

УДК 551.763.33:550.838.5

НОВЫЕ БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КАМПАНСКИМ–МААСТРИХТСКИМ ОТЛОЖЕНИЯМ КЛАССИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА НИЖНЯЯ БАННОВКА (ЮГ САРАТОВСКОГО ПРАВОБЕРЕЖЬЯ)

© 2017 г. А. Ю. Гужиков*, Е. Ю. Барабошкин**, В. Н. Беньямовский***, В. С. Вишневская***,
Л. Ф. Копаевич**, Е. М. Первушов*, А. А. Гужикова*

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов

**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

***Геологический институт РАН, Москва

e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.12.2015 г.

Получена после доработки 20.01.2016 г.

Проведено детальное литологическое описание, изучены белемниты, бентосные и планктонные фораминиферы, радиолярии, известковые наннопланктон и диноцисты, получена магнитостратиграфическая (магнитополярная и петромагнитная) характеристика верхнего кампана–маастрихта близ с. Нижняя Банновка (Красноармейский район, Саратовская область). Определения белемнитов указывают на наличие в разрезе зоны *Belemnitella lanceolata* верхнего кампана, к которой относятся отложения, датированные ранее зоной *Belemnitella lanceolata* нижнего маастрихта. Установлены аналоги магнитополярных хронов 33n, 32г и 31n (возможно, суперпозиции 31n и 30). Указано на возможность выделения по радиоляриям среднекампанского подъяруса, по аналогии с Международной стратиграфической шкалой. По бентосным фораминиферам, известковым диноцистам и палеомагнитным данным обоснован позднемаастрихтский возраст отложений, относимых ранее к нижнему маастрихту. Установлен участок разреза с крупным гиатусом, соответствующим терминальному кампану и нижнему маастрихту. Намечена последовательность седиментологических, биотических и палеогеографических событий для позднего кампана–маастрихта. Доказаны палеобиогеографические связи между микрофаунистическими сообществами кампанских и позднемаастрихтских эпиконтинентальных морей Русской и Западно-Сибирской плит, установлено обогащение осадка космогенным веществом в конце маастрихта.

Ключевые слова: кампан, маастрихт, белемниты, радиолярии, бентосные и планктонные фораминиферы, известковистые наннопланктон и диноцисты, магнитостратиграфия, биостратиграфия, палеобиогеография, Русская плита, Поволжье

DOI: 10.7868/S0869592X17010033

ВВЕДЕНИЕ

В 2001 г. в Межведомственном стратиграфическом комитете (МСК) России была рассмотрена и утверждена Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в пределах Российской Федерации (Стратиграфическая..., 2004; Олферьев, Алексеев, 2003, 2005), широко используемая ныне в геологических исследованиях. Последующие 14 лет не прекращались инициированные А.Г. Олферьевым работы по совершенствованию схемы путем комплексного изучения опорных разрезов верхнего мела юго-востока Русской плиты на территориях Саратовской (Олферьев и др., 2004, 2007, 2008, 2009а, 2009б, 2014; Гужикова, Багаева, 2013; Гужиков и др., 2014б; Первушов и др., 2015), Волго-

градской (Александрова и др., 2012), Ростовской (Беньямовский и др., 2012, 2014) областей и плато Актолагай (Актюбинская область, Казахстан) (Гужиков и др., 2014а). В результате проведенных работ получены новые седиментологические, палеонтологические, а в последнее время (2013–2015 гг.) магнитостратиграфические и изотопные данные.

Разрез Нижняя Банновка находится на юге Саратовского Правобережья, в 1.5–2 км южнее одноименного села Красноармейского района Саратовской области. Он изучен в двух обнажениях, расстояние между которыми ~1 км: обн. 3012 – верховья оврага Можжевельный (координаты 50°42'57.4" с.ш, 45°38'26.7" в.д.) и обн. 3011 – обращенный к Волге южный склон горы Сырт



Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений кампана–маастрихта близ с. Нижняя Банновка (обнажения обозначены звездочками).

(координаты $50^{\circ}42'29.8''$ с.ш., $45^{\circ}38'59.4''$ в.д.), близ оползневого обрыва (рис. 1, 2).

Полевое изучение разреза Нижняя Банновка проведено в 2012 г. и дополнительно в 2014 г. Пробы на разные виды анализов отбирались по системе “образец в образец”, параллельно с геологическим описанием разреза и послойными сборами макрофауны. При мощности разреза около 60 м, в нем взяты пробы для микропалеонтологических, палео- и петромагнитных исследований со 106 стратиграфических уровней (рис. 3). Принципиально новым стало включение магнитостратиграфического метода в комплекс исследований опорных разрезов верхнего мела Русской плиты.

Литологическое описание разреза выполнено Е.М. Первушовым и А.Ю. Гужиковым, палео- и петромагнитные данные получены А.А. Гужиковой, белемниты изучены Е.Ю. Барабошкиным,

губки — Е.М. Первушовым, радиолярии и известковые диноцисты — В.С. Вишневской, бентосные фораминиферы — В.Н. Беньямовским, планктонные фораминиферы — Л.Ф. Копаевич, известковый наннопланктон — М.Н. Овечкиной и М.А. Устиновой. Н.К. Лебедева (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) пыталась выделить палиноморфы, но это не увенчалось успехом.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА

Внешне выразительные выходы пород верхнего мела в южной части Саратовского правобережья привлекали внимание издавна. С конца XIX века из окрестностей с. Нижняя Банновка в Архивную комиссию Саратовской губернии поступали от местных рыбаков находки ископаемых остатков. Благодаря работам А.Д. Архангельского

(а)



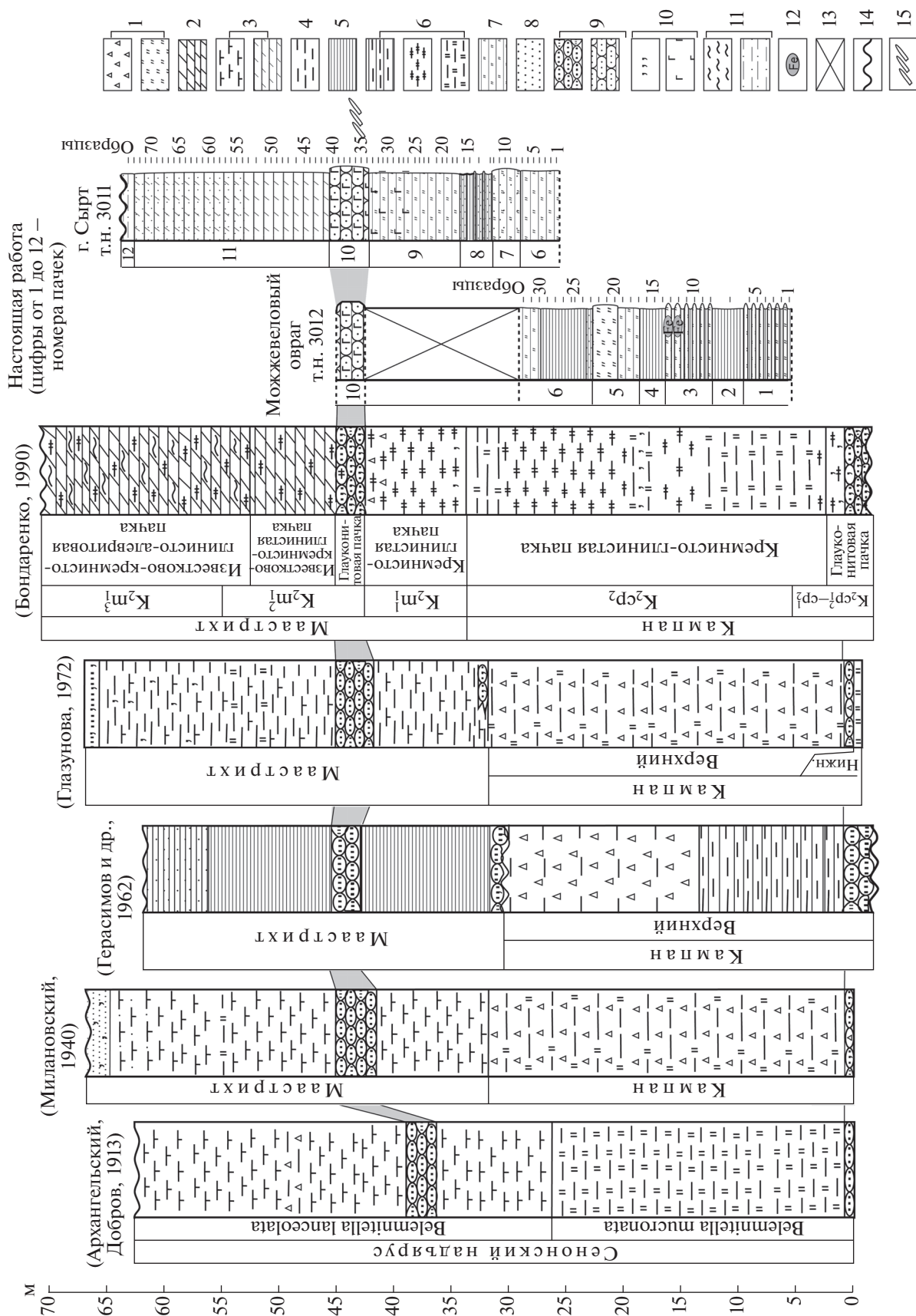
(б)



Рис. 2. Фотографии обнажений 3012 — Можжевельниковый овраг (а) и 3011 — гора Сырт (б). Отмечены границы пачек, цифры означают номера пачек.

