхам этой магнитозоны), статистически совпадают в разных разрезах (табл. 2). Это обстоятельство также согласуется с предположением о влиянии вариаций на среднее палеомагнитное направление в разрезе, хотя и не доказывает его.

В пользу древнего возраста намагниченности косвенно свидетельствуют как отсутствие знака полярности магнитозон от вещественного состава пород, так и прослеживание зоны R_{1d} в разновозрастных отложениях разных разрезов (рис. 6). Одновозрастность пород, охваченных магнитозоной обратной полярности в районах сел Тепловка и Ключи, дополнительно контролируется геохимическими и петромагнитными параметрами (рис. 2).

Средняя скорость формирования датских отложений в разрезе Ключи почти в 3 раза превышает скорость формирования пород в стратотипическом разрезе свиты Белоградни (~1 см/тыс. лет), определенную ранее путем циклостратиграфического анализа данных о химическом составе (Суринский и др., 2023). Глауконититы являются хорошими индикаторами снижения скорости осадконакопления и процессов конденсации (Барабошкин и др., 2002). Поэтому подобное соотношение скоростей выглядит весьма правдоподобно: ведь опоки, слагающие ключевскую пачку и нижнесызранскую подсвиту, безусловно, образовывались быстрее, чем глауконититы свиты Белоградни.

Наннопланктон. Определения наннопланктона из разреза Ключи (обн. 3226) не дали принципиально новых сведений, по сравнению с материалами, полученными по ключевской пачке ранее (Мусатов, Христенко, 2004). В интервале обр. 3236-1–3236-7 обнаружена масса переотложенного верхнемелового наннопланктона и карбонатного шлама, довольно часто встречаются обломки и целые раковины фораминифер (табл. I, фиг. 1–9, 18, 19). Палеогенового наннопланктона не обнаружено. При этом количество наннопланктона и степень его сохранности

Таблица 2. Статистические палеомагнитные параметры

	n	D _{ср} °	I _{ср} °	α ₉₅ °	Угол (°) между векторами *
Направление перемангничивания современным геомагнитным полем в районе исследований		0	68.7	10 **	15.7±8.5
Магнитозоны <i>N₁d</i> и <i>N₂d</i> в разрезах Тепловка (обн. 3262) и Ключи (обн. 3226)	61	27.5	57.8	5.9	
Направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из полюса 65 млн лет для стабильной Европы (Besse, Courtillot, 2002)		4.0	61.1	2.7	12.1±4.8
Магнитозона <i>N₁d</i> в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	54.2	7.5	10.6±9.0°
Магнитозоны <i>N₁d</i> и <i>N₂d</i> в разрезе Ключи	24	37.4	62.8	9.5	
Магнитозона <i>N₁d</i> в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	58.7	7.5	2.8±12.1°
Магнитозона <i>N₁d</i> (Ключи)	6	23.4	61.5	16.0	
Верхи магнитозоны <i>N₁d</i> в разрезе Тепловка (обр. 3262-22 – 3262-26)	9	22.2	61.6	15.2	0.6±16.2
Магнитозона <i>N₁d</i> в разрезе Ключи	6	23.4	61.5	16.0	

* Углы, образуемые векторами, даны с ошибками (±), определяемыми статистической оценкой, согласно (Debiche, Watson, 1995). Если угол больше ошибки, то вектора различаются значимо, если наоборот, то вектора статистически совпадают (Debiche, Watson, 1995).

** За α₉₅ для современного поля принята максимальная амплитуда вековой вариации (Бахмутов, 2006).

(от хорошей до неудовлетворительной) закономерно убывают вверх по разрезу.

В интервале обр. 3226-8–3226-16 не обнаружено ни наннопланктона, ни карбонатного шлама. Встречаются крайне редкие очень мелкие обломки кальцита.

