

УДК 550.384+551.77+551.763.3(470.4)

**МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ДАТСКОГО ЯРУСА САРАТОВСКОГО
ПРАВОБЕРЕЖЬЯ. СТАТЬЯ 2. СВИТА БЕЛОГРОДНИ–НИЖНЕСЫЗРАНСКАЯ
ПОДСВИТА**

Д. А. Шелепов¹, А. Ю. Гужиков^{1,*}, В. А. Мусатов^{2,3}, И. С. Ухов⁴

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, Российская академия наук, Москва

⁴АО “Институт геологии и разработки горючих ископаемых”, Москва

**e-mail: aguzhikov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 01.12.2024 г.

После доработки 16.02.2025 г.

Принята к публикации 01.03.2025 г.

Приведено детальное описание стратотипа свиты Белогродни, которая, так же как ключевская пачка, залегает на размытой поверхности верхнего мела и перекрывается нижнесызранской подсвитой. Точные возрастные соотношения между ключевской пачкой и свитой Белогродни до настоящего времени не были установлены. В статье представлены впервые полученные по 9 разрезам свиты Белогродни и низов нижнесызранской подсвиты магнитостратиграфические данные и новые результаты определений наннопланктона. Выделены две разнополярные магнитозоны и обосновано примерное положение уровня, соответствующего геомагнитной инверсии C28n–C27r. На основе магнитостратиграфических и микропалеонтологических данных установлено, что свита Белогродни не может быть моложе зоны NP3 по наннопланктону. По результатам детальной корреляции разрезов с использованием литологических, магнитостратиграфических, геохимических данных, материалов минералогического анализа шлифов и сведений по анизотропии магнитной восприимчивости уточнено строение свиты Белогродни, установлена диахронность ее границ, предложен петромагнитный критерий для определения верхней границы.

Ключевые слова: палеоцен, геомагнитная полярность, анизотропия магнитной восприимчивости, глауконит, наннопланктон, Саратовское Поволжье

ВВЕДЕНИЕ

Впервые отложения, слагающие свиту Белогродни, были описаны А.П. Павловым (1896) как “*Glauconie de Grodnia* – глаукониты Гродни” и отнесены к датскому ярусу с оговоркой об их самостоятельности и резком отличии от подстилающих верхнемеловых мелоподобных известняков. Впоследствии эта глауконитовая толща рассматривалась различными авторами как базальный горизонт сызранских (нижнепалеоценовых) опок или как слои Белогродни, слагающие низы палеоцена (Архангельский, 1955; Кузнецова, 1971; Курлаев, Ахлестина, 1988). В 1998 г. В.А. Мусатов и Л.И. Ермохина предложили выделять слои Белогродни в ранге свиты. Подробно эволюция взглядов на возраст и стратиграфическую самостоятельность слоев Белогродни рассмотрена в работах В.А. Мусатова и др. (Мусатов, Ермохина, 1998; Мусатов и др., 2004).

В “Унифицированной стратиграфической схеме палеогена Поволжско-Прикаспийского субрегиона” (2015) свита Белогродни на основании микропалеонтологических данных предположительно сопоставляется с верхней частью датского яруса (не древнее зоны NP4 по наннопланктону). Однако позже О.Н. Васильевой (2017) в стратотипе свиты Белогродни по результатам палинологического изучения был обоснован возраст отложений в диапазоне от зоны *Xenicodinium lubricum* до зоны *Cerodinium striatum*, соответствующих в шкале датского яруса стандартным зонам D1–D3 по диноцистам и NP2–NP4 по известковистому наннопланктону (Speijer et al., 2020).

Таким образом, неопределенности с датировкой свиты Белогродни и установлением ее возрастных соотношений с другими стратиграфическими подразделениями, слагающими низы палеоцена на севере Саратовского Правобережья (с ключевской пачкой и нижнесызранской подсвитой), сохраняются. Решению этих проблем могли бы способствовать магнитостратиграфические данные. Палеомагнитная характеристика низов палеоцена в стратотипическом районе ключевской пачки приведена в статье 1 (Шелепов и др., 2025). В настоящей работе представлены результаты магнитостратиграфических исследований низов палеоцена в 9 разрезах, расположенных в стратотипической местности распространения свиты Белогродни. Палеомагнитные данные, материалы анизотропии магнитной восприимчивости,

термокаппаметрические характеристики и параметры магнитного насыщения получены впервые. До настоящего времени сведения о магнетизме отложений этого возраста ограничивались рекогносцировочной информацией о магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (Gabdullin et al., 1999; Molostovsky et al., 2006). Приведено детальное геологическое описание разреза, выбранного в качестве опорного, с привлечением результатов минералогического анализа шлифов. Опробование проводилось по системе “образец в образец”: из ориентированных палеомагнитных штуфов изготавливались образцы не только для палеомагнитных и петромагнитных измерений, но также для определений известкового наннопланктона и химических анализов. В общей сложности взяты ориентированные штуфы с 233 уровней; кроме того, в ряде разрезов дополнительно отобраны неориентированные образцы для петромагнитных исследований еще со 111 уровней. Информация о химическом составе получена по всем палеомагнитным образцам и петромагнитным пробам (в общей сложности по 344 образцам). Комплексы наннопланктона проанализированы в 98 пробах. Шлифы изготовлены из образцов с 12 уровней, но кроме них изучены 24 шлифа из коллекции Е.Ф. Ахлестиной, хранящейся в Лаборатории петрофизики Саратовского национального исследовательского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского (СГУ).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Местоположение стратотипа свиты Белогродни определено как “правобережье р. Волги в районе с. Белогродня (ниже г. Вольск) в береговых обрывах” (Мусатов, Ермохина, 1998) без указания точных географических координат. Свита представлена силицитами глауконитсодержащими, песчанистыми, слабоглинистыми, слабоизвестковистыми, залегающими на мелоподобных мергелях радищевской свиты (маастрихт) и перекрывающимися опоками с глауконитом нижнесызранской подсвиты (датский ярус). Нижняя граница свиты выглядит очень контрастно, верхняя, напротив, крайне невыразительна и проводится “условно, по исчезновению или резкому уменьшению содержания известкового материала и глауконита” (Унифицированная..., 2015).

Бывшее село Белогродня расположено примерно посередине между райцентрами с. Воскресенское и г. Вольск Саратовской области. Палеомагнитное опробование 9 разрезов свиты Белогродни и низов нижнесызранской подсвиты проведено в крутых высоких (до 90 м) береговых обрывах Волги (Змеевы горы) в полосе протяженностью

~12 км (рис. 1). Залегание слоев повсеместно субгоризонтальное. Координаты изученных разрезов и сведения о количестве взятых в них образцов приведены в табл. 1.

Рис. 1. Обзорные и геологические схемы района исследований.

Таблица 1. Координаты изученных разрезов и сведения о количестве взятых в них образцов на различные виды анализов

Более 10 км береговой полосы – от базы отдыха Lab Hutor¹ (в ~5 км ниже по течению от с. Белогродня) до южной окраины с. Рыбное Вольского района (в ~5 км выше по течению от с. Белогродня) – пройдено нами непрерывно в пеших маршрутах. Сделанные наблюдения позволяют уточнить имеющуюся информацию о быстром выклинивании свиты Белогродни – на расстоянии 500–600 м вверх и вниз по течению р. Волга от стратотипа (Унифицированная..., 2015; Васильева, 2017). На самом деле, породы в основании палеоцена, насыщенные крупнозернистым глауконитом (не менее 15–20% от объема породы), прослеживаются на расстоянии до 1.5 км как вверх, так и вниз по течению от с. Белогродня, а породы, в которых крупнозернистый глауконит встречается в меньших, но тем не менее заметных количествах (до 5–10%), распространены ниже по течению не менее чем на 5.5 км от села.

Нами в качестве наиболее полного и представительного разреза свиты Белогродни выбрано обн. 3223, расположенное в ~300 метрах ниже по течению от бывшего с. Белогродня. Детальное описание этого разреза было опубликовано ранее (Суринский и др., 2023), в настоящей статье оно незначительно скорректировано и дополнено результатами микроскопического изучения шлифов (табл. I), а также данными о концентрациях Ca и Si (рис. 2).

Таблица I. Фотографии пород в шлифах.

Рис. 2. Палеомагнитные, петромагнитные и геохимические характеристики изученных разрезов.

В разрезе 3223 снизу вверх обнажаются (рис. 2):

¹ База отдыха Lab Hutor, расположенная в ~12–13 км выше по течению от с. Воскресенское, закрылась в мае 2024 г.

Верхнемаастрихтский подъярус

Радищевская свита (K₂rd)

Пачка I (обр. 3223/1). Мелоподобный мергель белый, плотный, биотурбированный, ходы лимонитизированы, встречаются редкие гнезда лимонита до 1–1.5 см.

Концентрации Ca и Si в слое составляют примерно 60% и менее 2.5% соответственно.

Микроскопическое изучение в шлифах показало, что породы нацело сложены равномернoзернистым пелитоморфным органогенным кальцитом с размером зерен ~0.01 мм. При большом увеличении видно, что зернышки представляют собой фрагменты и индивиды кокколитофорид, сцементированные небольшим количеством вторичного кальцита. Нередко наблюдаются беспорядочно распределенные органические остатки фораминифер, выполненные тонковолокнистым кальцитом. Отмечаются мелкие рассеянные включения лимонита, образовавшегося, по-видимому, по пириту. Наблюдаются редкие зерна кварца, глауконита алевритовой размерности (табл. I, фиг. 1, 2).

Видимая мощность 0.5 м.

Датский ярус

Свита Белогродни (P₁bg)

Пачка II (обр. 3223/2–3223/24). Чередование силицитов песчано-алевритистых с крупнозернистым глауконитом, опок кварцево-глауконитовых и глин кремнистых. В пачке преобладают зеленовато-серые и темно-серые оттенки. Четкие границы между песчанистыми силицитами (песчаниками), опоками и глинами отсутствуют. На свежем сколе породы очень схожи, но различаются по крепости, поэтому их чередование проявляется только в выветрелом состоянии на поверхности склона: песчаники с разной степени отчетливости выступают в микрорельефе карнизами между менее крепкими глинами. Толщина ритмов глина–песчаник (менее и более крепкие литологические разности соответственно) варьирует от 0.5 до 1.2 м (в среднем ~0.75 м). Количество глауконита закономерно возрастает снизу вверх по разрезу, приближаясь в верхней половине пачки почти к половине объема породы. В песчаниках встречаются фосфориты, количество и размер которых также возрастают вверх по разрезу: в нижней части пачки они очень редки и имеют размеры до нескольких миллиметров, в верхней части встречаются чаще, а их размеры достигают сантиметра.

Подшва пачки представлена слабосцементированным песчаником мощностью

~0.2 м. Граница с нижележащими отложениями ровная и очень четкая.

Кровля пачки II маркируется ярко-коричневым (до рыжего) мелкозернистым песчаником сидеритизированным, мощностью 20–35 см, внутри которого много сидеритовых конкреций вытянутой формы, длиной до 30–40 см, толщиной до 15–20 см, очень плотных, тяжелых. Эти конкреции встречаются на бичевнике, с большим трудом разбиваются молотком. С поверхности конкреции покрыты коркой лимонита толщиной до 5–6 мм и имеют наиболее насыщенный ярко-коричневый (до рыжего) цвет, внутри они темно-серые. Остальная часть сидеритизированного песчаника (без конкреций) имеет блеклую коричнево-рыжеватую окраску, не очень равномерную (от светло- до темно-коричневой). Сидеритизированный песчаник, маркирующий верхнюю границу пачки, прекрасно заметен в разрезе по цвету и выразительному карнизу в рельефе склона (образуемому, в первую очередь, благодаря конкрециям), при этом кровля песчаника более ровная, по сравнению с подошвой. К сожалению, этот литологический репер латерально неустойчив и является особенностью локального участка вблизи разреза 3223.

Концентрации Са изменяются от 0.7–2.5% (среднее значение 1.7%) в низах пачки (обр. 3223/2–3223/9) до 2.6–6.2% (среднее 4.3%) в ее вышележащей части (обр. 3223/10–3223/24). Содержание Si варьирует от 25 до 35%.

Исследования в шлифах показали, что опоки в нижней части пачки сложены на 50–60% зеленовато-серым кремнеземом полигенного состава: органомленным, состоящим из фрагментов губок, спикул, диатомей и гнезд, выполненных халцедоном, а также из гидрогель-опал-кристобалита с примесью зеленого окристаллизованного глинистого вещества тонкочешуйчатого строения, плеохроирующего в серовато-желтых тонах, вероятно, монтмориллонит-гидролюдистого состава. В кремнистом веществе неравномерно распределен алевро-псаммитовый материал, представленный кварцем и глауконитом. Кварц (10–15%) обломочный, алевритовой размерности, бесцветный, с нечеткими корродированными границами. Глауконит (20–25%) представлен крупными зелеными зернами псаммитовой размерности (до 0.3 мм), микроагрегатного строения с многочисленными трещинками синерезиса. Местами встречаются скопления обломков карбонатных раковин и участки, пигментированные гидроокислами железа, образующие частые расплывчатые скопления в виде пятен, сгустков, прожилок, линз, в результате чего зерна глауконита приобретают желтоватый оттенок. Отмечаются немногочисленные пустоты, заполненные гипсом, возможно являющимся продуктом выветривания пирита. Выветривание могло происходить как в современную эпоху, так

и в палеоцене во время перемывов при локальных регрессиях палеобассейна. Существование дифференцированных тектонических подвижек в исследуемом районе, приводивших к осушению территории в начале датского века, обосновано результатами детальной магнитостратиграфической корреляции разрезов ключевской пачки и анализа микропалеонтологических комплексов, в которых совместно встречаются переотложенные меловые и палеогеновые виды наннопланктона сходной сохранности (Шелепов и др., 2025). Многократные перемывы, скорее всего, являются также причиной минимальной карбонатности в низах свиты Белогродни, поскольку в результате их деятельности происходило растворение карбонатного материала, поступившего в первоначальный осадок за счет размыва верхнемеловых отложений (табл. I, фиг. 3–6). Масштабное переотложение карбонатных меловых пород в раннедатском палеобассейне устанавливается по богатым комплексам поздне меловых фораминифер и наннопланктона в низах палеоцена Саратовского Поволжья (Мусатов, Христенко, 2004; Шелепов и др., 2025).

Силициты в верхней части пачки в целом аналогичны нижележащим породам, но отличаются от них повышенными содержаниями глауконита до 35–40% и обломочного карбонатного детрита (табл. I, фиг. 7, 8). Сидеритизированный песчаник в кровле пачки тоже характеризуется высоким содержанием глауконита (более 35%), в нем также отмечаются алевритовый обломочный материал, представленный кварцем, и многочисленные обломки карбонатных раковин (табл. II, фиг. 1, 2).

Мощность 12.5 м.

Таблица II. Фотографии пород в шлифах.

Свита Белогродни (P_{1bg})(?)–нижнесызранская подсвита (P_{1sz1})(?)

Пачка III (обр. 3223/25–3223/37). Чередование опок кварцево-глауконитовых от темно-серых до черных и глин кремнистых, алеврито-песчанистых с глауконитом, в целом аналогичное пачке II, но с меньшими содержаниями псаммитового материала и меньшими концентрациями глауконита (не более 20–25%). Толщина ритмов глина–песчаник больше, чем в пачке 2, и варьирует от 1.1 до 1.5 м (в среднем ~1.3 м).

Верхняя граница пачки определяется по кровле кварцево-глауконитового силицита серого до темно-серого (с поверхности светло-серого), плотного, звонкого при ударе молотком, мощностью 0.15–0.2 м. Силицит очень крепкий, благодаря чему образует один из наиболее выразительных карнизов в рельефе склона. Глауконита в нем

менее 10%. Верхняя поверхность силицита менее ровная, чем нижняя.

Нижняя граница пачки III достаточно контрастно выражена уменьшением содержаний Са в 2–3 раза (от 4–6 до 2–3%), заметных изменений в концентрациях Si на этом рубеже не происходит. В верхах пачки (в ~0.5 ниже ее кровли) фиксируется незначительное снижение Са (с 3 до 2%) и возрастание Si (с 32 до 35%).

В шлифах обнаруживается повышенное содержание псаммитовой фракции в тесном сростании с глауконитом. Его содержание составляет до 25% в нижней части пачки. Алевро-псаммитовый материал распределен не равномерно, а сконцентрирован в прослоях и линзах. Присутствует пелитоморфный карбонатный материал, распределенный по основной массе породы; крупные обломки карбонатных раковин отсутствуют (табл. II, фиг. 3, 4).

Мощность 6.4 м.

Учитывая отсутствие в унифицированной стратиграфической схеме (Унифицированная..., 2015) четкого критерия для определения верхней границы свиты Белогродни, породы с относительно небольшими концентрациями глауконита, слагающие пачку III, нельзя однозначно отнести ни к свите Белогродни, ни к вышележащей сызранской свите, поэтому мы выделяем ее как переходную пачку (**P₁bg–sz₁**).

Нижнесызранская подсвита (P₁sz₁ z₁**).**

Пачка IV (обр. 3223/38–3223/50). Опоки (силициты) алеврито-песчанистые, от светло-серых до темно-серых. В целом цвет пород светлее, чем в пачках 2 и 3, благодаря чему граница между переходной пачкой III и нижнесызранской подсвитой издали заметна в береговых обрывах. Опоки не одинаковы по крепости и поэтому в выветрелом состоянии на дневной поверхности склона образуют характерную “гребенку”, как и в нижележащей части разреза.

Подошва слоя маркируется слоем кремнистой глины мощностью 0.7 м, более мягкой, по сравнению с кремнистыми глинами из пачек 2 и 3.

По всей пачке фиксируются низкие концентрации Са (1.5–2.5%) и максимальные в разрезе содержания Si (до 39%).

Микроскопическое изучение пород показало, что они на 85–90% сложены зеленовато-серым карбонатно-глинисто-кремнистым веществом с примесью неравномерно распределенного алевритового материала (10–15%). Кремнезем составляет 40–50%, он субаморфный, пелитово-гелевой структуры, гидрогель-опал-кристобалитового состава, образующий с глинистым веществом единую массу.

Глинистое вещество (35–40%) хорошо окристаллизовано, тонкочешуйчатого строения, со значительной пелитовой составляющей. Чешуйки не ориентированы и плеохроируют в желтовато-серых тонах с неодновременным угасанием. Состав, вероятно, гидрослюдисто-монтмориллонитовый(?). Пелитовая составляющая значительна, материал представлен тонкоперетертыми зернами кварца, чешуйками серицита. Кальцит (10–15%) наблюдается в виде тонкой пелитовой примеси, распределенной относительно ровно по всей площади шлифа, а также фрагментов фораминифер, которые имеют тонковолокнистую структуру. В глинисто-кремнистом веществе неравномерно распределен псаммито-алевритовый материал, представленный обломочными зернами кварца и аутигенным глауконитом. Размер зерен от 0.03 до 0.11 мм. Распределение псаммито-алевритового материала неравномерное. Он образует скопления в виде линзочек и прослоев с преобладанием зерен кварца. Кварц (5–10%) бесцветный, прозрачный. Глауконит составляет 3–5%, зерна свежие, зеленые, неправильной формы, микроагрегатного строения (табл. II, фиг. 5, 6).

Видимая мощность 6 м.

Аналогичные пачки выделены нами в остальных 8 изученных обнажениях низов палеоцена, четыре из которых (3267, 32224, 3219 и 3218) расположены ниже по течению, а другие четыре (3263, 3265, 3264 и 3266) – выше по течению от разреза 3223. Для удобства анализа материалов единая нумерация пачек сохранена во всех обнажениях (рис. 2). Главными критериями для идентификации пачек были концентрации крупнозернистого глауконита и псаммитового материала, которые были максимальными в пачке II, снижались в пачке III и практически были нулевыми в пачке IV. При этом следует отметить повсеместное отсутствие резких границ между пачками II, III и пачками III, IV во всех разрезах, поэтому в каждом обнажении примерное положение границ предварительно намечалось при дистанционном наблюдении по цветовому признаку. Зеленовато-темно-серый цвет типичен для силицитов с максимальными концентрациями крупнозернистого глауконита пачки II (свита Белогродни). Менее темная окраска характерна для силицитов пачки III с меньшим содержанием глауконита. Наиболее светло-серые оттенки пород свойственны пачке IV (нижнесызранская подсвита).