(1912), А.Д. Архангельского, С.А. Доброва (1913) и Е.В. Милановского (1940) разрезы южнее этого села, по бортам горы Сырт и по Можжевельниковому оврагу, стали рассматриваться как опорные при характеристике верхнемеловых образований Среднего и Нижнего Поволжья. Здесь была проведена полевая экскурсия Всероссийской конференции по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозоя Русской плиты (Решения..., 1955, 1962). Во второй половине XX века

В.И. Барышникова с коллегами (1961), М.В. Бондарева с соавторами (1981), Н.А. Бондаренко (1990) и другие исследователи проводили повторные геологические описания разреза, изучали вещественный состав пород, предпринимали попытки уточнить возраст отложений на уровне подъярусов и зон путем получения дополнительного палеонтологического (в том числе микрофаунистического) материала. Сформировавшиеся к настоящему времени представления о стратигра-



фии пограничного интервала кампана—маастрихта обобщены Е.М. Первушовым с соавторами (Первушов и др., 1999б). Согласно им, в сводном разрезе верховьев Можжевельного оврага и г. Сырт присутствует верхнекампанский подъярус в составе белемнитовых зон *langei*, *lichagewi* (кремнисто-терригенная толща) и нижний маастрихт, представленный зоной *lanceolata* (терригенно-карбонатные отложения).

В 1980-е годы предпринимались попытки палеомагнитного изучения верхнего мела в районе Нижней Банновки (Гришанов, 1984; Абакшин и др., 1992; Pechersky et al., 1983), не увенчавшиеся успехом из-за чрезвычайно малой естественной остаточной намагниченности пород, недоступной для измерений на аппаратуре того времени. Но петромагнитные данные по разрезу были востребованы для получения нетривиальной информации об условиях формирования отложений (Фомин и др., 2006).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Все слои залегают субгоризонтально. В литологическом отношении разрез четко подразделяется на две части: нижнюю кремнисто-терригенную (пачки 1–9), и верхнюю терригенно-карбонатную (пачки 10–12), традиционно сопоставляемые с алтынской надсвитой и лохской свитой соответственно (Стратиграфическая..., 2004).

Описание сводного разреза приводится снизу вверх (рис. 3).

Обнажение 3012 (Можжевельный овраг)

Пачка 1 (обр. 3012/1–3012/6). Частое чередование слоев опок темно-серых, иногда с синеватым оттенком, светло-серых (мощностью от 10 до 30 см) и глин кремнистых, от темно-серых до черных, плитчатых или листоватых (мощностью в основном до 0.1 м). И опоки, и глины местами слюдистые, часто содержат неравномерно распределенный псаммитовый тонко- и среднезернистый кварцевый и глауконитовый материал, концентрации которого сильно различаются в разных слоях. Псаммитовый материал приурочен в основном к многочисленным различно ориентированным ходам диаметром 0.1–1 см и протяженностью 0.5–5 см. Все породы неравномерно трещиноватые и в разной степени ожелезнены с поверхностей и по трещинам. Верхи пачки формируют крутой уступ в эрозионных гривах. Видимая мощность ~4 м.

Пачка 2 (обр. 3012/7). Глины кремнистые, черные, листоватые. В верхней половине пачки два слоя мелкооскольчатых опок мощностью 0.2–0.3 м. Мощность 2.5 м.

Пачка 3 (обр. 3012/8–3012/13). Частое чередование опок и кремнистых глин, аналогичное пач-

ке 1. Характерной особенностью пачки является наличие в ее верхней половине двух сближенных мощных (0.4–0.5 м) слоев сильноожеженных с поверхности опок. Верхи пачки 3 также формируют крутой уступ в эрозионных гривах. Мощность 4.2 м.

Пачка 4 (обр. 3012/14–3012/16). Глины кремнистые, опокovidные, от темно-серых до черных, мелкооскольчатые. Граница с вышележащим слоем нечеткая. Мощность 2.5 м.

Пачка 5 (обр. 3012/17–3012/22). Опоки и опокovidные глины серые, без четких границ между слоями. В верхней части пачки опоки приобретают характерный зеленоватый оттенок с поверхностью. Мощность 4 м.

Пачка 6 (обр. 3012/23–3012/32). Глины кремнистые, песчанистые, от темно-серых до черных, мелкооскольчатые, листоватые. В основании глина сильнопесчанистая, серая, мощностью ~0.3 м. В верхней части (обр. 3012/30–3012/32) глины опокovidные. Видимая мощность 6.5 м.

Перекрывающие отложения сильно задернованы, но в 13–15 м выше по разрезу в многочисленных промоинах, рассекающих северо-восточный склон горы Сырт, повсеместно вскрывается глауконитовый песчаник, насыщенный рострами белемнитов и створками устриц (пачка 10), который послужил репером при увязке обнажений 3012 и 3011. Более точно обнажения были сопоставлены по палео- и петромагнитным данным.

Обнажение 3011 (г. Сырт)

В обнажении на южном склоне горы Сырт продублирован отбор верхов пачки 6 (обр. 3011/1–3011/7) видимой мощностью ~3.5 м. Контакт с вышележащей пачкой нечеткий. Судя по изучению пачки 6 в двух обнажениях, ее истинная мощность составляет 7–9 м.

Пачка 7 (обр. 3011/8–3011/12). Опоки глинистые, песчанистые, темно-серые, с тонкими прослоями глин кремнистых, песчанистых. С поверхности пачки 6 и 7 покрыты щебенкой опокovidных светло-серых пород, и граница между ними незаметна. Мощность 2.4 м.

Пачка 8 (обр. 3011/13–3011/16). Глины кремнистые, сильнопесчанистые, очень мелкооскольчатые, темно-серого и темно-коричневого цвета, обусловленного, скорее всего, гидроокислами железа, с подчиненными прослоями опокovidных глин. С поверхности вся пачка покрыта древесной серо-коричневого цвета. Мощность 2.8 м.

Пачка 9 (обр. 3011/17–3011/33). Глины опокovidные, песчанистые, слюдистые, темно-серые. Примерно в 5 м выше подошвы пачки появляются видимые зерна глауконита, количество которых заметно увеличивается к кровле. По направлению к кровле увеличивается и содержание кварцевой составляющей алевритовой и тонко-

псаммитовой размерности, рассеянной как равномерно, так и в виде линз. Биотурбированность редкая и хаотичная, проявляется пятнистостью на выветрелой поверхности. Сочетание реликтов тонкой слоистости и полостей ходов придает вмещающей породе пестрый облик. С поверхности пачка покрыта дресвой с зеленоватым оттенком. Мощность 8 м.

Пачки 8 и 9 образуют характерный пологий склон между двумя уступами, образованными выше- и нижележащими породами в микрорельефе склона горы Сырт.

Пачка 10 (обр. 3011/34–3011/40). Песчаник глауконитово-кварцевый, карбонатный, мелко- и среднезернистый, желто-зеленый, на поверхности скола — ярко-зеленый, пятнистый из-за неравномерного прокрашивания светло-желтыми гидроокислами железа, неяснослоистый. Распределение терригенной и карбонатной составляющих неравномерное. Вверх по разрезу содержание псаммитовой составляющей сокращается, уменьшается размерность зерен и возрастает карбонатность — от отсутствия реакции на HCl в подошве (до уровня обр. 3011/37 включительно) до сильного вскипания в кровле. Неравномерно рассеяны коричневые фосфориты диаметром до 3–4 см. Фосфориты веретенообразных очертаний представляют собой фоссилизированные и переотложенные ядра или стенки ходов. Уровни биотурбаций представлены мелкими и тонкими полостями.