В слабоизвестковых образцах 3226-17, 3226-19 и 3226-22 (с содержанием Са 1–3.5%) перетолженного наннопланктона и карбонатного шлама мало. Сохранность кокколитов средняя и плохая, но среди них встречаются редкие палеогеновые виды. В обр. 3226-17 встречены *Prinsius dimorphosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus*, *Markalius inversus* (мел-палеоген), *Zeugrhabdotus sigmoides* (мел-палеоген); в обр. 3226-19 – *Prinsius dimorphosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, а в обр. 3226-22 – единичные *Cruciplacolithus tenuis* (табл. I, фиг. 10–17).

Выше обр. 3236 ни микропалеонтологических остатков, ни карбонатного шлама не встречено.

Важно, что сохранность палеогеновых видов наннопланктона сходна с сохранностью меловых видов. Это обстоятельство указывает

на переотложенный характер палеогеновых кокколитов и очень хорошо согласуется с результатами магнитостратиграфической корреляции, свидетельствующими о разной полноте разрезов ключевской пачки в обн. 3220 и 3226, вероятно, вследствие локальных тектонических активизаций, приводивших к появлению участков суши и незначительному размыву уже сформировавшихся палеоценовых осадков.

Присутствие в комплексе видов *Prinsius dimorphosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus*, *Markalius inversus* (мел-палеоген), *Zeugrhabdotus sigmoides* (мел-палеоген) свидетельствует о том, что отложения в интервале обр. 17–22 сформировались не ранее уровня наннопланктонной зоны NP3, так как вид *Cruciplacolithus asymmetricus* характерен преимущественно для указанной зоны. Это вывод полностью соответствует заключению о датировке ключевской пачки верхами зоны NP2 и низами зоны NP3, базирующейся на сопоставлении палеомагнитной характеристики ключевской пачки со шкалой геологического времени (Speijer et al., 2020).