В разрезах 3218 и 3263 кварцево-глауконитовые песчаники, характерные для пачки II, расщеплены прослоями (мощностью 1–2 м) опок, похожими на опоки пачки III (и даже на опоки пачки IV) с малым содержанием крупнозернистого глауконита. В этих случаях верхняя граница пачки II определялась по кровле верхнего слоя кварц-

глауконитового песчаника (рис. 2).

В разрезах 3267 и 3224 опоки, слагающие низы нижнесызранской подсвиты, аналогичны породам пачки IV, но отличаются от них повышенной карбонатностью, поэтому они выделены в подпачку IVa (рис. 2).

Три сближенных прослоя тонких (толщиной первые сантиметры) черных пластичных глин, похожих на глины, которые были отмечены ранее в кровле свиты Белогродни (Мусатов, Ермохина, 1998), встречены нами в единственном разрезе – 3263, где они приурочены к кровле пачки III, фиксируемой по исчезновению в силицитах крупнозернистого глауконита (граница пачек III–IV) на уровне обр. 3263/27 (рис. 2). Очевидно, что эти глины латерально неустойчивы и не представляют ценности ни как корреляционный репер, ни как маркер верхней границы пачки III.

МЕТОДИКА РАБОТ

При изучении низов палеоцена в стратотипических районах распространения ключевской пачки (Шелепов и др., 2025) и свиты Белогродни использовались аналогичные комплексы методов, за исключением минералогического анализа шлифов, результаты которого содержатся только в настоящей работе.

Микроскопическое изучение шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Karl Zeiss Axioplan 40, для фотодокументации использовалась камера AxioCam R5.

Информация о методиках проведения других видов исследований (палеомагнетизма, петромагнетизма, химического состава и известкового наннопланктона) приведена в статье 1 (Шелепов и др., 2025) и в настоящей работе не повторяется.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Химический анализ

По результатам химического анализа граница мела–палеогена в изученных разрезах контрастно выражена уменьшением концентраций кальция и возрастанием концентраций кремния (рис. 2).

Содержания Са в верхнемаастрихтских мелоподобных известняках (пачка I – радищевская свита) варьируют от 43 до 60%, а в палеоценовых отложениях (пачки II, III – свита Белогродни и пачка IV – нижнесызранская подсвита) – от 1 до 10%. В палеоцене повышенные концентрации Са (от ~5 до 10%) отмечены в части опок в обн. 3267, 3224

(подпачки IVa) и глауконититах в обн. 3219 (пачка III) (рис. 2). Содержания Са свыше 5% зафиксированы также в глауконититах из низов пачки II в обн. 3263 и на единичных уровнях в пределах пачки II в обн. 3223 (рис. 2).

Согласно унифицированной схеме (Унифицированная..., 2015), карбонатные опоки из низов нижнесызранской подсветы обособляются в ключевскую пачку. С этой точки зрения подпачка IVa в разрезах 2367 и 2324 должна быть отнесена к ключевской пачке, поскольку концентрации Са (5–10%) в подпачке IVa и стратотипе пачки (см. статью 1) сопоставимы.

Свита Белогродни, за исключением обн. 3219, характеризуется в целом невысокими содержаниями Са (3–5%). Однако к уменьшению концентраций карбонатного материала в глауконитах могли приводить многочисленные перемиывы во время осадконакопления (Мусатов, Христенко, 2004; Шелепов и др., 2025) (см. также раздел “Описание разреза”).

Содержания Si на границе мела–палеогена скачкообразно возрастают с 2–10% в меловых породах до 30–40% в палеоцене.

Магнитная минералогия и петромагнетизм

По материалам магнитного насыщения в палеоценовых образцах фиксируется магнитомягкая фаза, характерная для магнетита, проявляющаяся в приобретении 90–95% J_{rs}^2 в полях (B_s) 200–400 мТл (рис. 3а). Однако ни в одном из исследуемых образцов полного магнитного насыщения при 700 мТл не происходит, что свидетельствует о наличии в них и магнито жесткой фазы, представленной окислами или гидроокислами железа. Значения других гистерезисных параметров ($B_{cr} = 36–46$ мТл, $S = 0.8–0.9$) также типичны для пород, в которых присутствуют как магнитомягкие, так и магнито жесткие минералы, например тонкодисперсный магнетит и продукты его гипергенного окисления соответственно. Аномальные значения B_{cr} (до 64 мТл) и S (до 0.14), указывающие на доминирование жесткой фазы, редки и встречаются в некоторых разрезах только на единичных уровнях (рис. 2).

Рис. 3. Результаты методов магнитного насыщения и коэрцитометрии.

² За J_{rs} принималась остаточная намагниченность после воздействия полем 700 мТл (максимальная интенсивность поля, создаваемая лабораторным электромагнитом). См. раздел “Методика исследований” в (Шелепов и др., 2025).

По данным коэрцитометрии величина магнитной восприимчивости в исследуемых отложениях практически полностью определяется ее парамагнитной составляющей (K_P) (рис. 3б). Глауконит является сильным парамагнетиком (Petrovsky, 2007), и наблюдаемая повсеместно прямая корреляция между концентрациями этого минерала и величинами магнитной восприимчивости (рис. 2, 3б) указывает на обусловленность вариаций K количеством глауконита.

Вклад ферромагнитной компоненты (K_F) в суммарную K не превышает 1% (рис. 3б) и, вероятно, определяется наличием тонкодисперсного магнетита. Это предположение отчасти подтверждается приуроченностью коэрцитометрических характеристик образцов с относительно высокой K_F (свыше ~ 0.1 условной единицы) (рис. 3б) на диаграмме Дея (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (рис. 3в). Наблюдаемые при этом несовпадения фигуративных точек образцов с теоретической кривой могут быть обусловлены магнитожесткими минералами – продуктами окисления тонкодисперсного магнетита, наличие которых предполагалось при анализе данных магнитного насыщения (хотя нельзя исключить и другие причины отличия фигуративных точек от теоретической кривой, например присутствие суперпарамагнитного магнетита).

Кривые, построенные по результатам термомагнитного анализа как глауконититов (обр. 3223/27) из пачки III, так и опок (обр. 3223/37) из пачки IV (рис. 4), обнаруживают перегибы вблизи температуры Кюри магнетита 578°C , что, в совокупности с материалами магнитного насыщения и коэрцитометрии, позволяет считать тонкодисперсный магнетит главным носителем остаточной намагниченности в изученных отложениях. Отсутствие признаков магнитожестких фаз на термокривых не противоречит предположению о частичном окислении магнетита, основанному на результатах магнитного насыщения и коэрцитометрии. Если концентрации продуктов окисления Fe_3O_4 малы, то регистрация термомагнитных эффектов от них может находиться ниже пороговой чувствительности термоанализатора.

Рис. 4. Результаты термомагнитного анализа.

Термомагнитограмма по обр. 3223/24 (песчаник на сидеритовом цементе из кровли пачки II) по форме не отличается от таковой для сидерита или пирита (Буров, Ясонов, 1979), но возрастание намагниченности начинается в районе 500°C (а не 300°C –

400°C, как для FeCO₃ и FeS₂), а новообразованному магнетиту свойственна повышенная температура Кюри (~600°C).

Массовые термокаппаметрические исследования, заключающиеся в определении прироста $dK = K_t - K$ (где K_t – магнитная восприимчивость, измеренная после прогрева пород при 500°C в течение часа), в целом не обнаружили прироста магнитной восприимчивости после нагрева; напротив, в большинстве образцов происходит только спад K (рис. 2). Это свидетельствует об отсутствии в отложениях значимых концентраций пирита, который переходит в сильномагнитный магнетит при температуре свыше 400°C (Буров, Ясонов, 1979).

Изученные отложения дифференцированы по магнитным свойствам (рис. 2, табл. 2). Верхний мел выделяется минимальными значениями параметров, обусловленных концентрациями ферромагнетиков (K , J_n , J_{rs}). Глауконитам пачки II (свита Белогродни) свойственны максимальные величины K (до $\sim 40 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при среднем значении $K_{ср.} \sim 25 \times 10^{-5}$ ед. СИ). В силицитах с меньшим содержанием глауконита, слагающих пачку III, средние значения магнитной восприимчивости значительно меньше ($K_{ср.} \sim 13 \times 10^{-5}$ ед. СИ). Опоки пачки нижнесызранской подсвиты слабомагнитны ($K_{ср.} \sim 6 \times 10^{-5}$ ед. СИ) (табл. 2).

Таблица 2. Статистические петромагнитные и геохимические характеристики изученных отложений.

В глауконитсодержащих образцах высокие значения магнитной восприимчивости связаны главным образом с парамагнитными свойствами глауконита (Petrovsky, 2007). Но, как показывает опыт, глауконит часто содержит тонкодисперсные частицы магнетита, являющиеся носителями остаточной намагниченности, что и определяет возможность получения палеомагнитной информации по глауконитам (Lurcock, Wilson, 2013; Гужиков и др., 2017). Величины J_n и J_{rs} в свите Белогродни сильно варьируют не только по вертикали, но и по латерали, указывая на разные концентрации тонкодисперсного магнетита, ассоциирующего с глауконитом. Например, в обн. 3223 и 3263 белогродненским отложениям свойственны низкие J_n и J_{rs} (как правило, менее 0.2×10^{-3} А/м и 40×10^{-3} А/м соответственно), при высоких значениях K (в основном $20\text{--}40 \times 10^{-5}$ ед. СИ и более), а в обн. 3219 J_n и J_{rs} превышают 0.6×10^{-3} А/м и 100×10^{-3} А/м соответственно, при относительно малых величинах K ($10\text{--}20 \times 10^{-5}$ ед. СИ). При этом фактор Q в глауконитах обн. 3219, обогащенных тонкодисперсным

магнетитом, возрастет во много раз, по сравнению с литологическими аналогами из обн. 3223 и 3263.

Возможно, тонкодисперсный магнетит в глауконититах свиты Белогродни, так же как и в силицитах ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты (Шелепов и др., 2025), имеет аллотигенный генезис и сорбируется глауконитовыми частицами. Но, наряду с этим, нельзя исключить аутигенного происхождения Fe_3O_4 в составе глауконитовых зерен.

Параметр K/Jrs не анализировался, потому что в данном случае его вариации по разрезам не отражают изменений среднего размера ферромагнитных зерен из-за влияния парамагнитных свойств глауконита.

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) исследовалась как до, так после прогрева пород при $500^{\circ}C$. По аналогии со статьей 1 (Шелепов и др., 2025) анализ и интерпретация данных проводились по результатам измерений АМВ после термического воздействия.

Опыт предыдущих исследований нижнесызранской подсвиты (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023) и ключевской пачки (Шелепов и др., 2025) обнаружил, что качество магнитных текстур пород улучшается после их прогрева при $500^{\circ}C$ в течение часа. Подобный эффект, отмеченный ранее и другими исследователями при изучении пород иного возраста (Гужикова и др., 2020, 2021), предположительно связывается нами с выгоранием парамагнитных железистых минералов, ассоциирующих с органическим материалом. В исследуемых отложениях, судя по результатам термомагнитных анализов, значительные магнито-минералогические изменения отсутствуют, за исключением образца 3223/24 из сидеритового пласта, встреченного только в обн. 3223 (рис. 4). Магнитные текстуры разрезов принципиально не различаются до и после нагрева (рис. 5), но, по аналогии со статьей 1 (Шелепов и др., 2025), анализ и интерпретация данных анизотропии магнитной восприимчивости проведены по данным измерений после термического воздействия.

Рис. 5. Примеры результатов измерений анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) до (на белом фоне) и после (на сером фоне) прогрева при $500^{\circ}C$ в течение часа.

Изученным палеоценовым отложениям свойственны преимущественно уплощенные формы магнитных частиц (рис. 5, ба) и магнитные текстуры, близкие к

первичным текстурам осадков, формировавшихся на горизонтальной поверхности в спокойной гидродинамической обстановке (рис. 5, 6б). Для этого типа магнитных текстур характерно вертикальное положение коротких осей магнитных эллипсоидов ($K3$) и равномерное распределение длинных ($K1$) и средних ($K2$) осей вдоль экватора стереопроекции (рис. 6в, 6г-4) (Tarling, Hrouda, 1993). Вероятно, основной вклад в анизотропию магнитной восприимчивости вносит глауконит, ответственный за большую часть величины K , существенно не меняющуюся после нагрева пород.

Рис. 6. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) после прогрева пород при 500°C в течение часа.

Наилучшие соответствия первичным текстурам наблюдаются в обн. 3263–3266 (рис. 6б-4–6б-7, 6в-4–6в-7). В остальных разрезах намечаются тенденции к преобладанию преимущественных направлений в ориентировках $K1$ и $K2$ (рис. 6б-1–6б-3, 6в-1–6в-3), но признать их надежно установленными не позволяют большие эллипсы доверия. Тем не менее смещения средних положений $K3$ на 10°–20° к северу, наблюдаемые в обн. 3218, 3219 и 3223, допускают наличие течений в южном направлении (рис. 6в-2, 6г-2) и суммарный эффект от течения и наклона поверхности осадконакопления (рис. 6в-3, 6г-3). Магнитная текстура разрезов 3267 и 3224, при условии достоверности преобладания в ориентировках осей $K1$ и $K2$ (рис. 6в-1), свидетельствует о формировании отложений на пологом склоне, обращенном к ЮЗ или СВ (рис. 6г-1) (Tarling, Hrouda, 1993).

Результаты анализа магнитных текстур изученных разрезов (Корчагин, 2024), в совокупности с имеющейся геологической информацией, полезны при выяснении условий формирования свиты Белогродни, несмотря на то что для проверки правомерности предполагаемых реконструкций палеотечений и/или уклонов морского дна на основе данных АМВ необходимо проведение дополнительных магнито-минералогических исследований.

Палеомагнетизм

Изучаемые отложения являются весьма неблагоприятным объектом для палеомагнитных исследований вследствие частичного или полного перемагничивания пород, показателем чего служит совпадение среднего направления характеристических компонент намагниченности (**ChRM**) по всем палеоценовым образцам, вектора

современного магнитного поля на данной широте ($D = 0^\circ$, $I = 68.7^\circ$) и точки пересечения больших кругов³ (рис. 7).

Рис. 7. Стереопроекция характеристических компонент намагниченности (**ChRM**) и результаты определения наиболее кучной компоненты \mathbf{J}_n методом пересечения больших кругов (GC) в географической системе координат.

Палеомагнитные векторы имеют очень большой разброс (рис. 7), и можно предположить, что значительные отклонения **ChRM** от направления перемагничивания современным полем обусловлены наличием древней компоненты намагниченности, соответствующей обратной полярности поля. **ChRM** при этом является стабилизированной векторной суммой двух компонент: древней, связанной с магнетитом, и современной, приобретенной продуктами окисления магнетитовых зерен. Древняя намагниченность может быть первичной или метахронной, но разница в возрасте этих компонент невелика. По существующим представлениям, значимые постседиментационные минералогические изменения (в частности, цеолитизация) в кремнистых толщах палеогена Поволжья происходили до окончания стадии диагенеза (Ахлестина, Иванов, 2000), длительность которой соответствует порядку 10^4 – 10^5 лет (Геологический..., 2010). Поэтому широкое распространение в исследуемых породах древних метахронных компонент с направлениями, существенно отличающимися от первичных, маловероятно.

В случае прямой полярности древнего геомагнитного поля суммарный вектор древней и современной \mathbf{J}_n практически не меняет направления при размагничивании, независимо от доли разрушения той или иной компоненты. Если же древняя и современная намагниченности примерно антипараллельны, то их суперпозиция сильно изменится даже при незначительном разрушении одной из компонент, следствием чего будут большие разбросы результирующих векторов (рис. 7), а также смещения направлений \mathbf{J}_n в ходе магнитных чисток вдоль больших кругов (рис. 7, 8). Исходя из такой модели формирования **ChRM**, правомерность использования которой при анализе палеомагнитных материалов по палеоцену Саратовского Поволжья была обоснована

³ Круги перемагничивания, представляющие собой большие круги (GC), вдоль которых смещаются проекции \mathbf{J}_n в ходе магнитных чисток, пересекаются в точке, соответствующей направлению более кучной компоненты, в роли которой при горизонтальном залегании пород выступает, как правило, компонента, связанная с современным полем.

ранее (Шелепов, Гужиков, 2022, 2023; Шелепов, 2024), в настоящей работе предпринята попытка магнитополярной интерпретации полученных данных.

Рис. 8. Типичные стереопроекции с изображениями изменений векторов \mathbf{J}_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдervельда (Zijderveld, 1967) в географической системе координат (на белом и сером фоне – результаты размагничивания переменным полем и температурой соответственно), графики размагничивания образцов.

В большинстве образцов по данным размагничивания либо температурой, либо переменным магнитным полем (нередко по результатам обоих видов магнитных чисток) удалось выделить **ChRM** с максимальными углами отклонения, не превышающими 15° . Размагничивание температурой вынужденно прекращалось после $300\text{--}400^\circ\text{C}$, не достигнув температуры Кюри предполагаемого носителя намагниченности – магнетита, вследствие снижения величин \mathbf{J}_n ниже пороговой чувствительности измерительного прибора.

Результаты разных видов размагничивания в образцах-дублях с одного уровня согласуются между собой (рис. 8, обр. 3218/12, 3223/40, 3264/26) или не противоречат друг другу в рамках гипотезы о двухкомпонентном составе намагниченности (первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной гидроокислами железа). Например, когда совпадающая с направлением перемагничивания современным полем компонента \mathbf{J}_n сохраняется после чистки переменным полем (рис. 8, обр. 3223/29А), но частично разрушается при терморазмагничивании (рис. 8, обр. 3223/29В). Это объясняется устойчивостью магнито жестких гидроокислов железа к воздействию полей, но низкой температурой Кюри ($120\text{--}200^\circ\text{C}$) некоторых из них, например, гетита и гидрогетита (Буров, Ясонов, 1979). В то же время сильно дегидратированные гидроокислы железа могут иметь высокие температуры Кюри, как у гематита, поэтому вторичная компонента далеко не всегда разрушается при термочистках полностью. Наблюдаемые большой разброс результирующих векторов (рис. 7) и многочисленные случаи смещений направлений \mathbf{J}_n вдоль больших кругов в ходе магнитных чисток (рис. 7, 8) также согласуются с моделью частичного перемагничивания образцов.

Большинство направлений характеристических компонент намагниченности в обоих разрезах соответствуют прямой полярности (N), то есть группируются в северных румбах стереопроекций с положительными наклонениями. Многие **ChRM** имеют

аномальные направления, например, с южными склонениями (D), но положительными наклонениями (I) или с северными D, но отрицательными I. Редкие направления, соответствующие обратной полярности, то есть располагающиеся в южных румбах с отрицательными наклонениями (рис. 8, обр. 3223/07Ab), тоже имеют аномальный характер из-за пологих наклонений (до -25°). При магнитостратиграфической интерпретации подобных данных первостепенное значение имеет характер распределения аномальных направлений. Если они не спорадически рассеяны по разрезу, а закономерно группируются в интервалах, прослеживаемых по латерали, то предположение о соответствии этих интервалов магнитозонам обратной полярности является обоснованным (Гужиков, 2013).

Вариации “аномальности” направлений по разрезам хорошо отражаются на графиках широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (рис. 2).

В качестве критического значения широты ВГП, ниже которого направление **ChRM** нужно считать аномальным, принято 45° , следуя определению палеомагнитного экскурса как отклонения полюса от своего среднего положения на 45° и более (Jacobs, 2007). В песчаниках свиты Белоградни (пачка II) это значение снижено до 30° , с учетом эффекта занижения палеомагнитного наклонения в грубозернистых разностях.