Подошва пачки не очень выразительная. Низы песчаника внешне похожи на опоковидные сильнопесчаные глины с большим содержанием глауконита, слагающие верхи пачки 9. Верхняя граница пачки четкая и неровная. В кровле песчаник рыхлый, с тонкой параллельной слоистостью, что при выветривании подчеркивается тонкой плитчатой отдельностью; полости биотурбаций, прослеживаемые от поверхности кровли, более крупные и протяженные, чем в остальной части песчаника.

Нижняя часть слоя насыщена остатками беспозвоночных. Многочисленны рассеянные раковины двустворчатых моллюсков, при доминировании устриц: *Pycnodonte concavexa* (Sow.), *P. variabile* A. Ivanov, *Auriphyllina mirabilis* (Rousseon), *Volgella porrecta* A. Ivanov, *V. oblique* A. Ivanov, *V. sculpta* A. Ivanov, *Orbigonia cf. civaliaris* A. Ivanov, *Vanustella subdonetzensis* (Glassunova), *Vanustella* sp., *Hyotissa* sp., реже распространены разобщенные тонкие створки *Chlamys* sp. Раковины устриц крупные, до 8–10 см в диаметре, часто их створки сомкнуты. Здесь же большое количество ростров белемнитов, ориентированных преимущественно горизонтально в разных направлениях апикальными участками, некоторые расположены диагонально, апикальной частью вниз. Многие ростры характерно продольно сжаты — почти до

субплоской формы в дорзо-вентральном направлении. Редкие скопления и разрозненные мелкие темно-коричневые чешуйки рыб. Ближе к подошве встречены скелеты губок гексактинеллид фосфатизированные, черные, фрагментированные и окатанные: *Ventriculites* sp., *Lepidospongia* sp, а выше по разрезу — едва фоссилизированные скелеты и отпечатки крупных толстостенных гексактинеллид *Ventriculites* sp., *Ortodiscus* sp. и *Rhizopotegion* sp. в субавтохтонном захоронении. Как и на большей части территории правобережного Поволжья, к нижней части этой пачки часто приурочен в разной степени фосфатизированный остеологический материал морских рептилий.

Выходы неравномерно плотного песчаника образуют небольшой уступ в профиле рельефа склона горы Сырт. Мощность пачки 3.5 м.

Пачка 11 (обр. 3011/41–3011/72). Глины карбонатные, алевроитисто-песчаные, от светло- до темно-серых. В нижней части глины мергелеподобные, в верхней — сильно алевроитисто-песчаные. Условная граница между этими разностями намечается по невыдержанному уровню субвертикальных биотурбаций, неравномерно пятнисто окрашенному гидроокислами железа (уровень обр. 3011/53). Рассеяны мелкие чешуйки слюды, тонкие зерна глауконита, количество которых, как и кварцевых псаммитовых частиц, возрастает вверх по разрезу. Встречаются тонкие (менее 1 см) прослои глин, окрашенные в желтый, желто-коричневый цвет гидроокислами железа. Мощность 17 м.

Пачка 12 (обр. 3011/73, 3011/74). Алевроит глинистый, бескарбонатный, окрашенный гидроокислами железа в желтый цвет, с зернами глауконита, с уровнями рассеянных мелких раковин двустворчатых моллюсков и приуроченными к ним находками единичных ростров белемнитов (Первушов и др., 1999а), неравномерно биотурбирован. Поверхность кровли четкая, неровная, местами карманообразная. Мощность до 1 м.

Выше по разрезу следуют силициты сызранской свиты палеоцена.

Нами проведено сопоставление представлений разных исследователей о строении разреза Нижняя Банновка (Можевеловый овраг, г. Сырт), при этом в качестве безусловно опознаваемых реперных уровней были приняты два пласта глауконитовых песчаников: нижний (кампанский) с *Belemnitella mucronata* (слой 8 по Е.В. Милановскому (1940)) и верхний (маастрихтский) с *B. lanceolata* (слой 3 по Е.В. Милановскому (1940) или пачка 10 в настоящей работе) (рис. 3). Данные всех авторов о мощности отложений, заключенных между этими пластами, удовлетворительно согласуются между собой. Внутри этого интервала встречаются тонкие глауконитовые прослои, которые имеют линзовидный характер и поэтому

зафиксированы не во всех описаниях. Противоречие заключается в наличии пачки карбонатных глин ниже верхнего пласта глауконитового песчаника у одних авторов (Архангельский, Добров, 1913; Милановский, 1940; Герасимов и др., 1962; Глазунова, 1972) и в ее отсутствии у других (Бондаренко, 1990; настоящая работа). Пачка “серых известковистых глин” мощностью 10–15 м на г. Сырт первоначально была выделена А.Д. Архангельским, С.А. Добровым (1913). Нами в южном борту г. Сырт в непрерывной последовательности в коренном склоне, не искаженном оползневыми процессами, ниже подошвы песчаника (пачки 10) не обнаружено карбонатных отложений, а зафиксировано чередование кремнистых глин и опок (пачки 6–9), что совпадает с детальным описанием Н.А. Бондаренко (1990) (рис. 3). С поверхности эти породы покрыты дресвяным элювием. По нашим наблюдениям, в верховьях Можжевелевого оврага (северный склон г. Сырт) в настоящее время пачки 7–12 не обнажаются. Но в неглубоких рывтинах и по высыпкам пород легко обнаружить и проследить характерный верхний глауконитовый песчаник (пачку 10). Подстилающие его кремнистые породы (пачки 7–9) мощностью 13–15 м задернованы, покрыты карбонатизированным элювием и делювием, который в подобных условиях легко принять за выветрелую поверхность коренных карбонатных глин. На плохую обнаженность отложений, слагающих эту часть разреза, указывал еще Е.В. Милановский (1940), поэтому предполагаем, что карбонатная пачка мощностью 10–15 м, подстилающая глауконитовый песчаник, выделялась рядом авторов ошибочно. Возможно, определенную роль при этом играл эффект первоописания “серых известковых глин”. Например, А.Е. Глазунова (1972) прямо указывает на то, что при построении литологической колонки разреза опиралась на описание Е.В. Милановского (1940).

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Материал и методы

Биостратиграфия данного разреза базируется на находках и биостратиграфическом анализе белемнитов, бентосных и планктонных фораминифер, радиолярий, наннопланктона и известковых диноцист.

На микрофаунистический анализ было отобрано 106 образцов весом не менее 200 г (по системе “образец в образец” с ориентированными штуфами для палеомагнитных исследований) с частотой отбора через 0.2–0.4 м (рис. 3). Все находки белемнитов происходят из пачки 10.

Фораминиферы отмывали по стандартной методике в лаборатории кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ. Для отмывки брали

100-граммовые навески. Только в 3 образцах из терригенно-кремнистой толщи (пачки 1–9) обнаружены единичные фораминиферы. В 12 пробах из карбонатных глин пачки 11 отмечено присутствие фораминифер. В пачках 10 и 12 фораминиферы не встречены.

Попутно с фораминиферами проводили изучение радиолярий, скелеты которых значительно чаще (в 21 образце) встречаются в отмывках кремнистых пород. Также они встречены в 9 образцах из нижней части карбонатных глин. Для изучения радиолярий использовали как отмытые порошки, так и шлифы.

Фотографирование фораминифер, радиолярий, наннопланктона и известковых диноцист произведено под сканирующим микроскопом в Палеонтологическом институте РАН. Белемниты, предварительно покрытые хлоридом аммония, фотографировали камерой SONY α 580 с объективом SONY Macro 2.8/50.

Изображенные экземпляры хранятся в двух лабораториях Геологического института РАН: в лаборатории микропалеонтологии (под названием “НБ 3011-3012 – фораминиферы”) и в лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов (под названием “НБ 3011-3012 – радиолярии, известковые диноцисты и наннопланктон”). Коллекция белемнитов хранится в Музее земледоведения МГУ под номером 126.