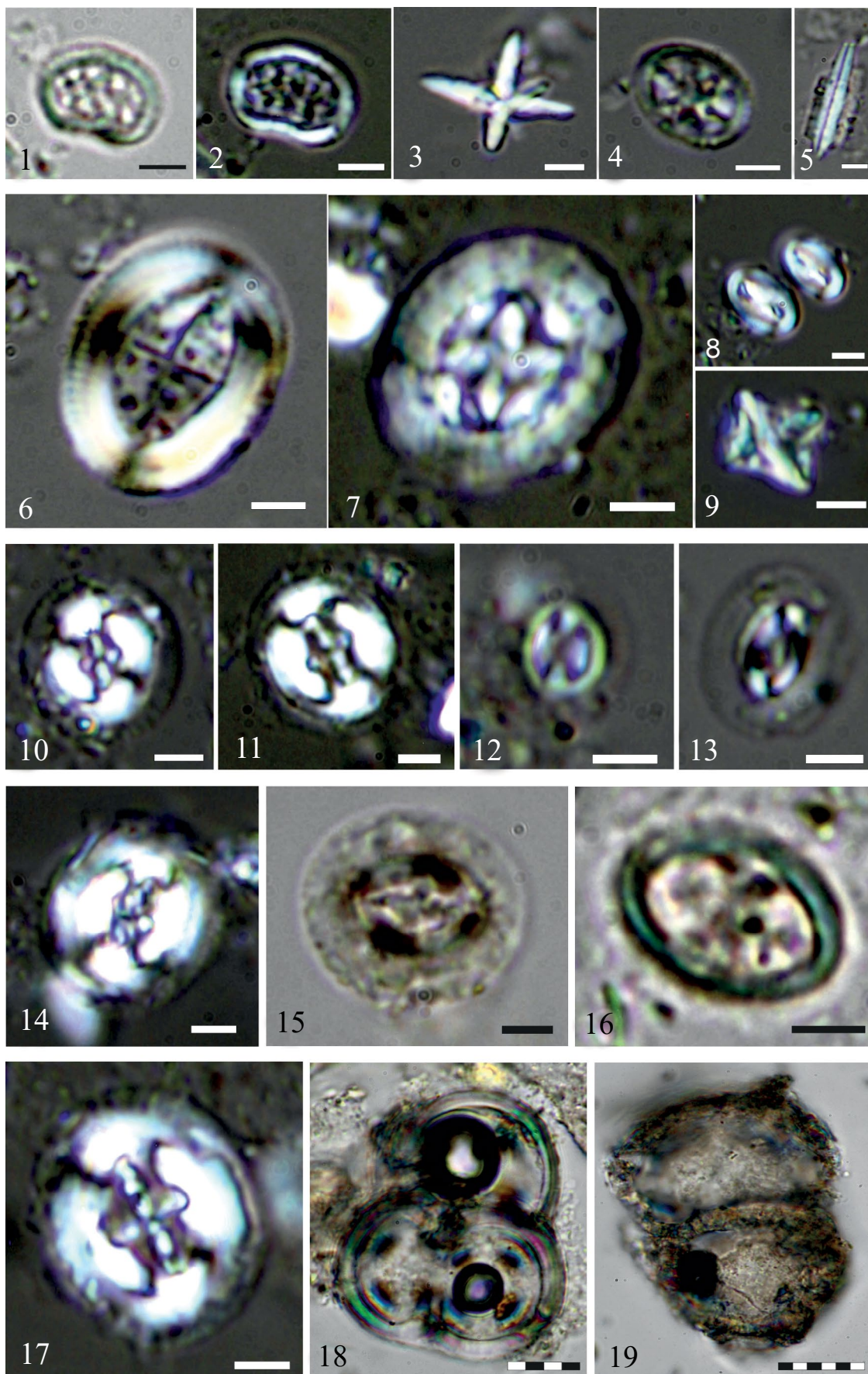


Таблица 1. Наннопланктон (фиг. 1–17) и фораминиферы (фиг. 18, 19) из разреза Ключи (обн. 3226). Фиг. 1–7 происходят из обр. 3226-1; фиг. 8, 9, 18, 19 – из обр. 3226-4; фиг. 10–16 – из обр. 3226-17; фиг. 17 – из обр. 3226-19. Длина масштабной линейки для фиг. 1–17 равна 5 мкм, цена деления масштабной линейки для фиг. 18, 19 равна 5 мкм. Все фотографии сделаны в скрещенных николях, кроме фиг. 1, 15, 16, 18, 19, сделанных в проходящем свете.

1, 2 – *Nephrolithus frequens* Górká, 1957; 3 – *Uniplanarius sissinghii* (Perch-Nielsen, 1986) Farhan, 1987; 4 – *Ahmuellerella octoradiata* (Górká, 1957) Reinhardt, 1966; 5 – *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini, 1964; 6 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959; 7 – *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968; 8 – *Neocrepidolithus cohenii* (Perch-Nielsen, 1968) Perch-Nielsen, 1984; 9 – *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963; 10 – *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967; 11 – *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967; 12 – *Prinsius dimorphosus* (Perch-Nielsen, 1969) Perch-Nielsen, 1977; 13 – *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930; 14 – *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck et Prins, 1987; 15 – *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck et Prins, 1987; 16 – *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette et Sullivan, 1961) Bown et Young, 1997; 17 – *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967; 18, 19 – фораминиферы.

ВЫВОДЫ

Впервые получена магнитостратиграфическая (палео- и петромагнитная) характеристика низов палеоцена на севере Саратовского Правобережья. Путем сопоставления со шкалой геомагнитной полярности установлено, что магнитозоны прямой и обратной полярности, выявленные в пределах ключевской пачки и низов нижнесызранской подсвиты, являются аналогами магнитных хронов C29n, C28r, C28n и соответствуют пограничному интервалу зон NP2 и NP3 по наннопланктону.

Средняя скорость формирования палеоценовых отложений (определенная как отношение мощности магнитозоны обратной полярности к длительности хрона C28r, аналогом которого она является) составляет ~ 2.8 см/тыс. лет. Время формирования изученных в разрезе Ключи палеоценовых отложений не превышает 900 тыс. лет.