Образец считался условно соответствующим обратной полярности, если в нем наблюдался по крайней мере один из двух показателей “аномальности”:

- 1) широта ВГП менее 30° в пачке II и менее 45° в остальных пачках;
- 2) смещение проекций \mathbf{J}_n в процессе размагничивания по дугам больших кругов (GC).

В остальных случаях образец условно считался соответствующим прямой полярности.

Построение палеомагнитных колонок разрезов (рис. 2) проводилось по следующим правилам:

1) в полную толщину колонки знак геомагнитной полярности обозначался, если определения полярности по образцам с одного уровня совпадали;

2) в противном случае (если показатель(и) обратной полярности обнаруживался только в одном из образцов-дублей) знак обратной полярности показывался в половину толщины колонки, а в правой половине колонки ставился знак вопроса;

3) если интервал одного знака полярности выделен по образцам с одного или двух уровней, то в левой части палеомагнитной колонки также ставился знак вопроса, потому что для обоснования магнитозоны требуется наличие образцов не менее чем с трех

последовательных уровней (Храмов, Шолпо, 1967).

Результаты магнитополярной интерпретации данных по каждому изученному разрезу с точки зрения принятых выше критериев представлены на рис. 2. Обнажения 3267, 3224, 3219, 3218 полностью и низы разрезов 3223 (обр. 2–22), 3263 (обр. 4–35), 3265 (обр. 4–16), 3264 (обр. 4–7), 3266 (обр. 4–5) соответствуют магнитозоне прямой полярности *N_{1d}*. В разрезе 3267 эта магнитозона осложнена единичным интервалом, которому соответствует широта ВГП ниже критического порога, а в низах разреза 3223 присутствуют два сближенных уровня, которым соответствует обратная полярность (рис. 2).

В вышележащих частях разрезов 3223, 3263, 3265, 3264 и 3266 широта ВГП попеременно принимает значения то выше, то ниже критериальных значений (30° в свите Белогродни и 45° в нижнесызранской подсвите). Но многочисленные интервалы прямой полярности, выделенные по образцам с 1–2 уровней, ни в одном случае не образуют магнитозону, поскольку не удовлетворяют последнему из вышеперечисленных правил, по которым строились палеомагнитные колонки. Для многих уровней, в том числе для единичных интервалов прямой полярности (рис. 2), характерны смещения проекций намагниченности вдоль дуг больших кругов, типичные для двухкомпонентной намагниченности из-за большой разницы в направлениях первичной и вторичной компонент, например, когда они антипараллельны. В то же время в интервалах разрезов, охваченных магнитозоной *N_{1d}*, интервалы обратной полярности и большие круги, за исключением сдвоенного уровня в обн. 3223 и единичного уровня в обн. 3267, не встречаются (рис. 2).

Таким образом, верхи обнажений 3223, 3263, 3265, 3264 и 3266 в целом отличаются от подстилающих палеоценовых отложений и пород, слагающих обнажения 3267, 3224, 3219 и 3218, наличием косвенных признаков, согласующихся с гипотезой о наличии частично сохранившейся компоненты **J_n** обратной полярности. Поэтому интервалы разрезов 3223 (обр. 22–50), 3263 (обр. 30–60), 3265 (обр. 17–27) 3264 (обр. 9–27) и 3266 (обр. 6–24) условно отнесены к зоне обратной полярности (*R_{1d}*), несмотря на наличие в ней единичных интервалов прямой полярности, большинство из которых, вероятно, являются результатами перемагничивания современным полем.

В маастрихтских отложениях фиксируется преимущественно прямая полярность (рис. 2). Вероятно, им соответствуют аналоги верхнемаастрихтской магнитозоны прямой полярности *N_{m2}* (отождествляемой с хроном C31n или C30n, или с их совокупностью),

зафиксированной ранее в николаевской свите на севере Саратовского Правобережья (Guzhikov et al., 2020).

Наннопланктон

Зональное деление отложений датского возраста, на первый взгляд, не вызывает особых трудностей, поскольку последовательное появление крупных видов рода *Cruciplacolithus*, а также видов других родов позволяет достаточно уверенно проводить зонирование (рис. 9). В то же время за последние несколько десятилетий выделены новые виды в составе рода *Cruciplacolithus*, которые незначительно отличаются друг от друга и с трудом идентифицируются в оптическом микроскопе. Кроме того, у разных авторов имеются различные, порой кардинально несовпадающие мнения, касающиеся определения того или иного вида. Соответственно, появляются проблемы и в зональном делении.

Рис. 9. Сопоставление зональных шкал датского яруса по известковому наннопланктону разных авторов. Условные обозначения см. на рис. 2.

“Стандартные” зональные шкалы Е. Мартини (Martini, 1971) и Х. Окады и Д. Бакри (Okada, Vukry, 1980) (рис. 9) в раннепалеоценовом интервале недостаточно детальны и не позволяют уточнить возраст отложений, особенно в районах, где развит терригенный тип разреза и комплексы наннопланктона весьма обедненные.

Зональная шкала Кл. Аньини с соавторами (Agnini et al., 2014) (рис. 9) разработана на основе изучения океанических и средиземноморских тепловодных разрезов. В датском интервале авторы практически отказались от использования видов-индексов “стандартных” шкал и для зонирования предлагают уровни появления мелких видов родов *Prægrinsius* и *Prinsius*, которые весьма редки или отсутствуют в изученных разрезах Поволжья. Кроме того, в объем *Cruciplacolithus edwardsii* из-за наличия “переходных видов” включены вид *Cruciplacolithus asymmetricus* и вид *Chiasmolithus danicus*; следовательно, уровень появления *C. edwardsii*, указанный авторами в середине зоны NP2, использовать вряд ли возможно.

В зональной шкале О. Варола (Varol, 1989) (рис. 9) выделено значительное число зон и подзон с очень коротким временным охватом. Принятые для зонирования виды-индексы в своем большинстве обнаруживаются в палеоценовых комплексах разрезов Предкавказья, Прикаспия и Поволжья, что делает эту шкалу наиболее приемлемой для

использования в данной работе.

Безусловно, спорных вопросов в таксономическом разграничении видов рода *Cruciplacolithus* достаточно много, и отрицать этот факт сложно, да и вряд ли стоит его обсуждать в рамках настоящей статьи. Тем не менее следует указать на те моменты, которые приняты в настоящей работе. Вид *Cruciplacolithus edwardsii* определяется как очень крупный и массивный кокколит с толстыми диагональными балками, повернутыми более чем на 20°, сходящимися в одной точке; вид *Chiasmolithus danicus* – значительно более мелкий кокколит с диагональными балками, две из которых смещены относительно центра; *Cruciplacolithus asymmetricus* – относительно крупный кокколит, но как по своему общему размеру, так и по размеру внутренней ареи меньше, чем *C. edwardsii*; отличается от последнего также тем, что его диагональные балки меньше, длинные балки практически не смещены относительно длинной оси, короткие балки значительно сильнее смещены относительно короткой оси и повернуты.

В соответствии с вышесказанным, за основу при зональном расчленении изученных разрезов принята зональная шкала О. Варола (Varol, 1989).

Палеогеновые комплексы наннопланктона практически во всех образцах изученных разрезов свиты Белогродни и нижнесызранской подсвиты весьма обеднены как по количеству, так и по видовому составу. Большинство кокколитов несут на себе следы корроирования, часто встречаются кокколиты с обломанными краями, нередко у видов рода *Cruciplacolithus* отсутствуют центральные балки, довольно многочисленны мелкие обломки кокколитов. В нижней части разреза переотложенные меловые виды и мелкий карбонатный шлам преобладают. Вверх по разрезу количество меловых видов значительно снижается, как и карбонатного материала. Численность наннопланктона вверх по разрезу свиты Белогродни постепенно снижается, но не линейно, а циклически: в отдельных образцах кокколитов почти нет, в то же время в вышележащих образцах содержание может быть охарактеризовано как среднее, и так практически по всему разрезу свиты Белогродни. В нижнесызранской подсвите численность наннопланктона снижается вверх по разрезу постепенно.

Во всех изученных разрезах свита Белогродни залегает на меловых породах верхнего маастрихта, отнесенных, по присутствию в комплексах вида *Nephrolithus frequens*, к подзоне UC20с или подзоне CC26а.

В обн. 3218 в верхнемеловой части разреза выделена подзона UC20а или подзона CC25b по появлению вида-индекса *Lithraphidites quadratus* (обр. 3218/4) и выше по разрезу (обр. 3218/9) – подзона UC20с или подзона CC26а – по появлению *Nephrolithus*

frequens.

Наиболее полно разрез свиты Белогродни представлен в обн. 3223, по данному разрезу изучено 50 образцов.

Образец 3223/1 взят из кровельной части меловых отложений пачки I. Комплекс представлен видами, характерными для зоны CC26: *Nephrolithus frequens*, *Lithraphidites quadratus*, *Kamptnerius magnificus*, *Neocrepidolithus cruciatus*, *Neocrepidolithus dirimosus*, *Micula* spp. и другие.

Образцы 3223/2–3223/24 отобраны из пачки II нижней половины свиты Белогродни. В образцах 3223/2–3223/4 наннопланктон отсутствует. С обр. 3223/5 по обр. 3223/24 присутствуют палеоценовые виды. Комплексы характеризуются слабой насыщенностью кокколитами, в некоторых образцах (3223/9, 3223/11, 3223/17) наннопланктон отсутствует. В большей части образцов ассоциации представлены немногочисленными палеоценовыми и переотложенными меловыми видами. Палеоценовый комплекс включает: *Biantholithus astralis*, *Markalius apertus*, *M. inversus*, *Biscutum harrisonii*, *Cyclagelosphaera alta*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, *Cruciplacolithus primus*, *C. tenuis*, *C. intermedius*, *C. asymmetricus*, *C. edwardsii*, *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia subpertusa*, единичные очень мелкие *Prinsius* spp., единичные *Braarudosphaera bigelowii*, *Neocrepidolithus cruciatus*, *N. dirimosus*, *Thoracosphaera* spp., в некоторых образцах (3223/10, 3223/16, 3223/19) встречены единичные, плохой сохранности экземпляры *Chiasmolithus danicus*, *Cruciplacolithus subrotundus*.

Вид *C. tenuis* встречается крайне редко, кокколиты корродированы, в связи с этим характерный признак данного вида – выступы (“лапки”) на окончаниях длинных балок (*birefringent blocks* (“feet”)) слабо выражены и почти невидимы на фотографиях (табл. III, фиг. 18), что затрудняет его идентификацию.

Таблица III. Наннопланктон из разрезов 3218 (фиг. 1, 2), 3223 (фиг. 3–13, 17, 18, 20) и 3263 (фиг. 14–16, 19).

На основании появления в комплексах (практически во всех образцах) *Cruciplacolithus edwardsii*, единичных *Chiasmolithus danicus* данная пачка может быть отнесена к зоне NP3 (Martini, 1971), присутствие вида *Ericsonia subpertusa* уточняет возраст отложений, которые могут быть сопоставлены с началом подзоны NTp3C (Varol, 1989), то есть несколько выше основания зоны NP3. По данным сайта www.mikrotax.org/Nannotax3, уровень появления *Ericsonia subpertusa* определяется не

ранее 64.2 млн лет (основание хрона C28n), приблизительно в средней части зоны NP3. Необходимо отметить, что первое появление мелких единичных экземпляров *Ericsonia subpertusa* отмечается с обр. 3223/5 по обр. 3223/9. Выше с обр. 10 данный вид встречается чаще и приобретает свой нормальный размер. Указанный характер распределения этого стратиграфически важного вида может свидетельствовать о несколько более древнем его появлении, приближающемся к нижней границе зоны NP3. С этой точки зрения сдвоенный интервал обратной полярности в низах разреза 3223 (рис. 2) гипотетически может быть аналогом хрона C28g в основании свиты Белогродни, но имеющихся палеомагнитных данных для подобного заключения недостаточно.

Отсутствие палеогенового наннопланктона в основании свиты Белогродни (обр. 3223/2–3223/4), вероятнее всего, связано с неблагоприятными условиями начала трансгрессии – повышенной мутностью вод, интенсивной прибойной гидродинамикой, опреснением и т.д. Датировка этих отложений на данный момент невозможна. Весьма условно они отнесены к нижней части зоны NP3.

Образцы 3223/25–3223/37 отобраны из переходной пачки III. Комплексы остаются слабо насыщенными, но все же несколько более обильными, снижается содержание меловых видов. В целом по видовому составу эти комплексы остаются почти идентичными комплексам из пачки II, но отличаются почти полным исчезновением *Neocrepidolithus cruciatus*, *N. dirimosus*, *Biscutum harrisonii*, *Thoracosphaera* spp. и более частой встречаемостью *Ericsonia subpertusa*.

Эти данные подтверждают вывод о том, что формирование свиты Белогродни началось не ранее 64.7 млн лет и не позднее 64.2 млн лет назад, то есть пачки II и III могут быть достаточно уверенно отнесены к зоне NP3, возможно с уровня, который можно сопоставить с началом подзоны NTp3C (Varol, 1989).

Образцы 3223/38–3223/50 отобраны из пачки IV нижней части нижнесызранской подсвиты. Комплексы наннопланктона остаются весьма обедненными. Видовой состав претерпевает незначительные изменения: становится весьма редким *Cruciplacolithus edwardsii* и появляются единичные *Neochiatozygus* cf. *saepes* (обр. 3223/43, 3223/48–3223/50). Появление последнего вида, по данным О. Варол (Varol, 1989), приурочено к верхней части зоны NP3 или подзоне NTp5B.

В образце 42 встречаются многочисленные корродированные спикулы губок, обломки радиолярий (?) и диатомей, в образце 48 – единичные спикулы.

Полученные результаты позволяют с некоторым допущением датировать данные отложения подзоной NTp5B схемы О. Варол (Varol, 1989) или верхней частью зоны NP3–

основанием зоны NP4 шкалы Е. Мартини (Martini, 1971), что хорошо согласуется с выделением в основании нижнесызранской подсвиты хрона С27г.

Известковый наннопланктон изучен из обнажений 3218 (14 образцов), 3219 (11 образцов), 3224 (8 образцов) и 3263 (15 образцов). Практически все образцы, отобранные из пачек II, III, IV, содержат комплекс, сходный по видовому составу с комплексами, выделенными из пород соответствующих пачек в обн. 3223. Наиболее интересным представляется появление в нижней части пачки IV в обн. 3263 (обр. 3263/30, 3263/39) мелких видов *Neochiatozygus cf. saepes*, *Neochiatozygus cf. modestus*, *Neochiastozygus cf. perfectus* и единичных экземпляров *C. tenuis* с хорошо выраженными “лапками” на концах длинных балок центральной структуры (табл. III, фиг. 19).

Виды рода *Neochiatozygus*, как указывалось выше, встречаются в единичных экземплярах, их точное видовое определение затруднительно в связи с мелкими размерами и заметными следами выщелачивания и механического повреждения.

Вид *Neochiastozygus perfectus* наиболее характерен для зоны NP4, причем для ее средней части или для средней части подзоны NTr7B по шкале О. Варол (Varol, 1989). Однако следует обратить внимание на то, что Варол отмечает появление мелких экземпляров вида, сходного с *N. perfectus*, уже в подзоне NTr5B, то есть в верхней части зоны NP3. Соответственно, пачка IV в обн. 3263, так же как и в обн. 3223, может быть сопоставлена с верхней частью зоны NP3–основанием NP4.

К сожалению, в изученных комплексах практически полностью отсутствуют виды рода *Prinsius*, в том числе и *P. martini*, а также большинство видов рода *Neochiastozygus*, за исключением единичных мелких экземпляров плохой сохранности, что, вероятно, связано с неблагоприятными для данного рода экологическими условиями (низкие температуры, опреснение, повышенная мутность, активная гидродинамика и др.). В связи с этим датировки весьма условны и опираются в основном на присутствие в комплексах относительно многочисленных *C. edwardsii*, *Ericsonia subpertusa* и единичных *C. danicus*. Отнесение свиты Белогродни к верхней части зоны NP3 или к подзоне NTr3C, а основание нижнесызранской подсвиты к кровле зоны NP3–основанию NP4(?) не противоречит результатам палеомагнитных исследований.

Из полученных результатов, а также данных по разрезам р. Хеу, Новоузенская опорная скв. 1 (Васильева, Мусатов, 2010; Мусатов, Богачкин, 2018; Shcherbinina et al., 2022) следует, что начало формирования свиты Белогродни (пачка II) близко к уровню нижней границы зоны NP3 (нижние 2 метра). Более высокие горизонты пачки II сопоставляются со серединой зоны NP3. Пачка III, вероятно, соответствует средней–

верхней частям зоны NP3. Пачка IV в основании нижнесызранской подсветы может быть датирована верхней частью зоны NP3–началом зоны NP4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Магнитостратиграфическая корреляция разрезов

С традиционной точки зрения, изученные отложения являются объектом, непригодным для палеомагнитных определений ввиду их частичного или полного перемагничивания. Однако сопоставление изученных разрезов по условно намеченным магнитозонам прямой и обратной полярности согласуется с независимыми данными, позволяющими судить о характере взаимоотношений слоев в разных обнажениях (рис. 10).

Рис. 10. Магнитостратиграфическая корреляция изученных разрезов и сопоставление их палеомагнитной характеристики со шкалой геомагнитной полярности (GPTS) (Speijer et al., 2020; Gale et al., 2020) с учетом микропалеонтологических данных.

1. Повышенная карбонатность опок, свойственная ключевской пачке, наблюдается в разрезах 3267 (5–10%), 3224 (5–6%), а также в глауконититах разреза 3219 (5–10%) и свидетельствует в пользу формирования осадков на ранней стадии развития датского бассейна, когда шел интенсивный размыв верхнего мела (Мусатов, Христенко, 2004; Шелепов и др., 2025). С этими представлениями согласуется приуроченность к обн. 3267 и 3219 нижней, то есть более древней, магнитозоны прямой полярности *N_{1d}*.

2. Опоки с низким содержанием Са (в основном 1–2%), слагающие разрезы 3264, 3266 и верхи разрезов 3223, 3263, 3265, 3264, формировались, вероятно, в то время, когда интенсивный размыв верхнего мела закончился. Предположение согласуется с приуроченностью к этим отложениям более молодой магнитозоны обратной полярности *R_{1d}*.

3. Сопоставление бizonaльного палеомагнитного строения низов палеоцена в изученных разрезах со Шкалой геомагнитной полярности (GPTS) (Speijer et al., 2020) не вызывает затруднений. В датском интервале GPTS преобладание режима прямой полярности характерно только для первой половины века (хроны C29–C28) (рис. 10). Поэтому магнитозона *N_{1d}* может быть аналогом хрона C28n либо суперпозиции хронов C29n + C28n, а магнитозона *R_{1d}* однозначно идентифицируется с хроном C27r. Теоретический вариант сопоставления зон *N_{1d}* и *R_{1d}* с хронами C29n и C28r исключается,

потому что в этом случае не успели бы сформироваться глауконититы пачки III и верхов пачки II мощностью 7.5 м, соответствующие в обн. 3223 низам магнитозоны обратной полярности *R_{1d}*. Продолжительность хрона C28г составляет всего 217 тыс. лет, а время, необходимое для образования “зрелого” глауконита, оценивается примерно в 1 млн лет (Белоусов и др., 2022).

4. Выводы о скорости (~1 см/тыс. лет) и продолжительности (~ 2.1 млн лет) формирования палеоценовых отложений разреза 3223 (Суринский и др., 2023), сделанные с помощью циклостратиграфического метода, согласуются с существующими представлениями о скоростях осадконакопления в конденсированных разрезах и с оценкой длительности образования этой же толщи по продолжительности магнитных хронов.

Скорость осадконакопления, характерная для конденсированных типов разреза, к которым относятся и глауконититовые толщи, определяется конкретно: менее 1 см/тыс. лет (Барaboшкин, 2009).