Белемниты

Первые сообщения о находках белемнитов в кампанском–маастрихтском интервале разреза Нижняя Банновка присутствуют в работах И.Ф. Синцова (Sinzow, 1899). Для района сел Золотое, Трубное, Банное и Меловое он указал в толще мергелей “*Belemnitella lanceolata* (Schloth.) Sharpe” (Sinzow, 1899, с. 69), изобразив эту форму под названием “*Belemnitella sublanceolata* Sharp.” (Sinzow, 1899, табл. IV, фиг. 3–4). Позже А.Д. Архангельский (1912) переопределил данный белемнит как *Actinocamax propinquus* Moberg. Он также изучил данный разрез, выделив зону “*Belemnitella lanceolata* Schlth. (Sn. s. 2)” и отнес к ней толщу серых глин, переходящих в глинистые мергели и глинистые глауконитовые пески и песчаники. Эта толща содержит в средней части многочисленные одноименные белемниты, указанные в работах (Милановский, 1940; Глазунова, 1972). Сведения о кампанских–маастрихтских отложениях Нижней Банновки и присутствии в них белемнитовых зон *Belemnitella licharewi*, *B. lanceolata*, *B. sumensis* содержатся и в других работах (Архангельский, Добров, 1913; Герасимов и др., 1962; Бондаренко, 1978; Гришанов, 1984; Первушов и др., 1999а, 1999б; Габдуллин, 2002; Яковина и др., 2012), однако ни определений белемнитов, ни сведений об их вертикальном распро-

странении там не приведено. Как ни странно, но в литературе нет ни одного изображения белемнитов из данного местонахождения, за исключением упомянутой “*Belemnitella sublanceolata* Sharp.”. Возможно, это является одной из причин того, почему полученные нами результаты отличаются от традиционных.

В изученном разрезе белемниты встречены только в пачке 10 глауконитовых песчаников (находки единичных ростров белемнитов отмечались в интервале, соответствующем пачке 12, но их систематическая принадлежность не была определена (Первушов и др., 1999а)). Большинство находок, не несущих следов существенного переотложения, происходит из нижней части пачки (ниже уровня обр. 3011/38). Ростры белемнитов на уровнях обр. 3011/38 и 3011/39 частично растворены и деформированы. Из 22 находок определимыми оказались 17. В основном это *Belemnitella pseudolanceolata* Jeletzky, 1948 (а также *B. cf. pseudolanceolata* и *B. pseudolanceolata* juv.; табл. I), за исключением одного экземпляра — *Belemnitella langei* Jeletzky, 1948 (табл. I). Обе формы установлены в данном местонахождении впервые вместо традиционно отмечавшихся здесь *Belemnitella lanceolata* (Schloth.), что не может не вызывать удивления. Однако, несмотря на ярко выраженную ланцеолитную форму и крупный размер ростров, вводящих в заблуждение, *Belemnitella pseudolanceolata* имеют большие значения индекса Шатского (расстояние от вершины альвеолы до внутреннего конца основания брюшной щели), варьирующие от 6 до 16.2 мм, что характеризует представителей рода *Belemnitella*.

Среди известных видов белемнитов, описанных из разрезов кампана—маастрихта Русской плиты и Западной Европы, близкими размерами, формой и индексом Шатского обладают лишь *B. kursensis* (Najdin, 1964) и *B. pseudolanceolata* Jeletzky, 1948. Сам Ю. Елецкий (Jeletzky, 1948) относил последний вид к роду *Belemnitella*. Д.П. Найдин (1959) также относил этот вид к роду *Belemnitella*, но впоследствии, базируясь на морфологии ростров, поместил *B. pseudolanceolata* в род *Belemnella*.

Зарубежные специалисты всегда рассматривали оба упомянутых вида в составе рода *Belemnitella*, но, поскольку вид *B. kursensis* не встречается в европейских разрезах, обсуждался только вид *B. pseudolanceolata*. В. Христенсен считал эту форму близкой к *Belemnitella langei* (Christensen, 1986, p. 37), однако позже (Robaszyński, Christensen, 1989; Christensen, 1990), как и Ю. Елецкий (Jeletzky, 1948), допускал его синонимичность с *Belemnites lundgreni* de Morgan, 1882. Поскольку последнее предположение проверить невозможно из-за недоступности типового материала, позже В. Христенсен, вслед за М. Шульцем (Schulz,

1979), принимал самостоятельность *B. pseudolanceolata*, но относил его к роду *Belemnitella* ввиду больших значений индекса Шатского (Christensen, 1993). Затем В. Христенсен (Christensen, 1995) поместил его в группу *Belemnitella mucronata*. Примечательно, что после работы Ю. Елецкого (Jeletzky, 1948) ни одного изображения *B. pseudolanceolata* Jeletzky или полноценного описания зарубежными авторами опубликовано не было. Все это показывает, что данный вид либо отсутствует в разрезах Западной Европы (а это вполне возможно, учитывая высокий эндемизм поздне меловых белемнитов), либо его просто игнорировали в свете упомянутых проблем.

Согласно данным Д.П. Найдина (Найдин, 1959, 1961; Герасимов и др., 1962), вид *B. pseudolanceolata* характерен для зоны *langei*, что в нашем случае подтверждается единственной находкой *B. langei* Jeletzky (табл. I, фиг. 1а–1г). Данная форма несколько отличается от типичных представителей *Belemnitella langei langei* относительно небольшими размерами, индексом Шатского, равным 4.2 мм, и более выраженной веретеновидностью. Он несколько ближе к *Belemnitella langei najdini* Kongiel, 1962 (согласно Д.П. Найдину), однако на основании единственного экземпляра уверенно судить о принадлежности к подвиду невозможно.

Как показал В. Христенсен (Christensen, 1999), в понимании вида *B. langei* и его стратиграфического положения у Ю. Елецкого, Т. Биркелунд, Р. Конгеля, М. Шульца, Д.П. Найдина и самого В. Христенсена нет единства. В силу этого и ввиду ограниченности материала представляется пока более логичным следовать концепции Д.П. Найдина.

Таким образом, определенные белемниты указывают на принадлежность пачки 10 глауконитовых песчаников к зоне *Belemnitella langei* верхнего кампана.

Планктонные фораминиферы

Отмечаются единичные находки планктонных фораминифер (ПФ) в низах пачки 11 (обр. 3011/44–3011/47). Установлены *Heterohelix striata* (Ehrenb.) семейства *Heterohelicidae* (табл. II), чье присутствие позволяет выделить слои с *Heterohelix striata* (рис. 4). *Heterohelix striata* весьма близок к *H. planata* (Cushman), который распространен в ганькинской свите Западной Сибири в верхах кампана и маастрихте, но наиболее массовые и типичные находки этого вида приурочены к верхнемаастрихтскому интервалу (Маринов и др., 2014, табл. II, фиг. 5–6). Встречены единичные экземпляры *Globigerinelloides volutus* White плохой сохранности. К сожалению, комплекс ПФ в разрезе Нижняя Банновка намного беднее, чем в других изученных разрезах Саратовского Поволжья.

Таблица I. Белемниты из разреза Нижняя Банновка (пачка 10).

1а–1г — *Belemnitella pseudolanceolata* juv. Jeletzky, 1948, экз. МЗ МГУ 126/1; 2а–2г — *Belemnitella langei* Jeletzky, 1948, экз. МЗ МГУ 126/2; 3а–3г — *Belemnitella pseudolanceolata* Jeletzky, 1948, экз. МЗ МГУ 126/3; 4а–4г — *Belemnitella pseudolanceolata* Jeletzky, 1948, экз. МЗ МГУ 126/4.

Коллекция белемнитов хранится в Музее землеведения МГУ под номером 126. Для всех изображений: а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид сбоку, г — строение брюшной щели. Все белемниты происходят из пачки 10, интервал образцов 34–37 разреза 3011; гора Сырт у с. Нижняя Банновка. Образцы покрыты хлоридом аммония и сфотографированы Е.Ю. Барабошкиным камерой SONYα580 с объективом SONY Macro 2.8/50. Масштабная линейка равна 1 см.

Так, представители гетерохелицид, особенно рода *Heterohelix*, имеют массовое распространение в верхнемаастрихтских разрезах района Тепловского поднятия примерно в 65 км северо-восточнее Саратова. Здесь в николаевской свите верхнего маастрихта в разрезе у пос. Ключи на некоторых уровнях верхнего маастрихта представители *Heterohelidae* превышают 80% палеоценоза фораминифер (Alekseev et al., 1999). Здесь же присутствуют достаточно разнообразные килеватые глоботрунканы, отражающие тепловодную трансгрессию эпиконтинентального позднемаастрихтского моря (Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004; Копачевич, 2011).