По итогам детальной магнитостратиграфической корреляции разрезов и результатам анализа переотложенных комплексов наннопланктона обосновано существование дифференцированных тектонических подвижек в районе исследований в первой половине датского века.

Петромагнитный рубеж в разрезе Ключи, определяемый по контрастным изменениям ряда петромагнитных характеристик, в частности по спаду магнитной восприимчивости и увеличению значений параметра K/J_{rs} , представляет собой корреляционный репер событийной природы. Он соответствует прекращению поступления в палеобассейн продуктов размыва маастрихтских отложений и раннепалеоценовых осадков. В практическом отношении важно, что магнитную восприимчивость можно измерять в полевых условиях, непосредственно на обнажениях или в процессе бурения скважин, или в кернохранилищах.

Материалы по анизотропии магнитной восприимчивости изученных разрезов позволяют предположить, что поверхность дна раннедатского бассейна имела пологий уклон к юго-западу.

Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Фомину, Р.С. Дакирову и А.А. Корчагину (СГУ) за помощь в полевых исследованиях, Д.М. Кузиной и Д.К. Нургалиеву (КФУ) за содействие в работе на коэрцитометре, А.Ю. Казанскому (МГУ) за помощь в обработке и интерпретации данных коэрцитометрии. Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за тщательную и заинтересованную работу с рукописью.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-27-00159.
<https://rscf.ru/project/23-27-00159/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Конаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 2002. 163 с.
- Бахмутов В.Г. Палеоценовые геомагнитные вариации. Киев: Наукова думка, 2006. 295 с.
- Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. I. Геологическое описание. Ред. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1967. 872 с.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Конаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Гужикова А.А. Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 24–61.
- Гужикова А.А., Беньямовский В.Н. Магнитостратиграфия кампана–маастрихта по разрезам Поволжья

- (вблизи г. Вольск) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 346–356.
- Гужикова А.А., Цельмович В.А., Аткин В.С. Петромагнитные индикаторы уровней, обогащенных космическим веществом, в маастрихте Поволжья и Прикаспия // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2016. Т. 16. Вып. 1. С. 18–24.
- Дигас Л.А. Новые сведения о датских отложениях на территории Среднего Поволжья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1976. Вып. 10. Кайнозой. С. 48–57.
- Курлаев В.И., Бондаренко Н.А., Ахлестина Е.Ф. О датских отложениях саратовского правобережья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратовский ун-т, 1981. Вып. 22. С. 94–102.
- Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. 180 с.
- Мусатов В.А., Ермохина Л.И. Стратотип слоев Белогродни // Недра Поволжья и Прикаспия. 1998. Вып. 15. С. 35–42.
- Мусатов В.А., Христенко Н.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 4. С. 48–57.
- Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 352 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 288).
- Овечкина М.Н., Алексеев А.С. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 2004. Вып. 6. С. 57–73.
- Пятаев А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Чембарско-Петровской зоны дислокаций Рязано-Саратовского мегапрогиба // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2019. Т. 19. Вып. 2. С. 127–137.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. Отв. ред. Жамойда А.И. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Суринский А.М., Гужиков А.Ю., Шелепов Д.А., Габдуллин Р.Р. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных по стратотипу свиты Белогродни (датский ярус Саратовского Правобережья) // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 42–48.
- Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка. Отв. ред. Ахметьев М.А. М.: ВНИГНИ, 2015. 96 с. + 8 листов.
- Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. Саратов: ОАО “Саратовнефтегеофизика”, 2008. 40 с.
- Шелепов Д.А., Гужиков А.Ю. Результаты рекогносцировочных магнитостратиграфических исследований палеоцена в южной части Саратовского Правобережья // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2022. Т. 22. Вып. 2. С. 117–131.
- Шелепов Д.А., Гужиков А.Ю. Результаты магнитостратиграфических исследований сызранской свиты (палеоцен) разреза Песчаный Умет (г. Саратов) // Учен. зап. Казанского ун-та. Сер. Естеств. науки. 2023. Т. 165. Кн. 4. С. 524–536.
- Шелепов Д.А., Гужиков А.Ю., Рябов И.П., Первушов Е.М. Магнитостратиграфия пограничного интервала мела–палеогена юга Саратовского Правобережья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания, 19–24 сентября 2022 г., г. Томск. Гл. ред. Барабошкин Е.Ю. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2022. С. 285–288.
- Шелепов Д.А., Гужиков А.Ю., Корчагин А.А. Магнитостратиграфическая характеристика ключевской пачки (датский ярус, север Саратовского Правобережья) // Вопросы палеонтологии и региональной стратиграфии фанерозоя европейской части России. Всероссийская научно-практическая конференция (г. Ульяновск, 22–25 сентября 2023 г.). Сборник научных трудов. Ред. Мороз В.П., Рогов М.А., Зверев Н.Г. Ундоры: Ундоровский палеонтологический музей им. С.Е. Бирюкова, 2023. С. 163–165.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferviev A.G. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. de L'Institut Royal des Sciences Natur. de Belgique (Sciences de la Terre), 69-SUPP, 1999. P. 15–45.
- Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № 11. P. 1–31.
- Chadima M., Hroudka F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260–267.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with