Общая продолжительность хронов 29n, 28г, 28n и 27г, составляющая 3.17 млн лет (Ogg et al., 2020), является максимальной, но заведомо завышенной оценкой продолжительности формирования отложений в обнажении 3223, потому что в нем отсутствуют аналоги верхов хрона 27г. Минимальная оценка теоретически могла бы быть сколь угодно малой, поскольку наличие аналогов хронов 29n и 28г в разрезе не обосновано и нельзя исключить возможность соответствия магнитозон *N_{1d}* и *R_{1d}* только пограничному интервалу хронов 28n и 27г. Однако, с учетом верхнего порога скорости седиментации для конденсированных разрезов (1 см/год), для образования 18-метровой глауконитовой толщи (пачки II и III) требуется не менее 1.8 млн лет. Поэтому возможный временной диапазон, определяемый по сопоставлению с GPTS, с учетом литологических особенностей разреза, составляет от 1.8 до 3.17 млн лет. Эти временные рамки допускают как присутствие в разрезе временных эквивалентов хронов 29n и/или 28г (нельзя исключить, что сдвоенные уровни с аномальной полярностью в низах обн. 3223 отвечают хрону 28г), так и их отсутствие. Но в любом случае, граница между магнитозонами *N_{1d}* и *R_{1d}* соответствует геомагнитной инверсии C28n–C27г.

5. Схематичный палеогеологический профиль, приведенный к уровню геомагнитной инверсии C28n–C27г (рис. 10), подтверждает сделанный ранее вывод о погружении Вольской структурной зоны в палеоцене в южном направлении (Первушов и др., 2023).

6. Судя по палеогеологическому профилю (рис. 10), низы свиты Белогродни разреза 3263 начали накапливаться в пониженном участке рельефа, возможно в карстовом понижении в верхнемеловых породах. Этот вывод хорошо согласуется с данными о магнитной текстуре по разрезу 3263, которая в наибольшей степени отвечает первичной магнитной текстуре осадков, формировавшихся в спокойных гидродинамических обстановках, характерных для карстовых западин.

7. Магнитные текстуры палеоценовых пород в обн. 3267, 3224, 3219, 3218 и 3223, расположенных ниже по течению от с. Белогродня, не противоречат представлениям о формировании осадков на пологом склоне палеобассейна при наличии течения в южном направлении (рис. 6, 10). Подобные обстановки характерны для начальной стадии развития морской трансгрессии, что хорошо согласуется с выводом о наиболее древнем возрасте пород в разрезах 3267, 3224, 3219 и 3218 по результатам палеомагнитной корреляции (рис. 10).

8. Палеомагнитная характеристика свиты Белогродни не противоречит имеющимся палинологическим данным О.Н. Васильевой (2017). К сожалению, точные географические координаты обнажения Змеевы горы, фигурирующего в ее работе, неизвестны. Но, судя по приведенным крокам и результатам личного общения с автором, опробованный разрез находится между обн. 3218 и обн. 3223. Исходя из строения свиты Белогродни (рис. 10), зафиксированная О.Н. Васильевой мощность свиты 12.6 м (Васильева, 2017) должна наблюдаться примерно посередине между разрезами 3218 и 3223. Относительная близость разрезов (скорее всего, не более 500–600 м) допускает экстраполяцию палеомагнитной характеристики обн. 3223 на разрез Змеевы горы. Несмотря на грубость подобной процедуры, очевидно (рис. 10), что подошва зоны D2 по диноцистам в любом случае будет находиться в пределах магнитозоны прямой полярности N_{1d} (аналога хрона C28n), как и в шкале геологического времени (Spreijer et al., 2020).

Резюмируя обсуждение результатов корреляции изученных разрезов, следует заключить, что согласованность независимых данных позволяет использовать магнитозоны N_{1d} и R_{1d} (несмотря на всю условность их выделения) в стратиграфических целях. Этот вывод весьма актуален, потому что детальное сопоставление разрезов по данным других методов практически невозможно. Макро- и микропалеонтологические материалы по исследуемым отложениям очень ограничены. Корреляция обнажений по литологическим, геохимическим и петромагнитным параметрам затруднена и неоднозначна (несмотря на то, что каждый из исследуемых разрезов дополнительно

дифференцируется по литологическим, геохимическим и петромагнитным параметрам). Отчасти эта ситуация может быть обусловлена деятельностью гипергенных процессов, приводящих к изменению химического состава и магнитных свойств пород, но главной причиной латеральной неустойчивости литологических, геохимических и петромагнитных границ, вероятно, является неоднородность условий осадконакопления на начальной стадии развития датского бассейна, предопределившая фациальную пестроту изученных отложений.

Таким образом, из имеющихся в распоряжении данных наиболее надежным корреляционным репером оказывается уровень геомагнитной инверсии. Следует иметь в виду, что, с учетом проблематичного качества палеомагнитных данных, ошибка при определении этого уровня в конкретных разрезах может достигать первых метров. Однако и подобная точность, в отсутствие альтернативных инструментов для изохронной корреляции, является значительным достижением.

О верхней границе свиты Белогродни

Результаты детального описания разрезов, в сочетании с данными шлифового анализа, не оставляют сомнений в отсутствии явно выраженной, латерально устойчивой границы между свитой Белогродни и нижнесызранской подсвитой. Содержание известкового материала в пачках II–IV не обнаруживает латерально устойчивых закономерностей в вертикальном распределении по разрезам (рис. 2, 10). Таким образом, единственным признаком для определения уровня верхней границы свиты остается “исчезновение или резкое уменьшение содержания глауконита” (Унифицированная ..., 2015), но и этот критерий не всегда очевиден. Напротив, во всех изученных разрезах в пограничном интервале свиты Белогродни и нижнесызранской подсвиты фиксировались плавные снижения концентраций глауконита.

При дистанционном наблюдении в каждом конкретном обнажении, безусловно, можно зафиксировать приблизительное положение верхней границы свиты Белогродни по смене зеленовато-темно-серого цвета, свойственного глауконитовым силицитам, на более светлый оттенок. Но проследить эту границу на сколько-нибудь значительное расстояние весьма проблематично. Оттенки серого цвета сильно зависят не только от концентраций глауконита в отложениях, но и от освещенности, влажности пород и других факторов. Например, темно-серые опоки, слагающие нижние части разрезов 3265, 3264 и 3266, издали легко принять за свиту Белогродни. Присутствие в них видимых глауконитовых зерен, хотя и в малых концентрациях (не более первых

процентов), усугубляют неоднозначность отнесения пород либо к свите Белогродни, либо к нижнесызранской подсвите.

С учетом сделанных наблюдений самостоятельность комплекса глауконитовых силицитов кажется проблематичной, а его выделение в качестве слоев или пачки в основании сызранской свиты, напротив, представляется более обоснованным. Но с учетом закрепления статуса свиты Белогродни в унифицированной стратиграфической схеме (Унифицированная..., 2015), конструктивные действия должны быть направлены на поиск дополнительного критерия для опознания верхней границы стратиграфического подразделения. Думается, что для этой цели хорошо подходит магнитная восприимчивость пород (K), величина которой пропорциональна концентрации глауконита. Этот параметр можно оперативно измерять в полевых условиях (непосредственно на обнажениях или в процессе бурения скважин, или в кернохранилищах), благодаря чему петромагнитная информация позволит определять положение границы свиты в разрезе, не дожидаясь результатов лабораторных анализов по определению концентраций глауконита.

Пачка III по сути является переходной толщей между свитой Белогродни и сызранской свитой. В разрезе 3223 эта пачка отмечена относительно высокими концентрациями глауконита (10–25%), что позволяет ее отнести к верхам свиты Белогродни. Но в других разрезах аналоги пачки III характеризуются меньшими содержаниями глауконита (около 10% и менее) и псаммитового материала, что роднит ее уже с подошвой нижнесызранской подсвиты, для которой также типичны опоковидные алевролиты и песчаники с глауконитом (Унифицированная..., 2015).

Как показали результаты петромагнитных исследований, пачка III, имеющая переходный тип между глауконититами пачки II и опоками пачки IV, повсеместно характеризуется значениями K в основном от 10 до 20×10^{-5} ед. СИ. При этом как к нижней, так и к верхней границе пачки III приурочены более или менее выразительные, но во всех случаях однозначно заметные снижения величин петромагнитного параметра (рис. 2, 10). Абсолютные значения магнитной восприимчивости 10×10^{-5} ед. СИ либо 20×10^{-5} ед. СИ можно рекомендовать в качестве порогового критерия для отнесения пород в проблематичных ситуациях к той или иной свите. С учетом традиционных представлений о белогродненских слоях как силицитах, насыщенных крупнозернистым глауконитом и песчано-алевритистым материалом (Мусатов, Ермохина, 1998; Унифицированная..., 2015), более предпочтительным представляется относить к свите Белогродни породы, имеющие $K_{cp} > 20 \times 10^{-5}$ ед. СИ, а кровлю свиты определять по

наиболее резкому снижению величин магнитной восприимчивости. Выбор порогового значения $K = 20 \times 10^{-5}$ ед. СИ более целесообразен также в плане возможностей обоснования петромагнитной границы в полевых условиях (при работе с портативными измерительными устройствами уровень границы в разрезе будет определяться тем надежнее, чем выше будет магнитная восприимчивость).

Согласно предложенному признаку, к свите Белогродни следует отнести только пачку II, а пачку III считать базальными слоями сызранской свиты. Тогда верхняя граница свиты Белогродни в стратотипе будет маркироваться слоем песчаника с сидеритовыми конкрециями (рис. 2, 10), который, к сожалению, имеет локальное распространение. Однако в этом случае мощность свиты не превысит 12 м. Мощность 20–25 м, указанная в качестве максимальной в стратотипе (Мусатов, Еромохина, 1998; Унифицированная ..., 2015), может быть достигнута свитой Белогродни только при включении в ее состав пачки III.

О возрастных соотношениях свиты Белогродни

По палеомагнитным данным легко устанавливается значительная диахронность верхней границ свиты (порядка миллиона лет), независимо от ее совмещения с кровлей пачки II или кровлей пачки III (рис. 10).

Палеомагнитные материалы и новые данные по наннопланктону подтверждают вывод О.Н. Васильевой (2017), обоснованный результатами палинологического анализа, о более древнем возрасте свиты Белогродни, чем зона NP4 (Унифицированная..., 2015). Состав комплексов известкового наннопланктона в изученных палеоценовых отложениях соответствует низам зоны NP3 (пачка II), средней–верхней частям зоны NP3 (пачка III) и верхам зоны NP3–основанию зоны NP4 (пачка IV в обн. 3223 и 3263). Магнитостратиграфическая интерпретация полученных данных согласуется с этим выводом: магнитозона N_{1d} может быть идентифицирована как аналог хрона C28n, соответствующего в шкале геомагнитной полярности нижней половине зоны NP3 по наннопланктону, а магнитозона R_{1d} отождествляется с хроном C27r, отвечающим в GPTS верхам зоны NP3 и низам зоны NP4 (рис. 10).

С учетом циклостратиграфических данных о продолжительности формирования отложений в обн. 3223 ~2.1 млн лет (Суринский и др., 2023) предпочтительнее выглядит вариант сопоставления магнитозоны N_{1d} с совокупностью хронов C29n + C28n. В этом случае наиболее древние из изученных палеоценовых отложений (в том числе низы свиты Белогродни) могут соответствовать зоне NP2 по наннопланктону (рис. 10). Такую

версию нельзя полностью исключить на основе анализа микропалеонтологической информации. Но для обоснования ее правомерности необходимо доказать наличие аналогов хрона C28г в исследуемых разрезах, что с учетом проблематичного качества палеомагнитных материалов невозможно. Поэтому вариант магнитостратиграфической корреляции, при котором интервал обратной полярности в низах пачки II (обн. 3223) сопоставляется с хроном C28г (рис. 10), остается гипотетическим.

Результаты магнитостратиграфической корреляции свидетельствуют об одновозрастности низов свиты Белогродни и подпачки IVa (обн. 3267), идентифицированной как аналог ключевской пачки. В статье 1 (Шелепов и др., 2025) обосновано соответствие ключевской пачки в стратотипическом районе ее развития магнитному хрому C29n и низам хрона C28г. Это обстоятельство можно было бы использовать, как аргумент в пользу наличия в разрезе 3223 аналогов верхов хрона C29n и хрона C28г, если бы не вполне вероятная диахронность границ ключевской пачки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные магнитостратиграфические данные, в совокупности с детальным описанием разреза, результатами минералогического шлифового анализа, сведениями об элементном составе пород и новыми материалами по известковому наннопланктону, важны для решения задач региональной геологии.

Петромагнитные материалы, в частности сведения о магнитной восприимчивости, зарекомендовали себя как эффективный инструмент для дополнительного расчленения и детальной корреляции низов палеоцена в стратотипическом районе распространения свиты Белогродни. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости позволяют заключить, что накопление исследуемых отложений происходило в основном на горизонтальной поверхности в отсутствие активной гидродинамики, а наиболее древние из них, возможно, формировались в условиях пологого уклона морского дна и слабых течений.

Результаты исследований свидетельствуют об отсутствии резких границ в изменении вещественного состава отложений в пограничном интервале свиты Белогродни и нижнесызранской подсвиты. Уровень, на котором происходит наиболее резкое уменьшение величин магнитной восприимчивости в пограничном интервале, рекомендуется в качестве дополнительного признака для обоснования верхней границы свиты Белогродни. Абсолютные величины петромагнитного параметра ($K > 20 \times 10^{-5}$ ед. СИ) предлагается использовать для обоснования принадлежности пород к свите

Белогродни. При этом максимальная мощность свиты Белогродни в стратотипе не превысит 12–15 м.

Результаты магнитополярной интерпретации полученных данных хорошо согласуются с новыми материалами по известковому наннопланктону, а также с имеющейся палинологической (Васильева, 2017) и циклостратиграфической информацией (Суринский и др., 2023). Поэтому, несмотря на дискуссионность выделения магнитозон прямой и обратной полярности *N1d* и *R1d*, их идентификация с хронами C28n (или C29n + C28n) и C27r представляется обоснованной и является важным аргументом в пользу нижнего предела возраста свиты Белогродни не моложе начала зоны NP3.

Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Фомину, Р.С. Дакирову (СГУ, Саратов), С.С. Гаврилову (ЗАО “МиМГО”, Москва) за участие в полевых работах, А.А. Корчагину (СГУ, Саратов) за помощь в лабораторных исследованиях. Д.М. Кузиной и Д.К. Нургалиеву (КФУ) за содействие в работе на коэрцитометре и авторегистрирующих крутильных магнитных весах. 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

Архангельский А.Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна // Материалы для геологии России. Т. 22 (1905). Избранные труды. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 1. 207 с.

Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. К вопросу кремненакопления в бассейнах позднего мела и палеогена Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 24. С. 14–20.

Барaboшкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 3. С. 13–20.

Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Рудмин М.А., Крупская В.В. Месторождения глауконитов России: геологическая позиция, условия образования и перспективы освоения // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 3. С. 270–285.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1979. 160 с.

Васильева О.Н. Диноцисты свиты белогродни (Саратовское Поволжье) //

Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН. 2017. Вып. 164. С. 3–8.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 88–109.

Геологический словарь. В трех томах. Том 1. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Гужиков А.Ю. О решении “неразрешимых” стратиграфических задач (Комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина “Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)”) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 456–462.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Копаевич 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., Первушов Е.М., Рябов И.П., Фомин В.А. Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277.

Гужикова А. А., Грищенко В. А., Фомин В. А., Барабошкин Е. Ю., Шелепов Д.А. Магнитостратиграфия турона–сантона Самарского Правобережья // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2021. Т. 21. Вып. 4. С. 248–263.

Корчагин А.А. Отражение условий формирования свиты Белогродни в магнитной текстуре пород // Научные исследования студентов Саратовского государственного университета: материалы итоговой студенческой научной конференции. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2024. 104 с.

Кузнецова Т.А. Палинологическая характеристика слоев Белогродни // Труды геологического института (Казань). 1971. № 29. С. 20–29.

Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1988. 203 с. Деп. в ВИНТИ, N8825-B88.

Мусатов В.А., Богачкин А.Б. Детальная зональность по известковому наннопланктону и палеомагнитная характеристика палеоценовых отложений разреза по р. Хеу (Северный Кавказ) // Труды Палеонтологического общества. Т. 1. Отв. ред. Рожнов С.В. М.: ПИН РАН, 2018. С. 63–76.

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.

Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Ред. Иванов А.В., Мусатов В.А. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2004. С. 226–258.

Павлов А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Бюлл. Моск. о-ва естествоиспытателей. 1896. № 4. С. 87–92.

Первушов Е.М., Ермохина Л.И., Шелепов Д.А., Зозырев Н.Ю. Структурный план Правобережного Поволжья в позднемеловое и раннепалеоценовое время // Геологические науки–2023. Материалы Всеросс. научн.-практ. конференции (с международным участием), Саратов, 8 декабря 2023 г. Саратов: Изд-во “Техно-Декор”, 2023. 114 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.

Храмов А.Н., Шолто Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.

Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. Саратов: ОАО “Саратовнефтегеофизика”, 2008. 40 с.

Шелепов Д.А. Результаты магнитостратиграфического изучения нижнесызранской подсвиты (палеоцен) на севере Саратовского Правобережья (разрезы Гремячка и Ключи-2) // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2024. Т. 24. Вып. 4. С. 274–285.

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., Мусатов В.А. Магнитостратиграфия датского яруса Саратовского Правобережья. Статья 1. Ключевская пачка–нижнесызранская подсвета // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 1. С. 109–127.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Palike H., Backman J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newslett. Stratigr. 2014. V. 47. № 2. P. 131–181.

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.

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>

Gabdullin R.R., Guzhikov A.J., Bogachkin A.B., Bondarenko N.A., Lubimova T.V., Widrik A.B. Periodites below and above the K/T boundary // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terr. 1999. 69-suppl. P. 87–101.

Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S. The Cretaceous Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1023–1086.

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. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Eds. Yanovskaya T., Kosterov A., Bobrov N., Divin A., Saraev A., Zolotova N. Springer, Cham., 2020. P. 83–105.

Jacobs J.A. Geomagnetic excursion. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer, 2007. P. 311–312.

Lurcock P.C., Wilson G.S. The palaeomagnetism of glauconitic sediments // Global Planet. Change. 2013. V. 110. P. 278–288.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Plancton Conference. Roma, 1970, 1971. V. 2. P. 739–785.

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.

Ogg J.G. Geomagnetic Polarity Time Scale // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein

F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 159–192.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // *Marine Micropaleontol.* 1980. V. 5. P. 321–325.

Petrovsky E. Susceptibility // *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism.* Springer, 2007. P. 931–933.

Shcherbinina E., Gavrilov Yu., Pokrovsky B., Golovanova O. Integrated Paleocene–Eocene Nannofossil and Stable Isotope Stratigraphy in the Northern Caucasus, Russia // *Stratigr. Geol. Correl.* 2022. V. 30. № 5. P. 378–407.

<https://doi.org/10.1134/S0869593822050069>

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.

Varol O. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy // *Nannofossils and Their Applications. Proc. 2nd INA Conference, London, 1987.* Eds. Crux J.A., van Heck S.E. British Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser., 1989. P. 265–310.

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 Е.А. Щербинина, Е.Ю. Барабошкин

ПОДПИСИ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

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 – зона Саратовских дислокаций (Шебалдин, 2008). K₂rd – радищевская свита (верхний маастрихт), P₁bg – свита Белогродни (датский ярус), P₁sz – нижнесызранская подсвита (датский ярус), Q – четвертичная система.

Рис. 2. Палеомагнитные, петромагнитные и геохимические характеристики изученных разрезов.