Бентосные фораминиферы

В кремнисто-терригенных породах пачек 1–9 отмечаются единичные находки “примитивных” агглютинирующих: *Haplophragmoides* sp. и *Rhabdammina* sp. в пачке 3 (обр. 3012/9), *Ammodiscus* aff. *incertus* d’Orb. и *A. cretaceus* (Reuss) в подошве пачки 6 (обр. 3012/23) и *Silicosigmoilina volganica* (Kuzn.)¹, а также формы *Psammospaera* sp., *Reophax* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. в пачке 9 (обр. 3011/27) (рис. 4, табл. II). *S. volganica* является характерной формой комплекса налитовской свиты (верхи кампана) в разрезе с. Вишневое к северу от Саратова (Олферьев и др., 2007) и комплекса суходольской свиты (пограничный интервал кампана–маастрихта) в разрезах р. Калитва на севере Ростовской области (Беньямовский и др., 2012). Таким образом, присутствие *S. volganica* дает возможность отнести эти отложения к зоне LC19, внутри которой на Русской плите располагается граница кампанского и маастрихтского ярусов (Гужиков и др., 2014а, 2014б).

Появление разнообразных бентосных фораминифер (БФ) отмечается с низов пачки 11. Анализ их распределения по разрезу позволяет наметить два комплекса (рис. 4, табл. III), названных по наиболее часто встречающимся, характерным в палеобиогеографическом и стратиграфическом отношении формам.

Нижний комплекс (слои с *Spiroplectammina kasanzevi*) прослежен от уровня обр. 3011/42 до

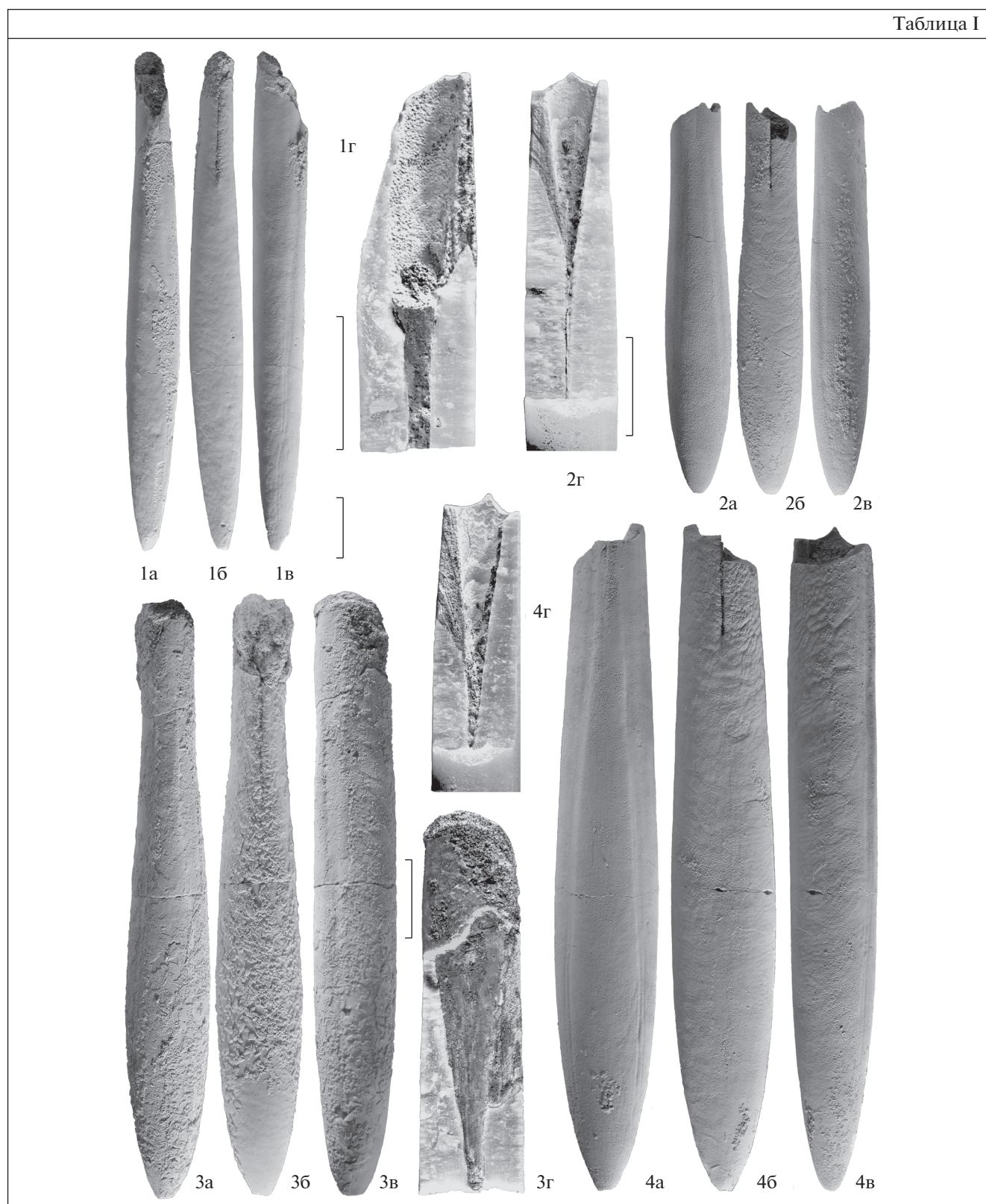
уровня обр. 3011/58 и включает *Spiroplectammina kasanzevi* Dain, *S. variabilis* (Neckaja), *Nodosaria* sp., *N. raphanistrum* (Linne), *Robulus* sp., *R. roemeri* (Reuss), *R. velascoensis* (Marie), *Lenticulina* sp., *L. exorata* (Hagen.), *L. osnabrugensis* Roemer, *Dentalina* sp., *D. filiformis* Reuss, *Vaginulopsis* sp., *V. trilobatus* (d’Orb.), *Vaginulina* sp., *Astacolus* sp., *Planulina* sp., *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Globulina lacrima* Reuss, *G. veronikae* (Dain), *Pyrulina fusiformis* (Roemer), *Guttulina trigonula* (Reuss), *G. cretacea* Alth, *Gyroidinoides globosa* (Hagen.), *G. turgidus* (Hagen.), *Valvulineria formosa* Freim., *Pullenia* aff. *bulloides* (d’Orb.), *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss), *Nodogenerina* sp., *N. pseudoscripta* (Cushman), *Bulimina quadrata* Plummer. Зона *S. kasanzevi* установлена в верхнем маастрихте ганькинского горизонта Западной Сибири (Фораминиферы..., 1964).

Верхний комплекс (слои с *Anomalinoides pinguis*) выделен с уровня обр. 3011/58. По сравнению с нижним комплексом, его состав незначительно обновляется за счет появления характерных видов *Anomalinoides pinguis* (Jennings), *A. globigeriniformis* (Neckaja), *Cibicidoides bembix kasahstanicus* (Neckaja), *Cibicoides beaumontianus* (d’Orb.). Зона *Anomalinoides pinguis* характеризует верхний маастрихт Польши (Gawor-Beidova, 1992). Слои с *Anomalinoides pinguis* были также установлены в терминальном маастрихте Актолага вместе с верхнемаастрихтскими необелемнеллами *N. kazimiroviensis* (Найдин, Беньямовский, 2006).

Интереснейшей особенностью комплекса БФ из пачки 11 является его значительное сходство (до 80%) с ассоциацией БФ из маастрихтских карбонатных глин ганькинской свиты Западной Сибири. Общими для них являются следующие виды: *Spiroplectammina variabilis*, *Nodosaria raphanistrum*, *N. glorja*, *Robulus roemeri*, *Dentalina filiformis*, *Globulina lacrima*, *G. veronikae*, *Pyrulina fusiformis*, *Guttulina trigonula*, *G. cretacea*, *Gyroidinoides soldanii*, *G. turgidus*, *Valvulineria formosa*, *Pullenia* aff. *bulloides*, *Gyromorphina allomorphinoides*, *Bulimina quadrata*, *Anomalinoides pinguis*, *A. globigeriniformis*, *Cibicidoides bembix kasahstanicus* (Нецкая, 1948; Еремеева, Белоусова, 1961; Субботина, 1964; Маринов и др., 2014). Данный факт свидетельствует о существовании палеобиогеографической связи между эпиконтиненталь-

¹ Жирным шрифтом выделены наиболее часто встречающиеся, характерные в палеобиогеографическом и стратиграфическом отношении формы.

Таблица I



ными морскими акваториями юга Русской плиты и южной частью Западно-Сибирского бассейна. На увеличение количества европейских видов БФ (до 50% и более от общего состава комплекса) в верхнемаастрихтских ганькинских ассоциациях Южного Зауралья обращалось внимание ранее (Беньямовский, 2005).