- applications to paleomagnetism // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B12. P. 24405–24430.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B3. 2056.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetism. San Diego: Academic Press, 2003. 311 p.
- Guzhikov A.Y., Guzhikova A.A., Manikin A.G., Grishchenko V.A.* Magnetostratigraphy of the Maastrichtian from Volga Right Bank Area Near Saratov (Lower Volga Region) // *Problems of Geocosmos—2018*. Eds. Yanovskaya T., Kostrov A., Bobrov N., Divin A., Saraev A., Zolotova N. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham, 2020. P. 83–105.
- Merrill R.T., McFadden P.L.* Paleomagnetism // *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, 2007. P. 776–780.
- Molostovsky E.A., Fomin V.A., Pechersky D.M.* Sedimentogenesis in Maastrichtian–Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // *Russian J. Earth Sci.* 2006. V. 8. P. 1–13.
- Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J., Hooker J.J., Ogg J.G.* The Paleogene Period // *Geologic Time Scale 2020*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1087–1140.
- Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman and Hall, 1993. 217 p.
- Zijderveld J.D.A.* A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism*. Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.
- Рецензенты А.Ю. Казанский, А.М. Фетисова, В.А. Захаров*

Magnetostratigraphy of the Danian Stage of the Volga Right Bank Region Near Saratov. Article 1. Klyuchevskaya Member—Lower Syzran Subformation

D. A. Shelepov^a, A. Yu. Guzhikov^{a, #}, and V. A. Musatov^{b, c}

^a *Saratov State University, Saratov, Russia*

^b *Lower Volga Research Institute of Geology and Geophysics, Saratov, Russia*

^c *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: aguzhikov@yandex.ru*

For the first time, magnetostratigraphic data have been obtained for the Klyuchevskaya member and the lowermost of the Lower Syzran subformation, which make up the lowermost Paleocene (Danian stage) in the north of the Volga Right Bank region near Saratov. In the stratotype section of the Klyuchevskaya member near the village of Klyuchi and in the section near the village of Tyoplovka, magnetozones were identified as the analogues of chronos C29n, C28r and C28n, due to which the Klyuchevskaya member can be compared with zones NP2–NP3 for calcareous nannoplankton, estimates of the sedimentation rate and time of sediment formation were obtained. Based on the results of a detailed magnetostratigraphic correlation of sections, with the use of geochemical data, the presence of differentiated tectonic movements at the beginning of the Paleocene in the study area was substantiated, and based on the anisotropy of magnetic susceptibility, an assumption was made about a gentle slope of the bottom of the Early Danian basin to the southwest.

Keywords: magnetostratigraphy, Paleocene, Danian stage, geomagnetic polarity, anisotropy of magnetic susceptibility, Saratov Volga region