GC – большие круги (круги перемагничивания), ВГП – виртуальный геомагнитный полюс. Цвета букв “GC” и линий на графике широты ВГП указывают на определение GC и/или широты ВГП по результатам размагничивания переменным полем (синий) или температурой (красный). Серый фон на графиках широты ВГП соответствует диапазону широт, которые условно считались соответствующими прямой полярности. K – объемная магнитная восприимчивость, dK – прирост магнитной восприимчивости образцов после их прогрева при температуре 500°C в течение часа; J_n – естественная остаточная намагниченность, Q_n – параметр Кенигсбергера (отношение J_n к индуктивной намагниченности); J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения (за которую условно принята намагниченность после воздействия полем 700 мТл); V_{cr} – остаточная коэрцитивная сила; $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$) – остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным полем насыщения). Более подробную информацию о петромагнитных параметрах см. (Шелепов и др., 2025). Условные обозначения: 1 – мелоподобные известняки; 2 – песчаник кварцево-глауконитовый на кремнистом цементе; 3 – чередование силицитов песчано-алевритистых с большими концентрациями крупнозернистого глауконита (~25–40%); 4 – чередование опок кварцево-глауконитовых и кремнистых глин с умеренными концентрациями крупнозернистого глауконита (~10–25%); 5 – опоки; 6 – кремнистые глины; 7 – песчаник сидеритизированный; 8 – сидеритовые конкреции; 9 – фосфориты; 10 – перерыв в осадконакоплении; 11 и 12 – геомагнитная полярность прямая и обратная соответственно; 13 – отсутствие данных о полярности.

Рис. 3. Результаты методов магнитного насыщения и коэрцитометрии.

(а) – кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) – графики интегральной (K), парамагнитной (K_P) и ферромагнитной (K_F) магнитной восприимчивости по разрезу 3223 (белыми кружками на графике K_F обозначены образцы, которым соответствуют фигуративные точки на диаграмме Дзя); (в) – диаграмма Дзя (SD, PSD и MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно).

Рис. 4. Результаты термомагнитного анализа.

Анализ образцов 3223/27 и 3223/37 выполнен на термоанализаторе фракций (ТАФ-2) в лаборатории петрофизики СГУ, который регистрирует вторую производную по намагниченности. Обр. 3223/24 исследовался на авторегистрирующих крутильных магнитных весах в Лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Казанского федерального университета, которые фиксируют первую производную по намагниченности насыщения (J_s).

Рис. 5. Примеры результатов измерений анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) до (на белом фоне) и после (на сером фоне) прогрева при 500°C в течение часа.

Приведены диаграммы Йелинека ($P = K1/K3$ – степень анизотропии, $T = (2\ln K2 - \ln K1 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)$ – параметр формы, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно) и стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат, N – количество образцов. Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные ($K1$), средние ($K2$) и короткие ($K3$) оси эллипсоидов АМВ соответственно; 4, 5, 6 – средние направления с овалами доверия $K1$, $K2$ и $K3$ соответственно.

Рис. 6. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) после прогрева пород при 500°C в течение часа.

(а-1–а-7) – диаграммы Йелинека; (б-1–б-7) – стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат, n – количество образцов; (в-1–в-7) – стереографические схемы концентраций осей эллипсоидов АМВ после прогрева в географической системе координат; (г-1–г-4) – схематичные магнитные текстуры отложений, формировавшихся в различных условиях: на пологом склоне (г-1), на горизонтальной поверхности в присутствии течения (г-2), на пологом склоне в присутствии течения (г-3), на горизонтальной поверхности в спокойной гидродинамической обстановке (г-4) (Tarling, Hrouda, 1993). Условные обозначения: 1, 2, – области концентрации $K1$ и $K3$ соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

Рис. 7. Стереопроекция характеристических компонент намагниченности (**ChRM**) и результаты определения наиболее кучной компоненты J_n методом пересечения больших кругов (GC) в географической системе координат.

Условные обозначения: 1 – среднее палеомагнитное направление с доверительным интервалом (α_{95}); 2 – точка пересечения GC с доверительным интервалом. n – число образцов, k – кучность палеомагнитных направлений, D_{cp} , I_{cp} и α_{95} – склонение, наклонение и доверительный интервал (круг доверия) среднего направления **ChRM** соответственно.

Рис. 8. Типичные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдervельда (Zijderveld, 1967) в географической системе координат (на белом и сером фоне – результаты

размагничивания переменным полем и температурой соответственно), графики размагничивания образцов.

Номера образцов (номер обнажения/номер образца) указаны на стереограммах и графиках размагничивания. N и R, обведенные кружками, означают предполагаемую полярность (прямую и обратную соответственно). Под стереограммами указано, по какому интервалу полей или температур было рассчитано направление **ChRM** в случае ее выделения. Условные обозначения: 1–4 – проекции **J_n** на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы, горизонтальную (3) и вертикальную (4) плоскости.

Рис. 9. Сопоставление зональных шкал датского яруса по известковому наннопланктону разных авторов. Условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 10. Магнитостратиграфическая корреляция изученных разрезов и сопоставление их палеомагнитной характеристики со шкалой геомагнитной полярности (GPTS) (Spreijer et al., 2020; Gale et al., 2020) с учетом микропалеонтологических данных.

На нижней врезке с местоположениями изученных разрезов для каждого из них приведены схематичные магнитные текстуры отложений (см. пояснения к рис. 5). Условные обозначения см. на рис. 2 и 6.

Таблица I. Фотографии пород в шлифах.

1, 2 – обр. 3223/1, мелоподобный известняк, $\times 100$; 3–6 – обр. 3223/4, песчаник кварцево-глауконитовый на кремнистом цементе с примесью алевритового (3, 4) и карбонатного (5, 6) материала, $\times 100$; 7, 8 – обр. 3223/19, песчаник кварцево-глауконитовый на кремнистом цементе, $\times 25$. Все фото слева сделаны в проходящем свете, все фото справа – в скрещенных николях. Латинскими буквами обозначены: q – зерна кварца, gc – зерна глауконита, f – обломки карбонатных раковин.

Таблица II. Фотографии пород в шлифах.

1, 2 – обр. 3223/24, песчаник глауконитовый на кремнисто-сидеритовом цементе, $\times 25$; 3, 4 – обр. 3223/37, песчаник мелкозернистый кварцево-глауконитовый, $\times 100$; 5, 6 – обр. 3223/46, опока с примесью песчаного и алевритового материала вдоль менискового заполнения биотурбации, $\times 25$. Все фото слева сделаны в проходящем свете, все фото справа – в скрещенных николях. Латинскими буквами обозначены: q – зерна кварца, gc – зерна глауконита, sd – сидерит.

Таблица III. Наннопланктон из разрезов 3218 (фиг. 1, 2), 3223 (фиг. 3–13, 17, 18, 20) и 3263 (фиг. 14–16, 19). Фиг. 1 происходит из обр. 3218/4; фиг. 2 – из обр. 3218/5; фиг. 3–8 – из обр. 3223/5; фиг. 9 – из обр. 3223-8; фиг. 10, 11, 18, 20 – из обр. 3223/10; фиг. 12, 13 – из обр. 3223/22; фиг. 14, 15, 19 – из обр. 3263/30; фиг. 16 – из обр. 3263/39;

фиг. 17 – из обр. 3223/49. Длина масштабной линейки равна 5 мкм. Фотографии фиг. 1, 2, 7, 10, 14–17 сделаны в проходящем свете, остальные – в скрещенных николях.

1 – *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini, 1964; 2 – *Nephrolithus frequens* Górká, 1957; 3 – *Cruciplacolithus subrotundus* Perch-Nielsen, 1969; 4 – *Cruciplacolithus intermedius* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967; 5 – *Ericsonia subpertusa* Hay et Mohler, 1967; 6, 7 – *Cruciplacolithus edwardsii* Romein, 1979; 8 – *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck et Prins, 1987; 9 – *Biantholithus astralis* Steinmetz et Stradner, 1984; 10 – *Chiasmolithus danicus* (Brotzen, 1959) Hay et Mohler, 1967; 11 – *Ericsonia subpertusa* Hay et Mohler, 1967; 12 – *Cyclagelosphaera alta* Perch-Nielsen, 1979; 13 – *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen, 1977; 14 – *Neochiastozygus cf. saepes* Perch-Nielsen, 1971; 15 – *Neochiastozygus cf. modestus*; 16 – *Neochiastozygus cf. perfectus* Perch-Nielsen, 1971; 17 – *Neochiastozygus cf. saepes* Perch-Nielsen, 1971; 18 – *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967, плохо выражены “лапки” на концах длинных балок; 19 – *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay et Mohler in Hay et al., 1967, типичный экземпляр с “лапками” на концах длинных балок; 20 – коккосфера мелких *Prinsius* sp.

Таблица 1. Координаты изученных разрезов и сведения о количестве взятых в них образцов на различные виды анализов

Разрез	Географические координаты		Кол-во ориентированных штуфов // неориентированных (петромагнитных) // геохимических // микропалеонтологических образцов // мощность (м)
	с. ш. (°)	в. д. (°)	
3267	51°53'46.6"	47° 3'30.8"	9 // 9 // 18 // - // 11.25
3224	51°54'31.9"	47° 5'15.0"	10 // - // 10 // 8 // 4.5
3219	51°55'19.0"	47° 6'48.9"	11 // 10 // 21 // 11 // 9.1
3218	51°55'52.8"	47° 7'59.3"	16 // 15 // 31 // 14 // 13.6
3223	51°56'13.5"	47° 8'46.0"	50 // - // 50 // 50 // 26
3263	51°56'35.6"	47° 9'25.8"	60 // - // 60 // 15 // 29.8
3265	51°56'51.7"	47° 9'58.4"	27 // 27 // 54 // - // 35.5
3264	51°57'34.7"	47°11'9.8"	26 // 26 // 52 // - // 34.2
3266	51°57'55.0"	47°11'47.7"	24 // 24 // 48 // - // 24.1
			Итого: 233 // 111 // 344 // 98 // 188.5

Таблица 2. Статистические петромагнитные и геохимические характеристики изученных отложений

Статистические петромагнитные и геохимические характеристики изученных отложений

Свита (подсвита)	Пачки (n – кол-во образцов)	Петромагнитные характеристики						Химические элементы	
		K (10^{-5} ед. СИ)	J_n (10^{-3} А/м)	Q_d	J_{rs} (10^{-3} А/м)	V_{cr} (мТл)	S	Si (%)	Ca (%)
Нижнесызранская (P_{1sz_1})	IV n = 184	3.54-11.92	0.05-0.57	0.01-0.36	18.5-95.7	32.6-50	0.14-0.96	28.8-39.0	0.7-9.8
		6.13	0.16	0.06	55	42.69	0.91	36.4	2.25
P_{1bg-sz_1}	III n = 67	6.61-21.52	0.09-0.60	0.01-0.12	43.5-137.7	38.34-45.92	0.88-0.96	27.9-37.4	1.7-11.4
		13.1	0.24	0.04	71.03	43.12	0.91	33.3	4.38
Белгородки (P_{1bg})	II n = 43	4.15-38.5	0.05-0.30	0.003-0.09	21.7-115.2	37.56-64.34	0.81-0.99	25.4-38.3	0.7-9.4
		24.83	0.16	0.02	48.4	43.32	0.92	30.9	3.6
Радищевская (K_2rd)	I n = 48	0.01-4.41	0.005-0.12	0.001-1.64	1.9-47.3	32.67-65.5	0.42-0.99	2.2-26.4	42.8-60.2
		1.69	0.04	0.1	10.17	40.34	0.9	5.1	54.3

В верхней строке каждой ячейки указаны минимумы и максимумы, а в нижней строке – средние значения параметра.