Заканчивая характеристику ассоциации БФ из пачки 11, следует отметить ее важные отличия от верхнемаастрихтских комплексов николаевской свиты, изученных в разрезах у с. Тепловка Новобурасского района, с. Ключи Базарно-Карабулакского района Саратовской области (Alekseev et al., 1999), и от комплексов радищевской свиты, прослеженных в разрезах на севере Саратовского Правобережья близ г. Вольска и у с. Вишневое Петровского района (Олферьев и др., 2009а, 2009б, 2014). Если в вышеупомянутых ассоциациях палеоценозы БФ в основном представлены формами из аномалинид, атаксофрагмид, боливиоидесов и пребулимин, а также отмечаются нечастые планктонные килеватые виды глоботрунканид, то в карбонатных глинах пачки 11 на г. Сырт присутствует абсолютно другой тип палеоценоза. Здесь отмечаются единичные плано-спиральные глобигеринеллоидесы и двурядные гетерохеликсы, а среди БФ доминируют спиро-плектаминны, нодозариииды, полиморфины, дискорбиды и булимины. Все это свидетельствует о сильной дифференциации водных масс в поздне меловом бассейне Саратовского Правобережья.

Радиолярии

Определены четыре комплекса радиолярий (рис. 5, табл. IV).

Слои с *Prunobrachium mucronatum*—*Lithostrobos turitella*, соответствующие среднему кампану, установлены в пачках 1–7 (обр. 3012/3, 3012/7, 3012/9, 3012/11, 3012/15, 3012/23, 3012/27 и 3011/2–3011/7, 3011/9, 3011/11). Характерными видами комплекса являются *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Crucella crux* (Lipman), *Orbiculiforma campbellensis* Pessagno, *O. monticelloensis* Pessagno, *O. sacramentoensis* Pessagno, *O. volgensis* (Lipman), *Prunobrachium boreale* Vishnevskaya, *P. kozlovae* Vishnevskaya, *Patulibracchium petroleumensis* Pessagno, ***Prunobrachium mucronatum* (Lipman)**, *P. angustum*

(Lipman), *P. crassum* (Lipman), *P. concentricum* (Lipman), *P. ornatum* (Lipman), *P. sibiricum* (Lipman), *Dictyomitra striata* Lipman, ***Lithostrobos turitella* Lipman**, *Stichomitra manifesta* Foreman.

Слои с *Prunobrachium articulatum* (верхняя часть верхнего кампана) установлены выше по разрезу в пачках 8–9 (образцы 3011/12–3011/16, 3011/19, 3011/26, 3011/27 и 3011/28). Характерными видами являются: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Crucella crux* (Lipman), *Orbiculiforma campbellensis* Pessagno, *O. monticelloensis* Pessagno, *O. sacramentoensis* Pessagno, ***Prunobrachium articulatum* (Lipman)**, *P. boreale* Vishnevskaya, *P. kozlovae* Vishnevskaya, *Pseudobrachium trilobatum* Vishnevskaya, *P. gracilis* Vishnevskaya, *Dictyomitra andersoni* Campbell et Clark, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Theocampe apicata* Foreman, *Xitus grandis* (Campbell et Clark).

Ранее Л.И. Казинцовой (2000) в разрезе Нижняя Банновка был установлен верхнекампанский комплекс радиолярий с *Prunobrachium articulatum*. Нами в образце 5 (из коллекции А.Г. Олферьева и Л.И. Казинцовой; Вишневская и др., 2014) из верхов пудовкинской свиты (Овечкина, 2007), представленной переслаиванием слабо-кремнистых мергелей со светло-серыми опоками, установлено присутствие многочисленных скелетов позднекампанского вида *Prunobrachium articulatum* (Lipman). Вместе с ним определены виды *Prunobrachium crassum* (Lipman), *P. angustum* (Lipman), *Crucella crux* (Lipman), *Xitus grandis* (Campbell et Clark), дополняющие состав комплекса и позволяющие подтвердить его позднекампанский возраст.

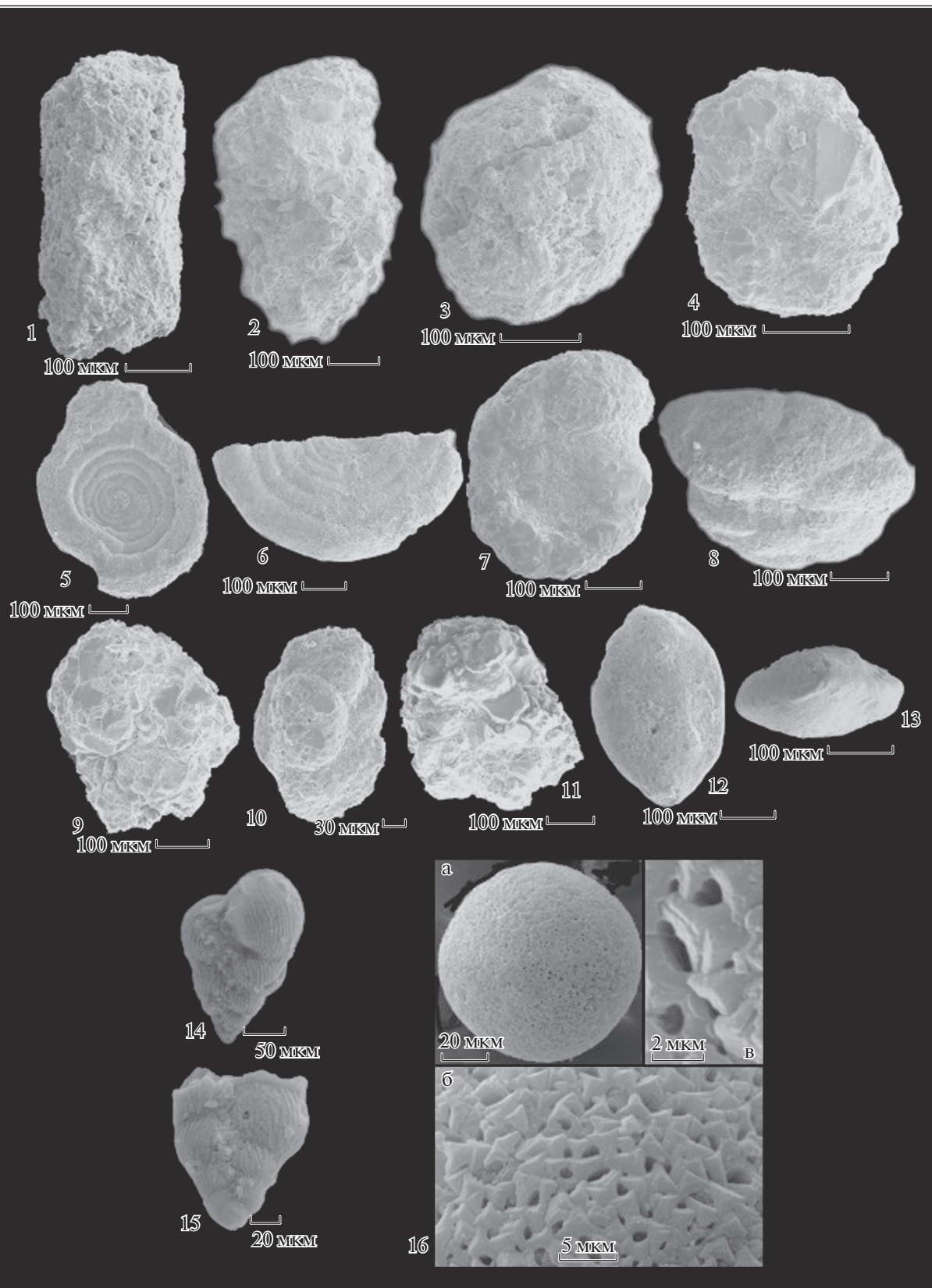
Слои с *Rhombastrum* выделены в самой терминальной части пачки 9 в обр. 32 и характеризуются двумя четкими особенностями: полным исчезновением всех форм предыдущего комплекса и началом развития рода *Rhombastrum*. Этот комплекс датируется как переходный между кампаном и маастрихтом.

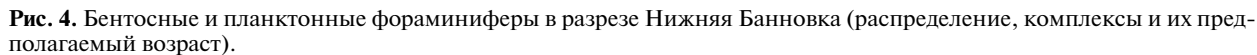
Четвертый, верхнемаастрихтский, комплекс радиолярий со *Spongurus marcaense*—*Tholodiscus densus* установлен в низах предположительно лохской свиты (обр. 3011/43–3011/53). Характерными видами комплекса являются *Rhombastrum* sp., *Spongurus marcaensis* Pessagno, *S. splendiarum* (Clark et Campbell), *Dictyomitra andersoni*

Таблица II. Бентосные фораминиферы (пачки 1–9), планктонные фораминиферы и известковые диноцисты (пачка 11) разреза Нижняя Банновка.