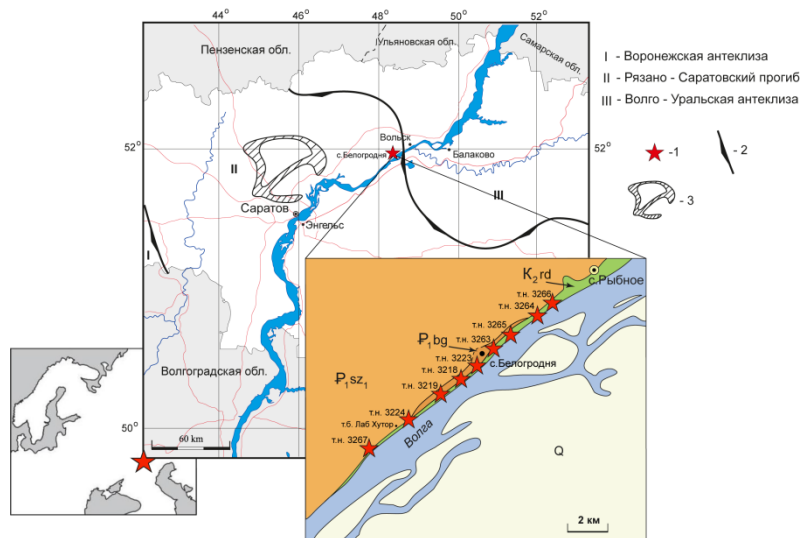
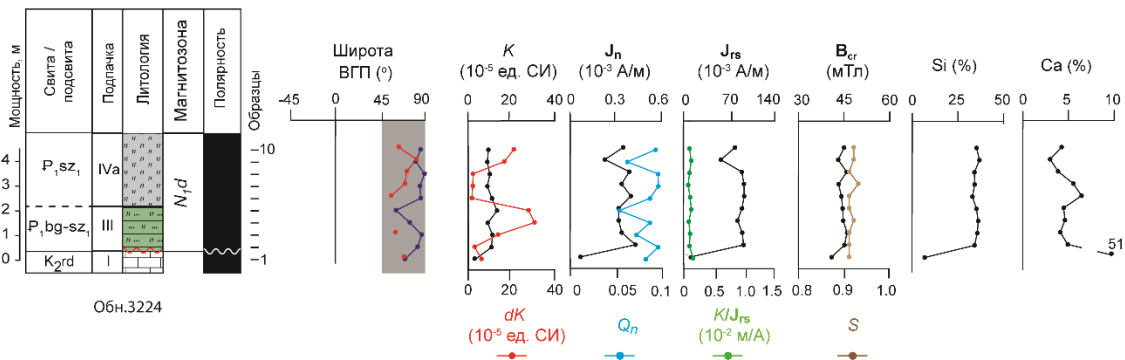
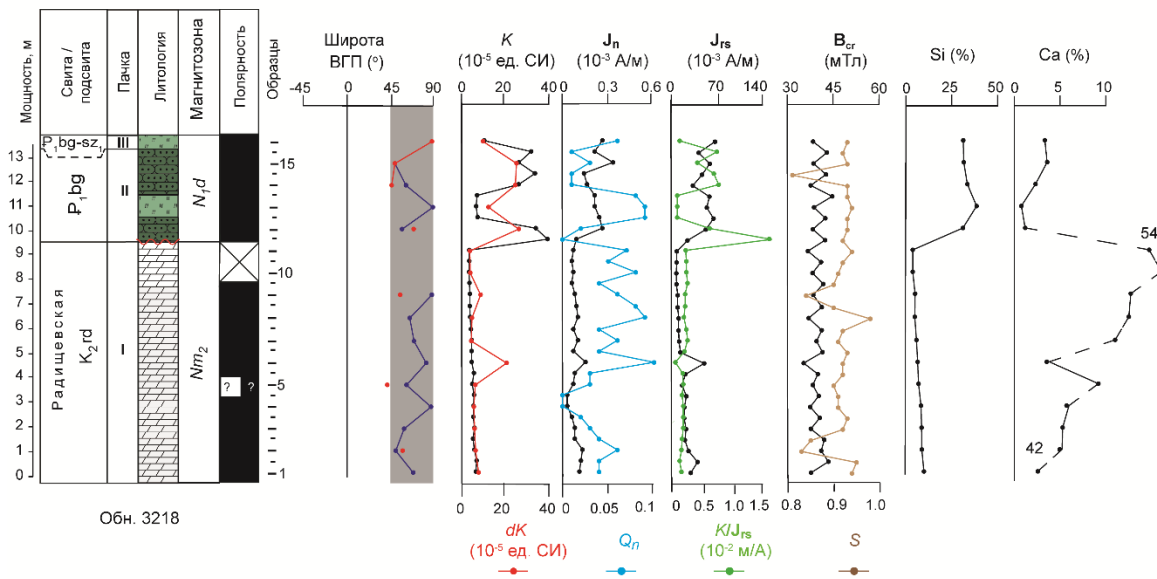
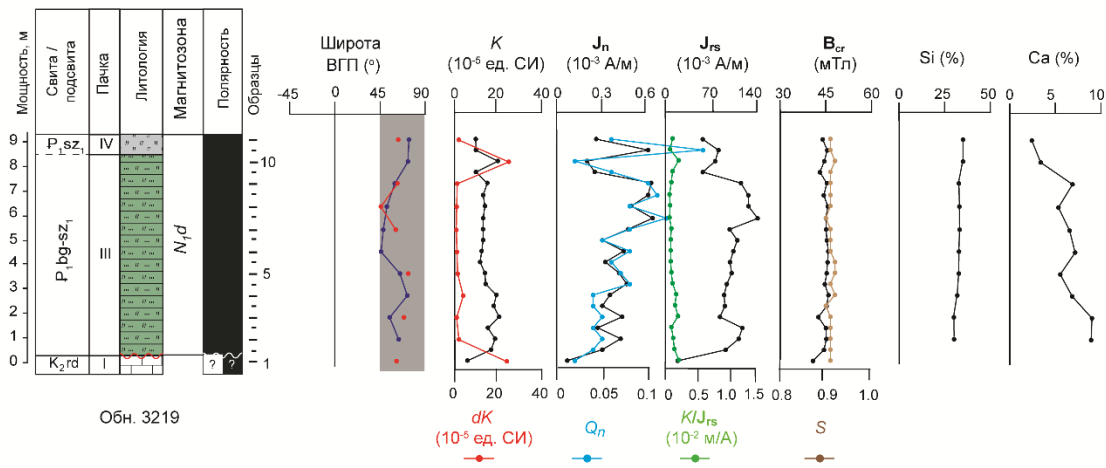
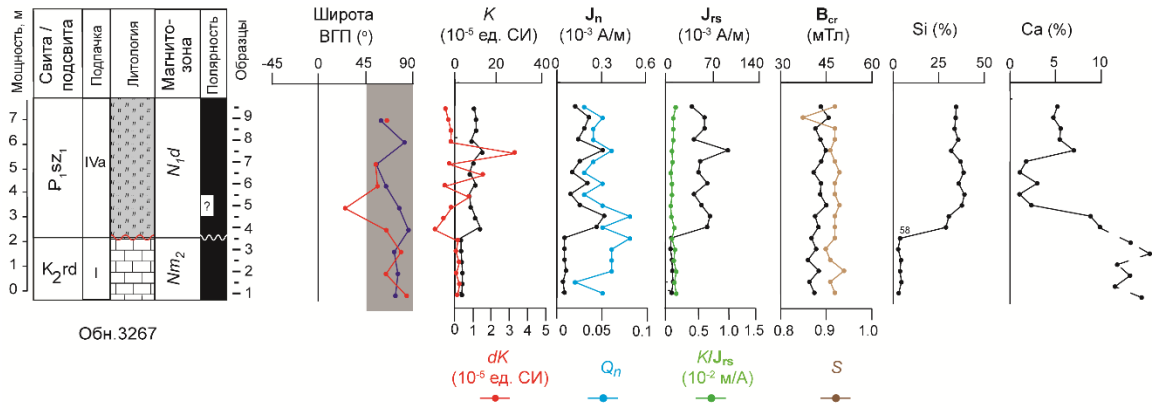
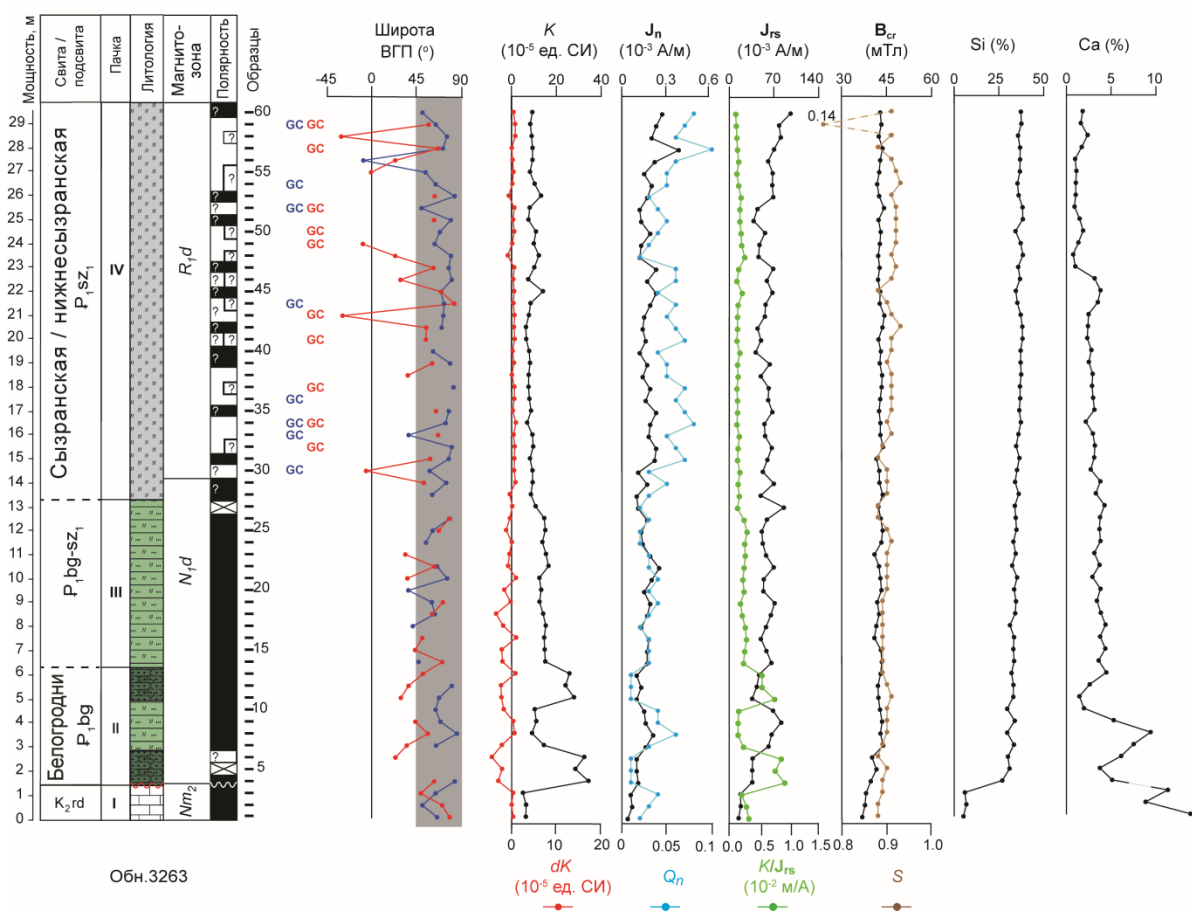
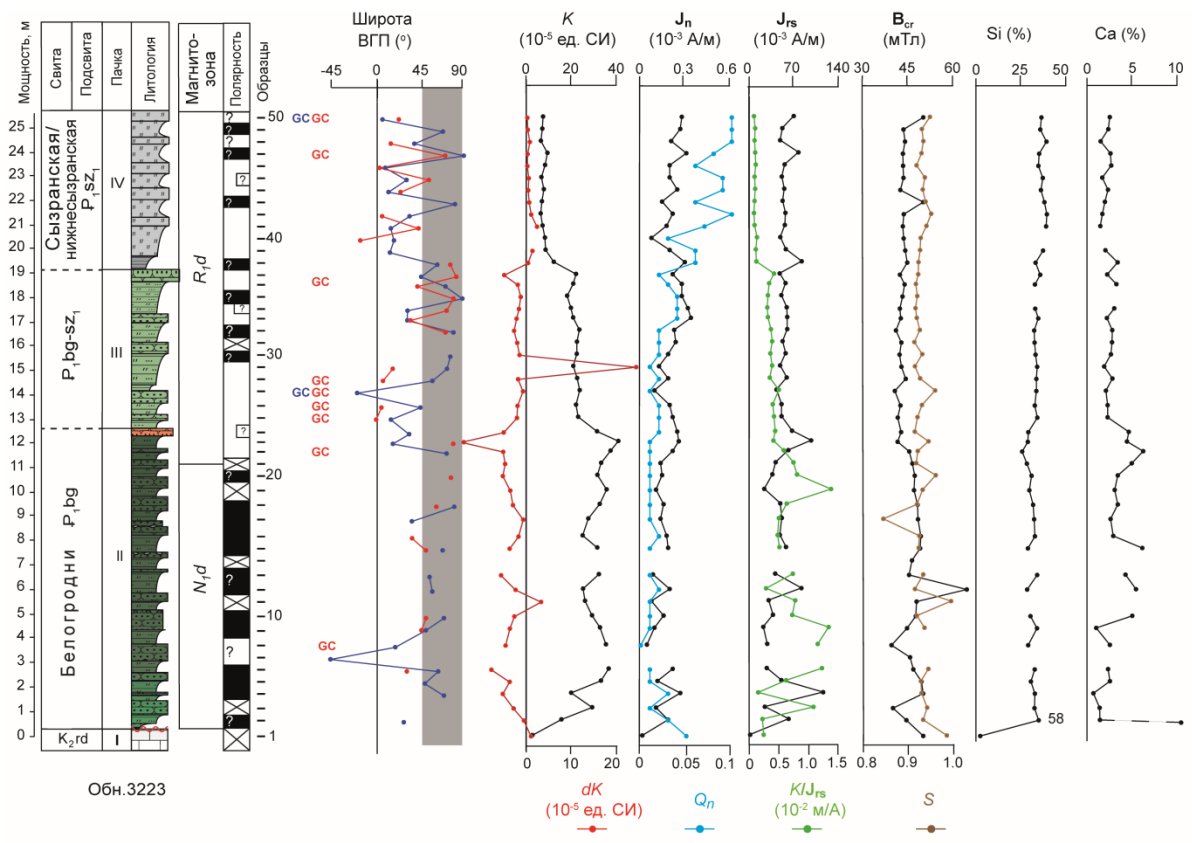
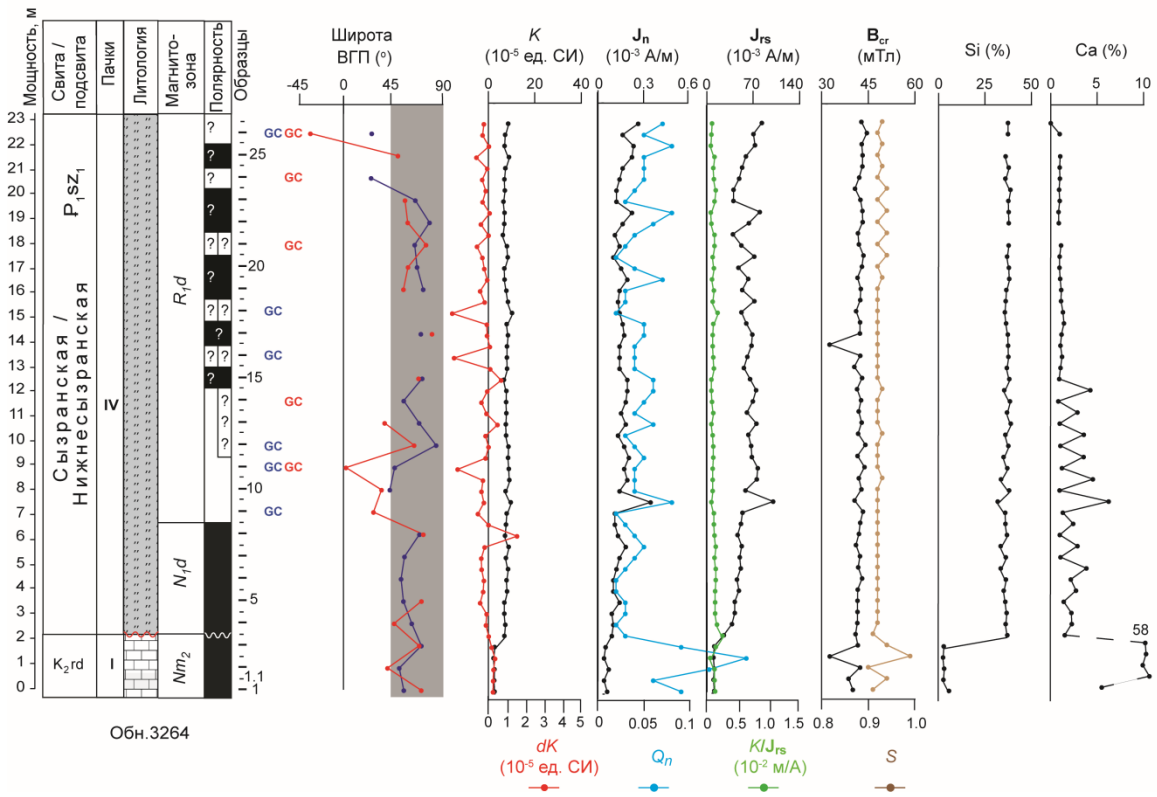
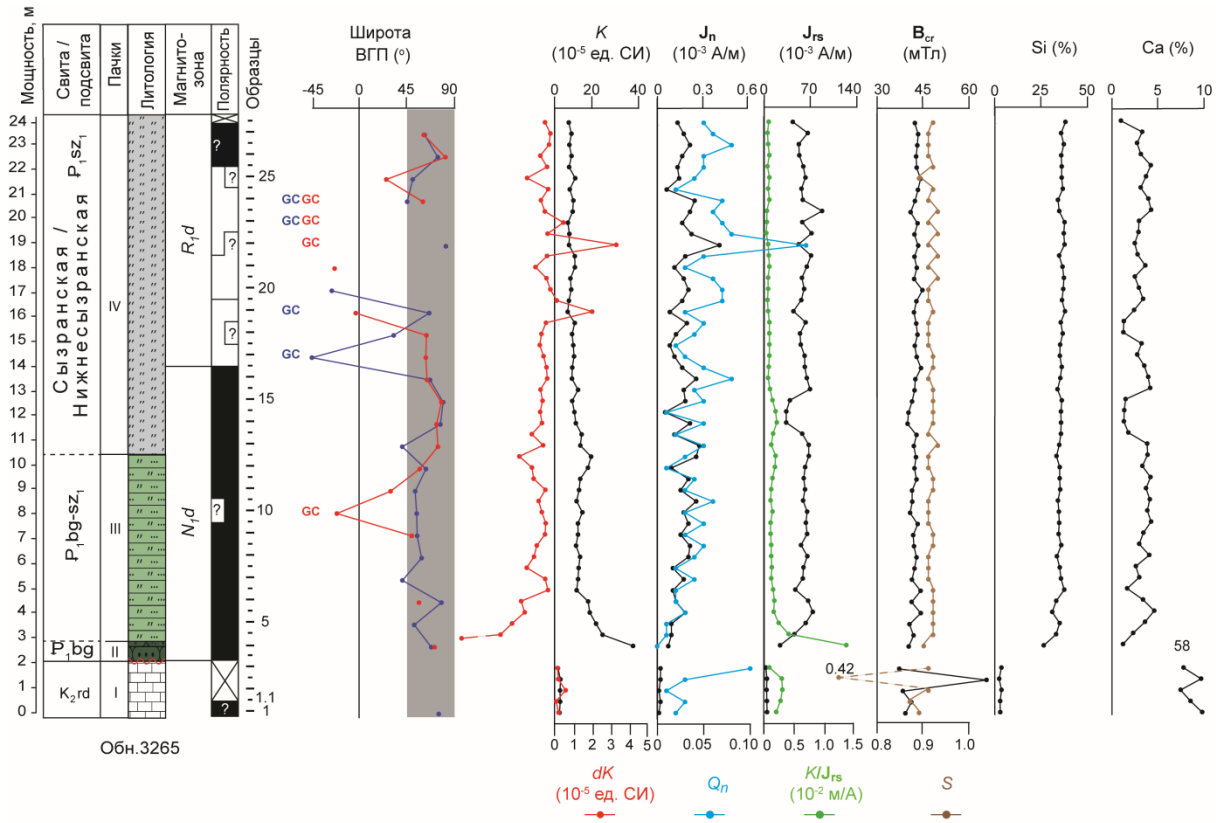


Рис. 1.







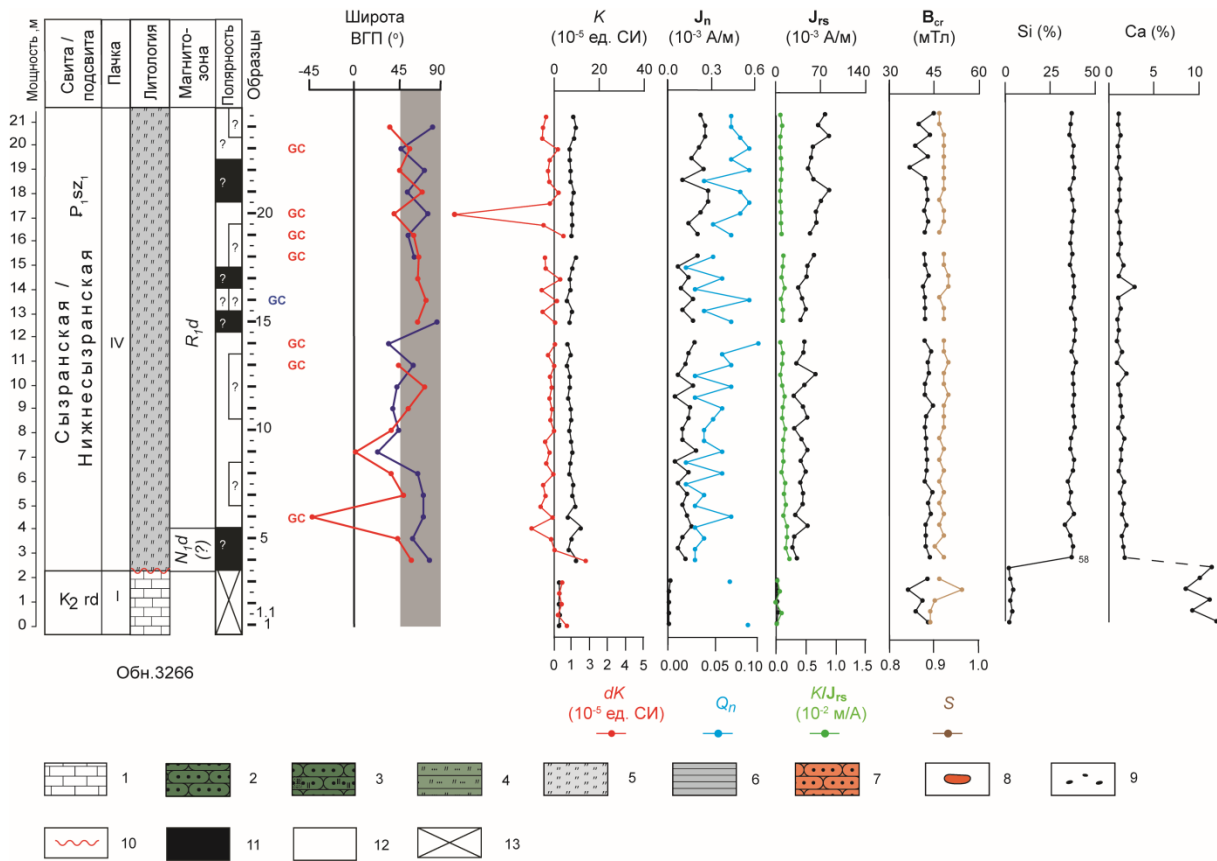


Рис. 2.

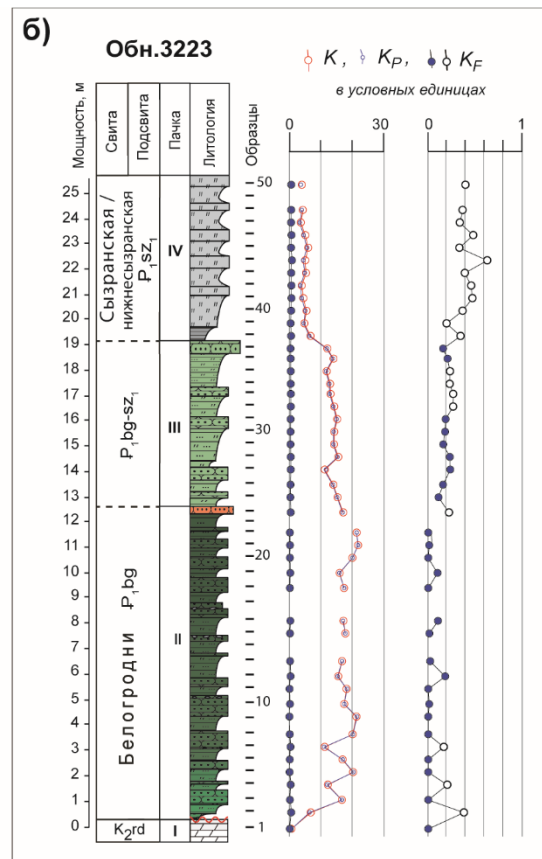
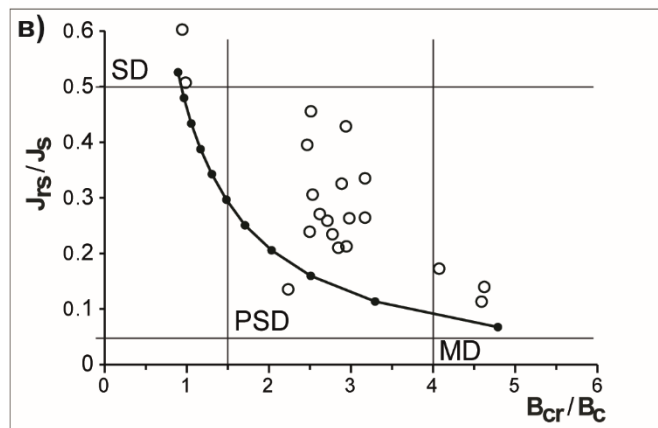
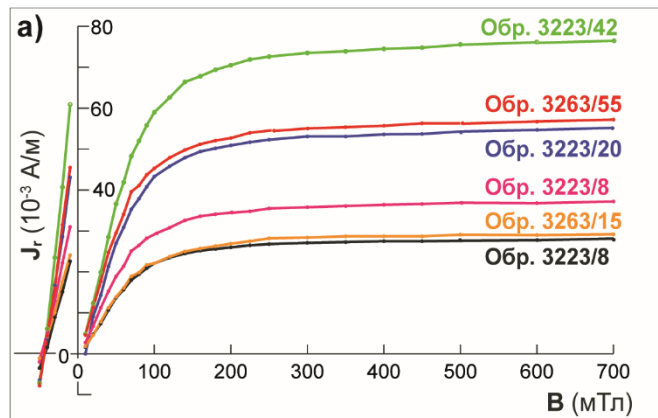
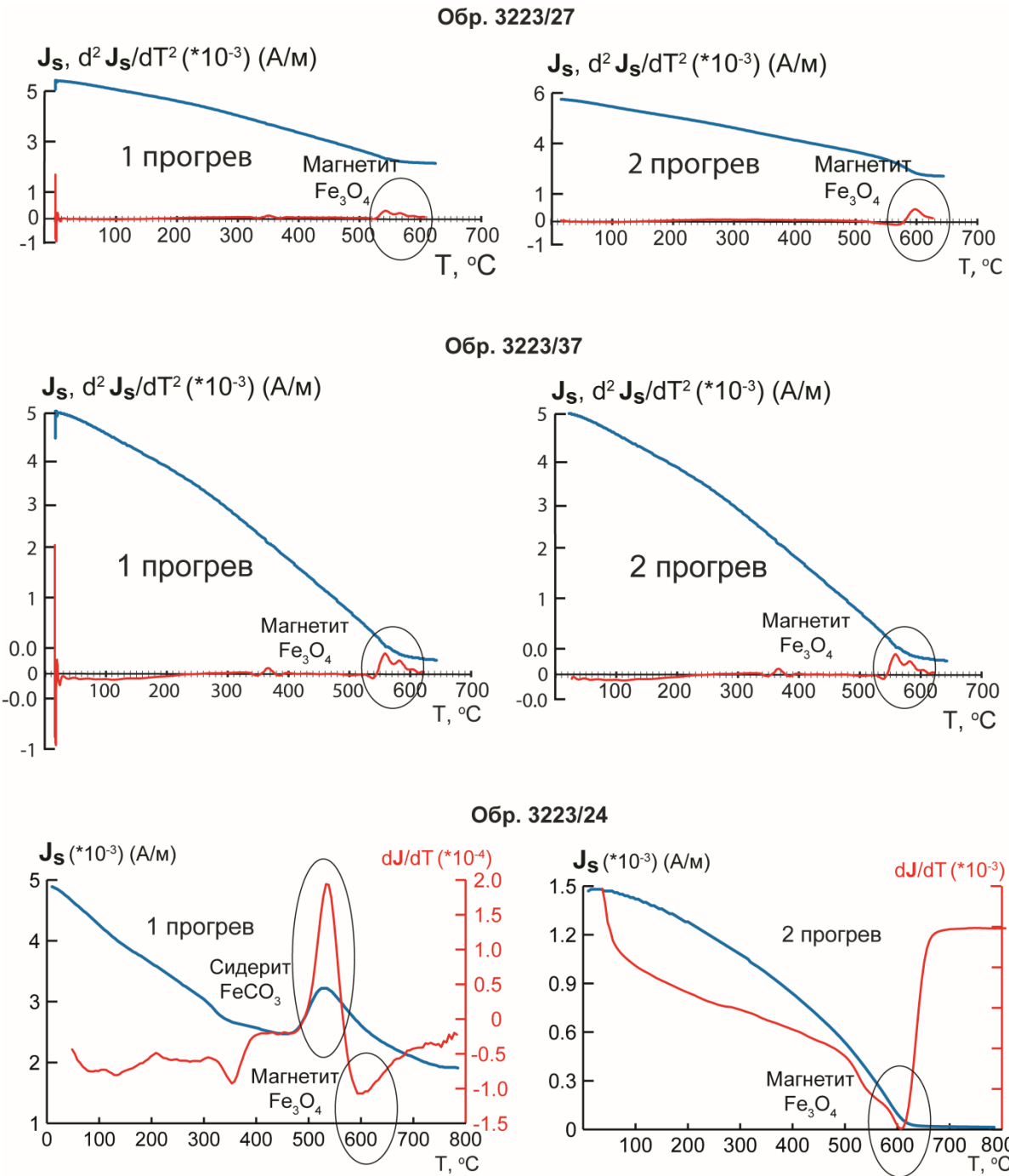


Рис. 3.