1–13 — бентосные фораминиферы из пачек 1–9: 1 — *Rhabdammina* sp., общий вид, обр. 3012-9; 2 — *Reophax* sp., общий вид, обр. 3011-27; 3, 4 — *Psammospaera* sp., общий вид, обр. 3011-27; 5 — *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), общий вид, обр. 3012-23; 6 — *A. aff. incertus* d'Orb., общий вид, обр. 3012-23; 7, 8 — *Naplophragmoides* sp., общий вид, обр. 3012-9 и 3011-27 соответственно; 9–11 — *Trochammina* sp., обр. 3012-23 (фиг. 9) и обр. 3011-27 (фиг. 10 и 11); 12, 13 — *Silicosigmoilina volcanica* (Kuzn.), общий вид (фиг. 12), вид со стороны устья (фиг. 13), обр. 3011-27; 14, 15 — планктонные фораминиферы из пачки 11, *Heterohelix striata* (Ehrenb.), общий вид, обр. 3011-44; 16 — известковые диноцисты из пачки 11, *Pithonella globosa*, Futterer, обр. 3011-44: а — общий вид, б — строение внешнего слоя со стенкой питонеллового типа, в — детали строения тригональных кристаллов кальцита.

Таблица II





Campbell et Clark, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Orbiculiforma australis* Pessagno, *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Tholodiscus densus* (Kozlova).

Уместно заметить, что комплекс слоев со *Spongurus marcaense*—*Tholodiscus densus* близок по составу к комплексу со *Spongurus marcaense*—*Rhombastrum russiense*, описанному из терминальной части суходольской свиты на севере Ростовской области, датированной переходным от кампана к маастрихту интервалом зоны LC19 по БФ (Беньямовский и др., 2012). Важно также обратить внимание на еще один вид — *Orbiculiforma renillaeformis*, являющийся видом-индексом одноименного комплекса слоев с *O. renillaeformis* налитовской свиты на юго-западе Волгоградской области, которые установлены на уровне верхов зоны LC19 совместно с нижнемаастрихтскими диноцистовыми слоями с *Canningia microreticulata* (Александрова и др., 2012). Слои с *O. renillaeformis* выделены в нижнемаастрихтской журавлевской свите Кустанайского Притоболья (Амон, 1990), возраст которой подтверждается находками ростров белемнелл *Belemnella ex gr. sumensis* Jel., *B. sumensis praearkhangelskii* Naid. (Найдин, 1990). Наконец, зона *O. renillaeformis* прослежена в нижнем маастрихте Калифорнии (Pessagno, 1976).

Слои с *Prunobrachium articulatum* являются индикатором верхов верхнего кампана в разрезах Русской плиты, Западной Сибири и Приполярного Урала (Практическое..., 1999; Вишневская, 2001), в то время как маастрихт определяется по появлению высококонических кайнотипных диктиомитрид и первым *Spongurus marcaensis*, *Orbiculiforma renillaeformis* и др. (Вишневская 2009, 2010). Таким образом, по радиоляриям граница кампана и маастрихта в разрезе Нижняя Банновка приходится на верхнюю часть пачки 9, интервал между обр. 3011/28 и 3011/32, что согласуется с положением границы по бентосным фораминиферам внутри зоны LC19.

Наннопланктон

Комплекс наннопланктона из пачки 11 (обр. 3011/44—3011/71) представлен *Effellithus turriseiffeli*, *Micula concava*, *M. decussata*. В комплексе отмечаются несколько групп форм (табл. V) (Вишневская и др., 2015): (1) *Arkhangelskiella specillata* Vekshina и *Broinsonia parca parca* (Stradner), распространение которых начинается с нижнего кампана и заканчивается в нижнем маастрихте; (2) *Discorhabdus ignotus* (Górka), *Dodekapodorbis noelinae* Perch-Nielsen, характеризующие преимущественно верхний кампан—маастрихт; (3) *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre in Deflandre et Fert), *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Micula concava* (Stradner in Martini et Stradner), *Micula de-*

cussata Vekshina, *Prediscosphaera bukryi* Perch-Nielsen, которые появляются в верхах кампана и прослеживаются до маастрихта (Овечкина, 2007). В пачке 11 (обр. 3011/60) установлен также *Kamptnerius magnificus* Deflandre, возрастной интервал которого сеноман—маастрихт.

Известковые диноцисты

В низах пачки 11 (обр. 3011/44) установлены известковые диноцисты питонеллового типа (табл. II), отнесенные к *Pythonella globosa* Futterer, 1984, распространенной в верхнем маастрихте—нижнем дании в Ангольском бассейне Южной Атлантики, на плато Кергелен и плато Вомбат в Индийском океане (Вишневская, 2015; Futterer, 1984).

Найденные известковые цисты имеют внешнее сходство с *Pythonella krashenninnikovi* Bolli, а также с морфотипом *Orthopithonella gustafsoni* Bolli из верхнего маастрихта моря Уэддела в Антарктике, но отличаются правильной сферической формой и более мелкими кристаллами (более 100 рядов кристаллов на диаметр, а не до 50, как у *O. gustafsoni*). Наличие маленького археопиля у данного типа известковых цист позволяет коррелировать время их существования с эпизодом теплого климата, согласно данным (Streng et al., 2004).

Следовательно, находка известковых диноцист *Pythonella globosa* Futterer позволяет датировать соответствующие отложения не древнее позднего маастрихта и указывает на теплый эпизод во время накопления карбонатных глин (Futterer, 1984).

Таким образом, принципиально новыми данными, полученными по различным группам макро- и микробиоты верхнего кампана и маастрихта разреза Нижняя Банновка, являются (1) сведения об ассоциации *белемнитов*, позволяющие отнести глауконитовые песчаники (пачку 10) к верхнекампанской зоне *Belemnella langei*; (2) материалы по *бентосным фораминиферам*, по которым впервые для маастрихта Саратовского Поволжья установлены слои с *Spiroplectammina kasanzevi* и слои с *Anomalinoidea pinguis*; (3) выделение четырех биостратонов в ранге слоев с *радиоляриями*, три из которых (среднекампанский, переходный между кампаном и маастрихтом, верхнемаастрихтский) ранее не выделялись; (4) информация о верхнемаастрихтских *известковых диноцистах* (слои с *Pythonella globosa*).

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали изучение магнитной восприимчивости (*K*) и ее анизотропии (АМВ), изменения естественной остаточной намагниченности

(J_n), опыты магнитного насыщения с определениями остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}), термомагнитный анализ (ТМА). Измерения K велись на каппабридже МФК1-FB, J_n — на спин-магнитометре JR-6 и криогенном магнитометре 2G-Enterprices (в ИФЗ РАН, Москва), для ТМА использовался термоанализатор фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”). Анализ АМВ проводился с помощью программы Anisoft 4.2. Выборочные образцы из разных литотипов пород исследовались на микроанализаторе ТЕСКАН-ВЕГА II в геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН.

Сводный разрез дифференцирован по петромагнитным свойствам (рис. 6). На фоне слабомагнитных кремнисто-терригенных и карбонатно-терригенных пород ($K = 2\text{--}18 \times 10^{-5}$ ед. СИ, $J_n = 0.03\text{--}0.7 \times 10^{-3}$ А/м) повышенными значениями K ($34\text{--}58 \times 10^{-5}$ ед. СИ) выделяется глауконитовый песчаник (пачка 10), что связано с глауконитом, являющимся сильным парамагнетиком. В верхах пачки имеется уровень с аномально высокой $J_n = 1.8\text{--}3.5 \times 10^{-3}$ А/м. Значения K в кремнисто-терригенных пачках 1–9 находятся в прямой связи с концентрацией глинистых частиц в опоках, достигая локальных максимумов в кремнистых глинах ($3\text{--}5 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и редких прослоях алевроитово-песчаных глин (18×10^{-5} ед. СИ). В карбонатно-терригенных пачках 11–12 заметных вариаций K не наблюдается, но параметр K/J_{rs} обнаруживает отчетливую тенденцию к убыванию, а величины J_n , Q (параметр Кенигсбергера, равный отношению J_n к индуктивной намагниченности) и J_{rs} демонстрируют не менее выразительный тренд к возрастанию вверх по разрезу (рис. 6). H_{cr} при этом также закономерно возрастает (от 35 до 45 мТл).