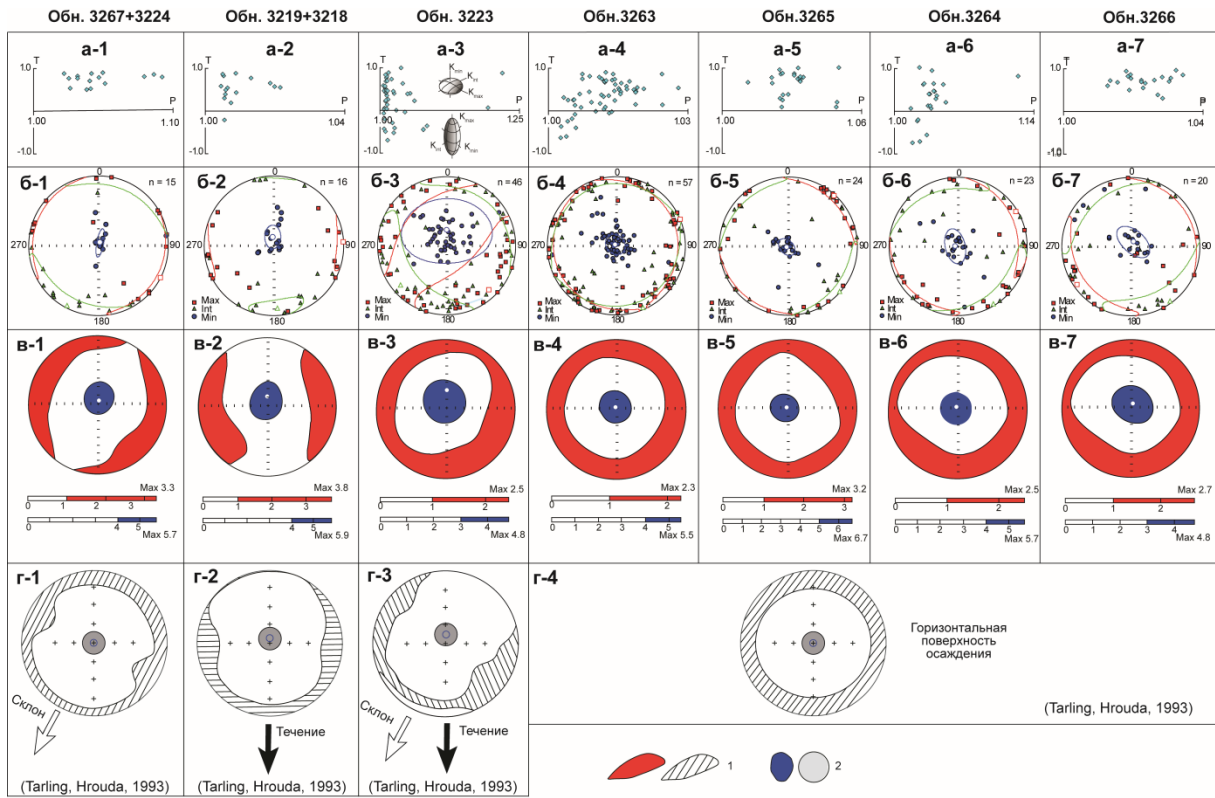


Рис. 6.

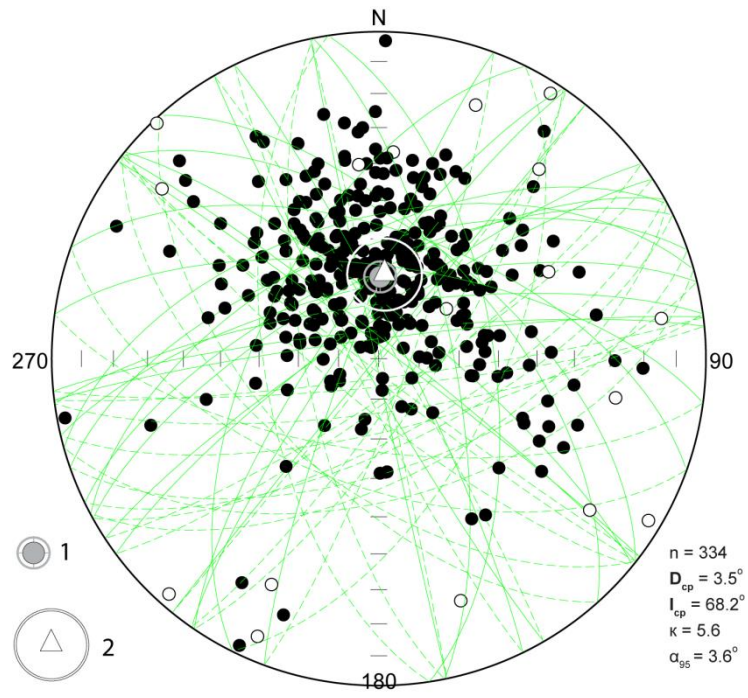
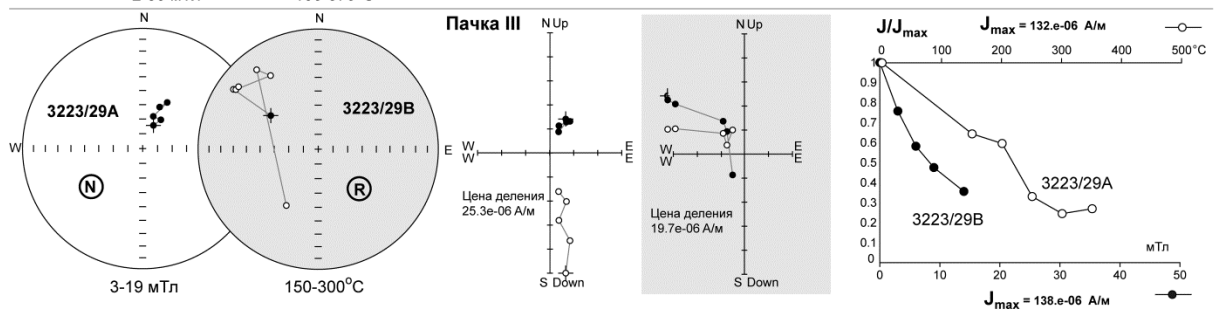
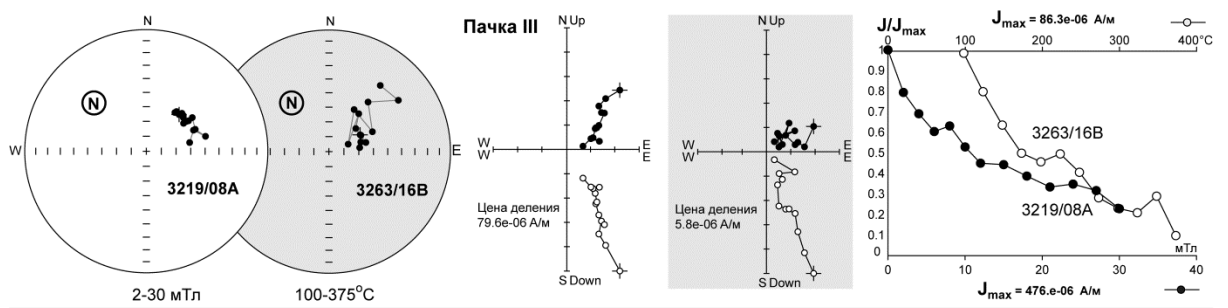
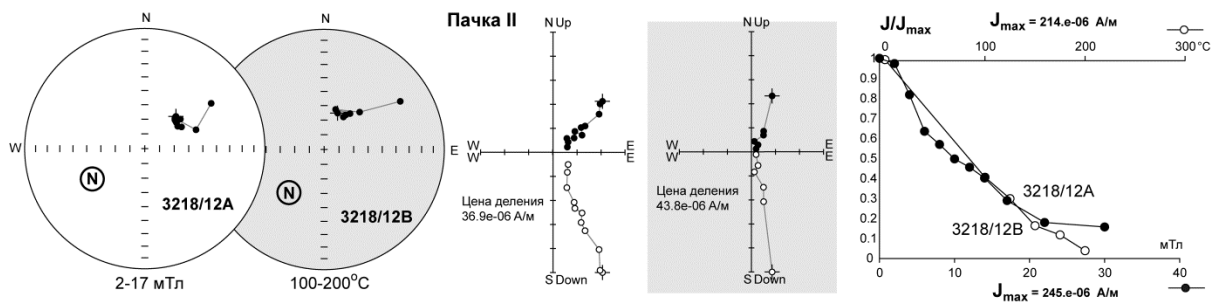
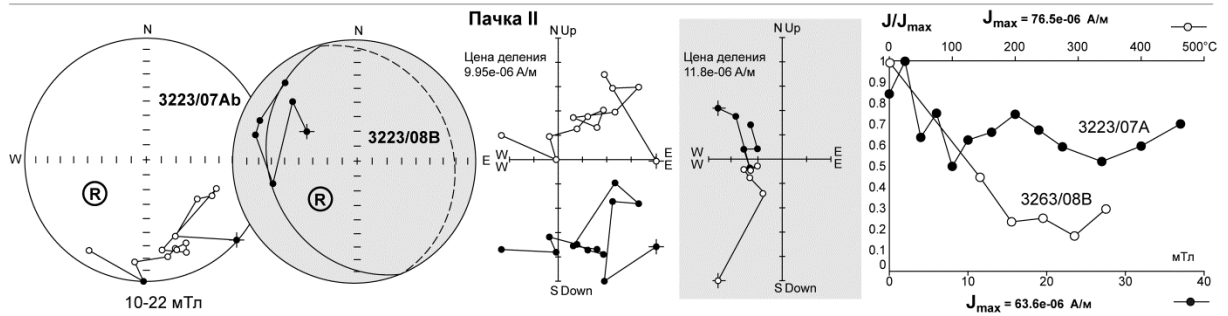
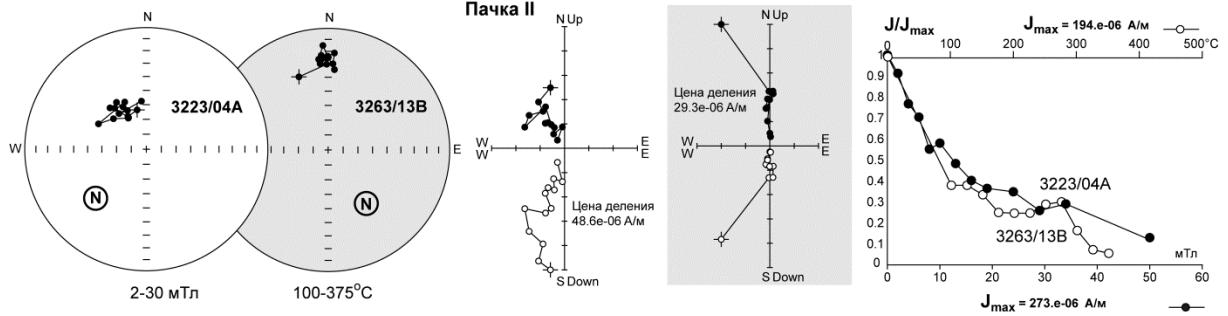
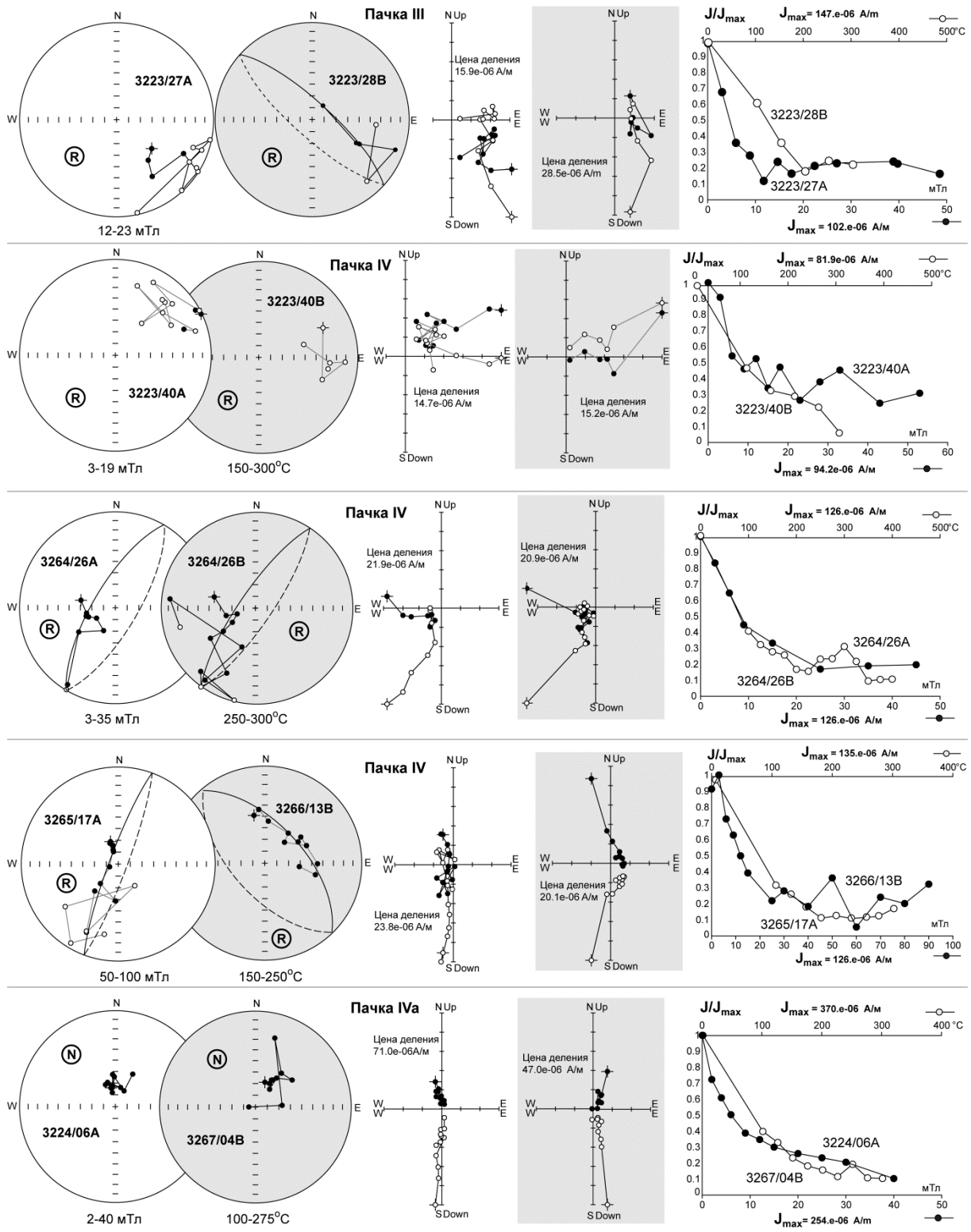


Рис. 7.





• 1 ○ 2

• 3 ○ 4

Рис. 8.

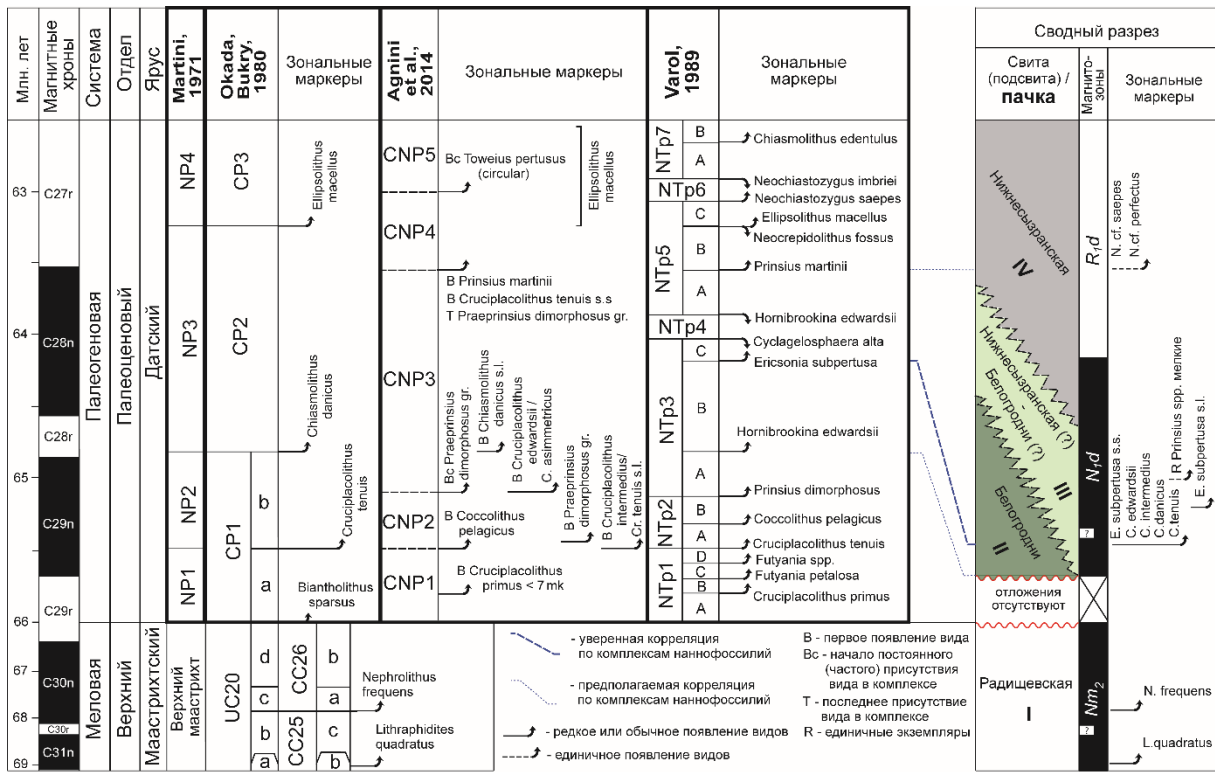


Рис. 9.

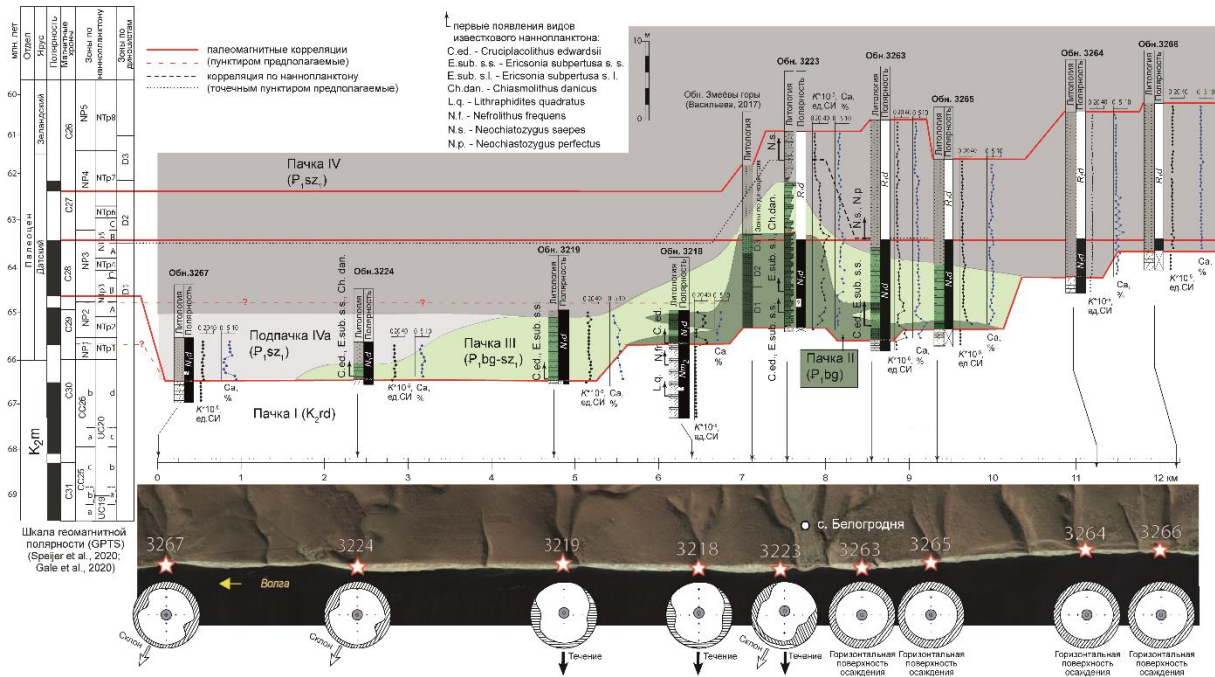


Рис. 10.

Таблица I

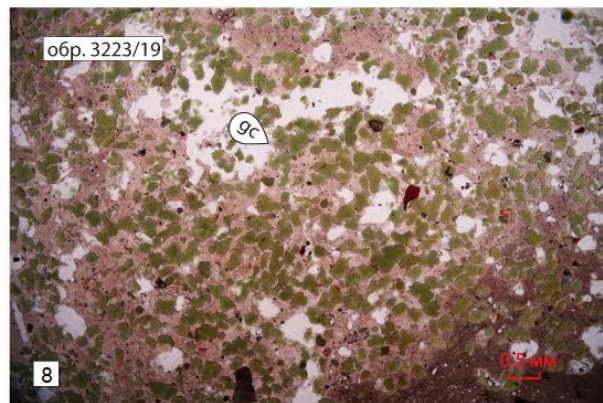
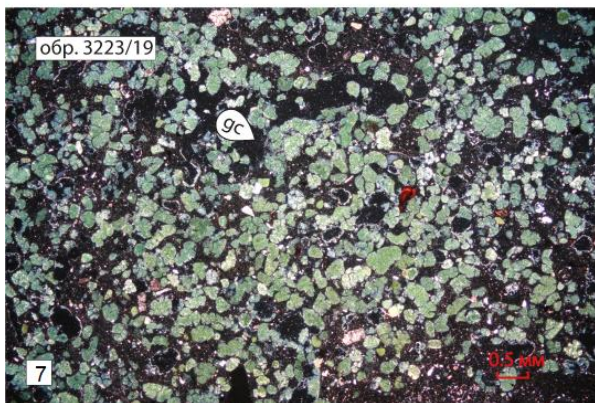
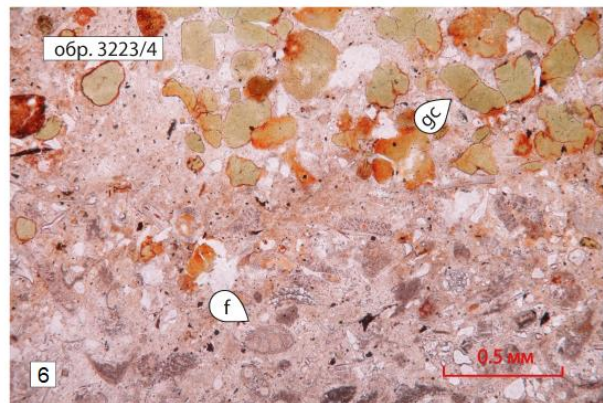
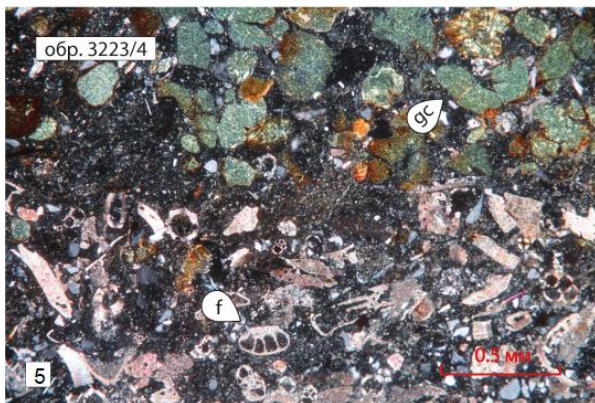
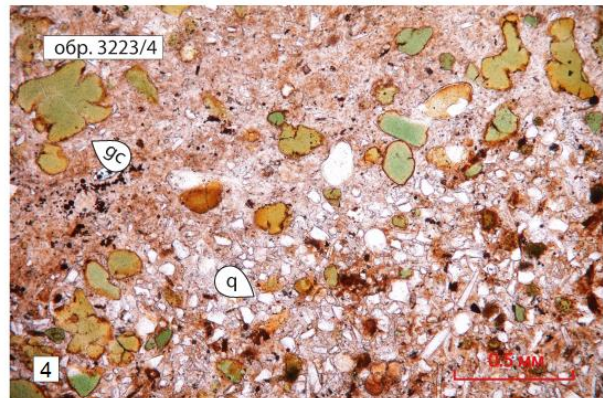
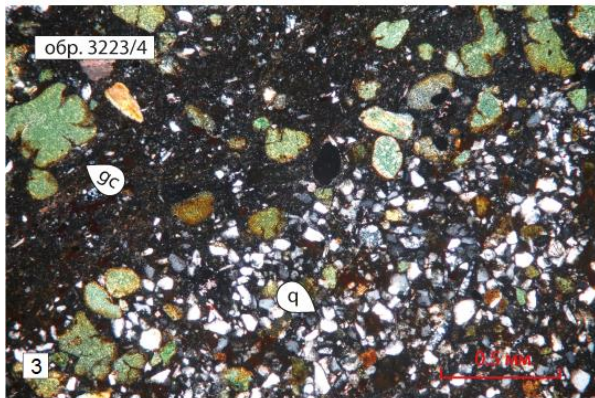
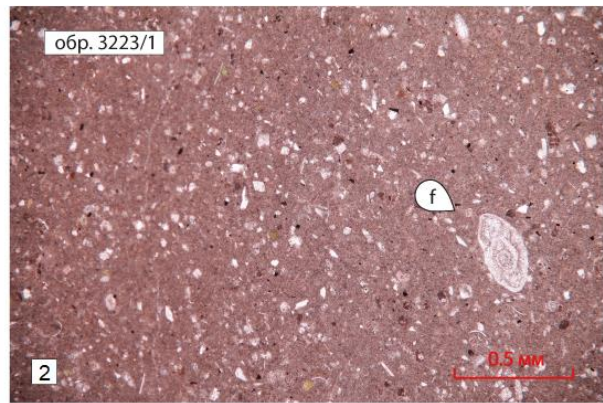
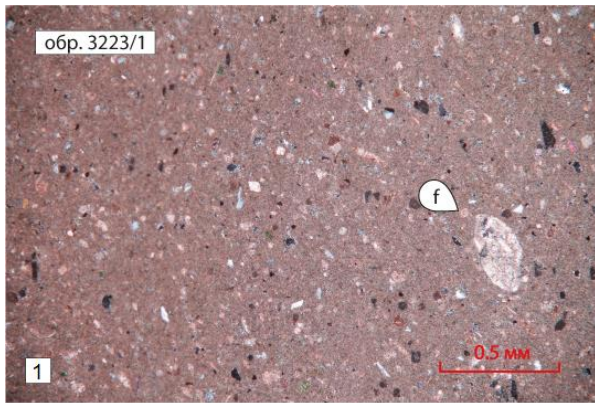


Таблица II

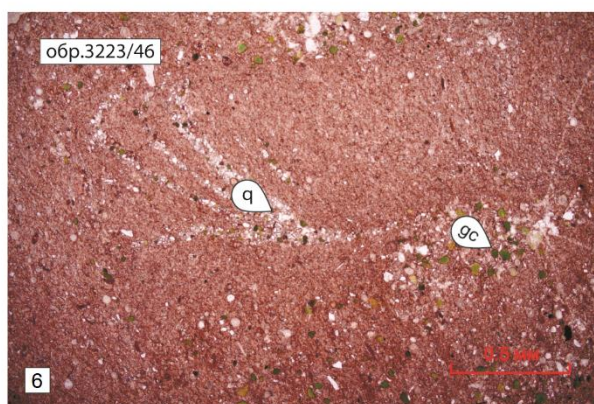
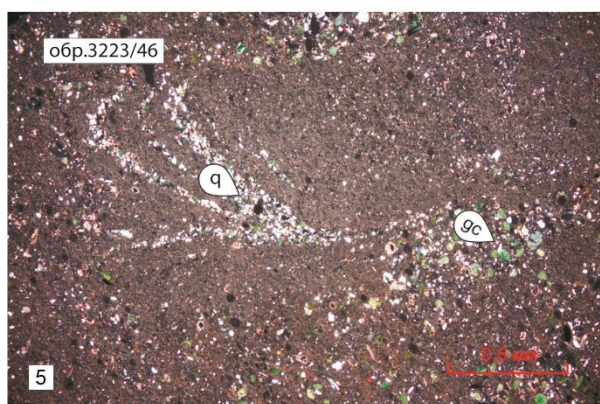
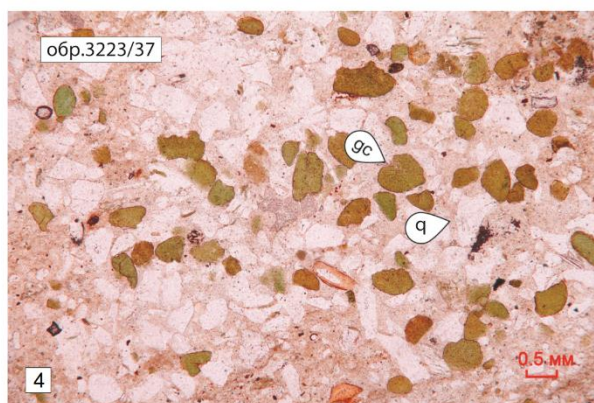
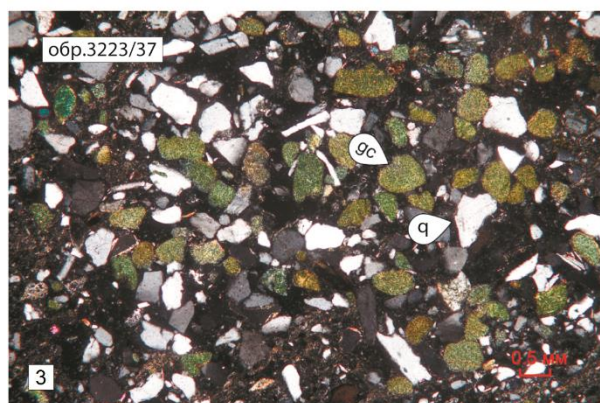
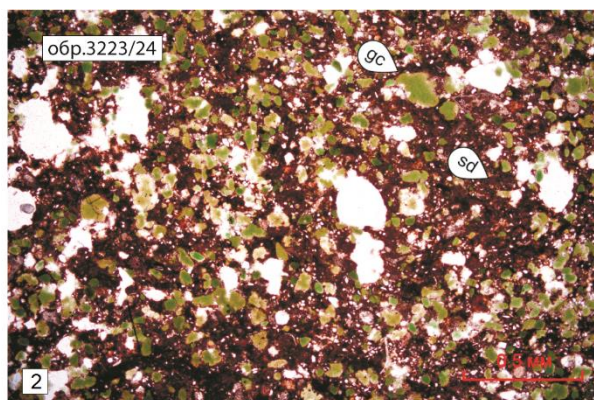
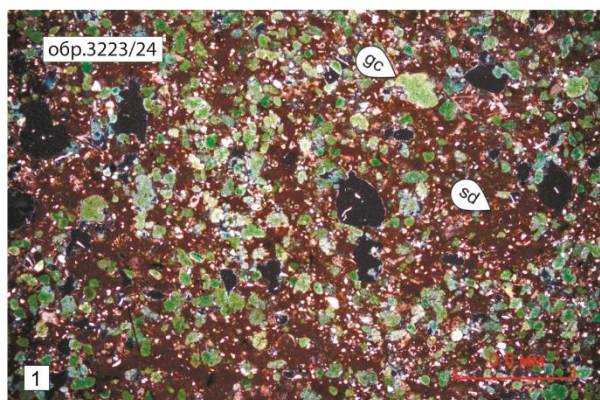
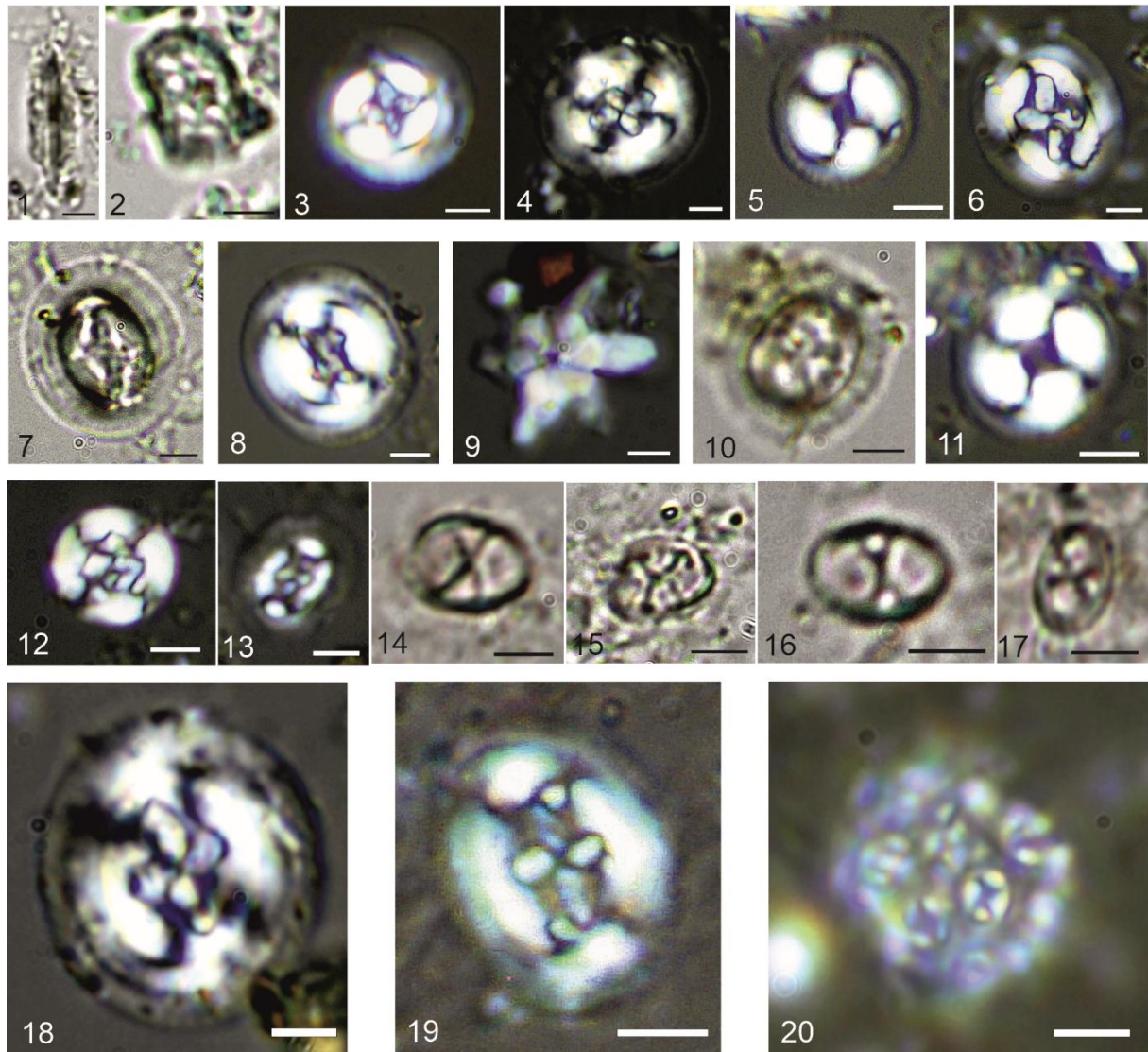


Таблица III



**Magnetostratigraphy of the Danian Stage of the Volga Right Bank Region
near Saratov. Article 2. Belogradnya Formation–Lower Syzran
Subformation**

D. A. Shelepov^a, A. Yu. Guzhikov^{a, #}, V. A. Musatov^{b, c}, I. S. Ukhov^d

^a *Saratov National Research 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*

⁴ *Institute of Geology and Development of Fossil Fuels, Moscow, Russia*

#e-mail: aguzhikov@yandex.ru

The present paper provides a detailed description of the stratotype of the Belogrodnya Formation, which, like the Klyuchevskaya member, lies on the eroded surface of the Upper Cretaceous and is overlain by the Lower Syzran Subformation. The exact age relationships between the Klyuchevskaya member and the Belogrodnya Formation have not been established to date. The paper presents pioneering magnetostratigraphic data obtained from nine studied sections and new results of nannofossil stratigraphy. Two normal and reverse polarity magnetozones are identified and the approximate level of the geomagnetic inversion C28n–C27r is substantiated. According to magnetostratigraphic and micropaleontological results obtained, the Belogrodnya Formation cannot be younger than NP3 nannofossil zone. Based on the results of detailed correlation of sections using lithological, magnetostratigraphic, geochemical data, materials of mineralogical analysis of thin sections and information on the anisotropy of magnetic susceptibility, the structure of the Belogrodnya Formation has been clarified, the diachroneity of its boundaries has been established, a petromagnetic criterion has been proposed to substantiate the upper boundary.

Keywords: Paleocene, geomagnetic polarity, anisotropy of magnetic susceptibility, glauconite, calcareous nannofossils, Saratov Volga region