По результатам магнитного насыщения в изученных образцах фиксируется магнитомягкая фаза: J_{rs} приобретает в полях до 100 мТл, а разрушается при 20–40 мТл (рис. 7а). Подобная картина характерна для тонкодисперсного магнетита. По кривым ТМА (графики производных не информативны, потому что фиксируют в основном аппаратные помехи, уровень которых со-

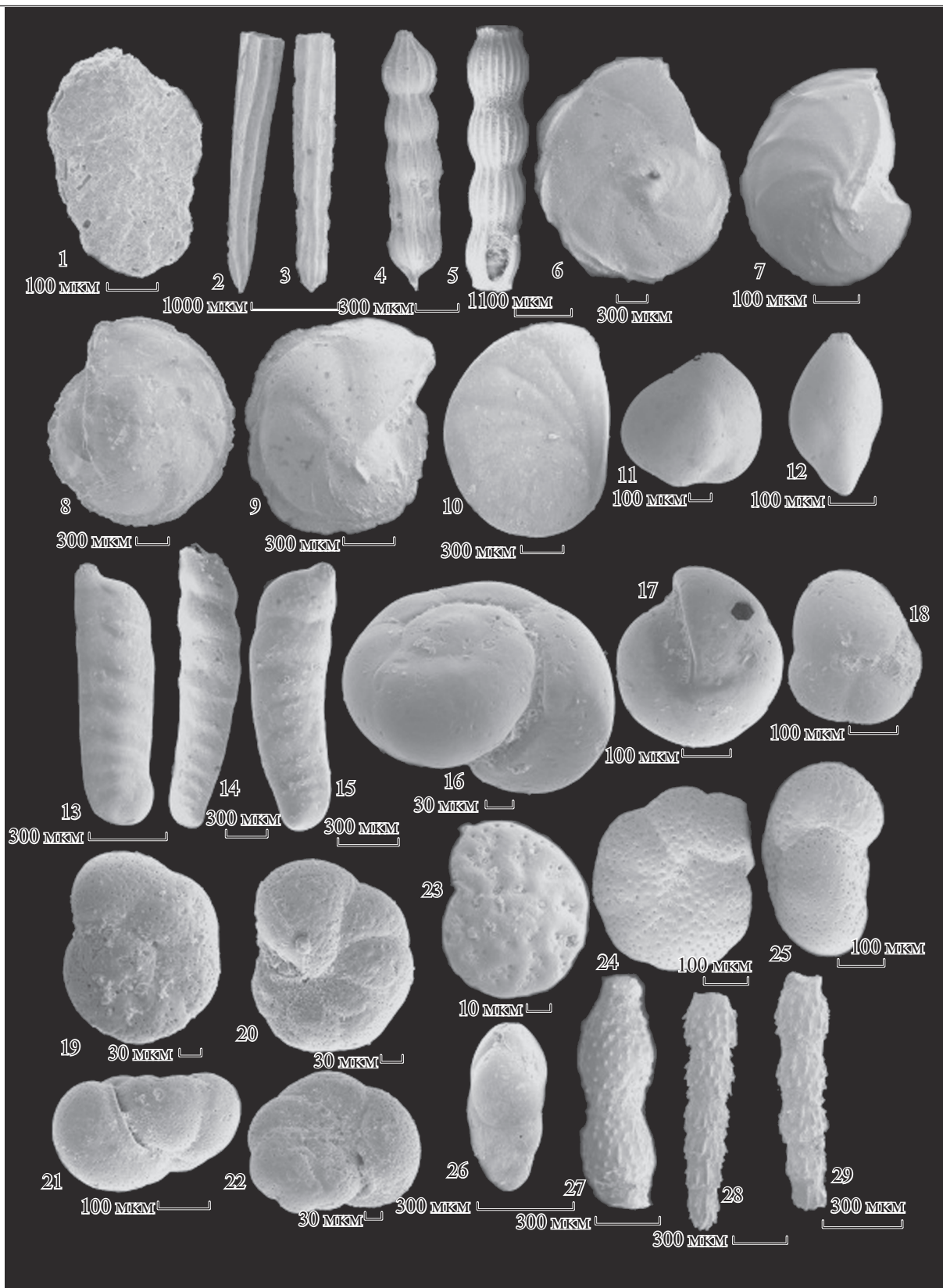
поставим с сигналом от намагниченности образцов) магнетит диагностировать трудно. Тем не менее намеки на его существование обнаруживаются в разных типах пород, например, в обр. 3012/5 и 3011/61 (рис. 7б) по слабому перегибу на кривых ТМА в районе температуры Кюри $Fe_3O_4 \sim 580^\circ C$ (причем в образце 3012/5 при втором нагреве перегиб исчезает полностью, что, наряду с существенной потерей намагниченности, может свидетельствовать о тонкодисперсном состоянии Fe_3O_4 , полностью окисляющегося во время первого нагрева). Более отчетливо термомагнитные кривые фиксируют ферромагнетик с точкой Кюри $\sim 700^\circ C$ и более (рис. 7б), что, наряду с магнитной мягкостью образцов, предполагает наличие самородного железа (Печерский и др., 2011). Результаты микрозондового анализа обнаруживают доминирование среди ферромагнитной фракции железных, железо-никелевых или железо-хром-никелевых чешуек и магнетитовых микросферул (рис. 7г). Химический состав (Fe, Ni, Cr), субмикронная размерность и форма частиц (чешуйки, сферулы) характерны для метеоритной пыли и в совокупности с другими данными магнито-минералогического анализа являются основанием для того, чтобы признать космогенные магнетит и железо вероятными носителями J_n в разрезе.

АМВ существенно различается в разных типах пород. Карбонатно-терригенные пачки 11–12 характеризуются распределением проекций осей эллипсоидов магнитной восприимчивости, типичным для осадков, формировавшихся в относительно спокойной гидродинамической обстановке: проекции коротких осей ($K3$) концентрируются в центре стереопроекции, а проекции средних ($K2$) и длинных осей ($K1$) равномерно распределены вдоль ее экватора (рис. 7в). Подобная, но менее четко выраженная картина наблюдается и в кремнисто-терригенной части разреза (пачки 1–9) (рис. 7в). В магнитной текстуре глауконитовых песчаников (пачка 10) фиксируется вытянутость распределения коротких осей, значимое отличие среднего направления $K3$ от вертикали, а проекции $K1$ не приурочены к горизонтальной плоскости (рис. 7в). В совокупности эти обстоятельства можно интерпретировать как ре-

Таблица III. Бентосные фораминиферы разреза Нижняя Банновка (пачка 11).

1 — *Spiroplectammina kasanzevi* Dain, обр. 3011/49; 2, 3 — *Nodosaria raphanistrum* (Linne), обр. 3011/49; 4, 5 — *N. gloria Ehrem*, обр. 3011/72 и 3011/62 соответственно; 6 — *Darbyella* sp. (обр. 3011/54); 7 — *Lenticulina exorata* (Hagen.), обр. 3011/58; 8, 9 — *Robulus* sp., обр. 3011/70 и 3011/58 соответственно; 10 — *Planulina* sp., обр. 3011/58; 11 — *Guttulina trigonula* (Reuss), обр. 3011/49; 12 — *Pyralina fusiformis* (Roemer), обр. 3011/49; 13 — *Vaginulinopsis* sp., 3011/54; 14, 15 — *V. trilobatus* (d'Orb.), обр. 3011/58 и 3011/66 соответственно; 16 — *Gyroidinoides globosus* (Hagen.), обр. 3011/52; 17 — *Pullenia* aff. *Bulloides* (d'Orb.), обр. 3011/49; 18 — *Gyromorphina allopomorphinoides* (Reuss), обр. 3011/62; 19–22 — *Anomalinoidea globigeriniformis* (Neck.): 19 — дорзальная сторона, обр. 3011/62; 20 — умбиликальная сторона, обр. 3011/62; 21, 22 — профиль, обр. 3011/64 и 3011/68 соответственно; 23–25 — *Anomalinoidea pinguis* (Jenn.): 23 — дорзальная сторона, обр. 3011/58; 24 — умбиликальная сторона, обр. 3011/64; 25 — профиль, обр. 3011/64; 26 — *Bulimina quadrata* Plummer, обр. 3011/54; 27 — *Nodogenerina* sp., обр. 3011/54; 28, 29 — *N. pseudoscriptus* (Cushman), обр. 3011/54 и 3011/52 соответственно.

Таблица III



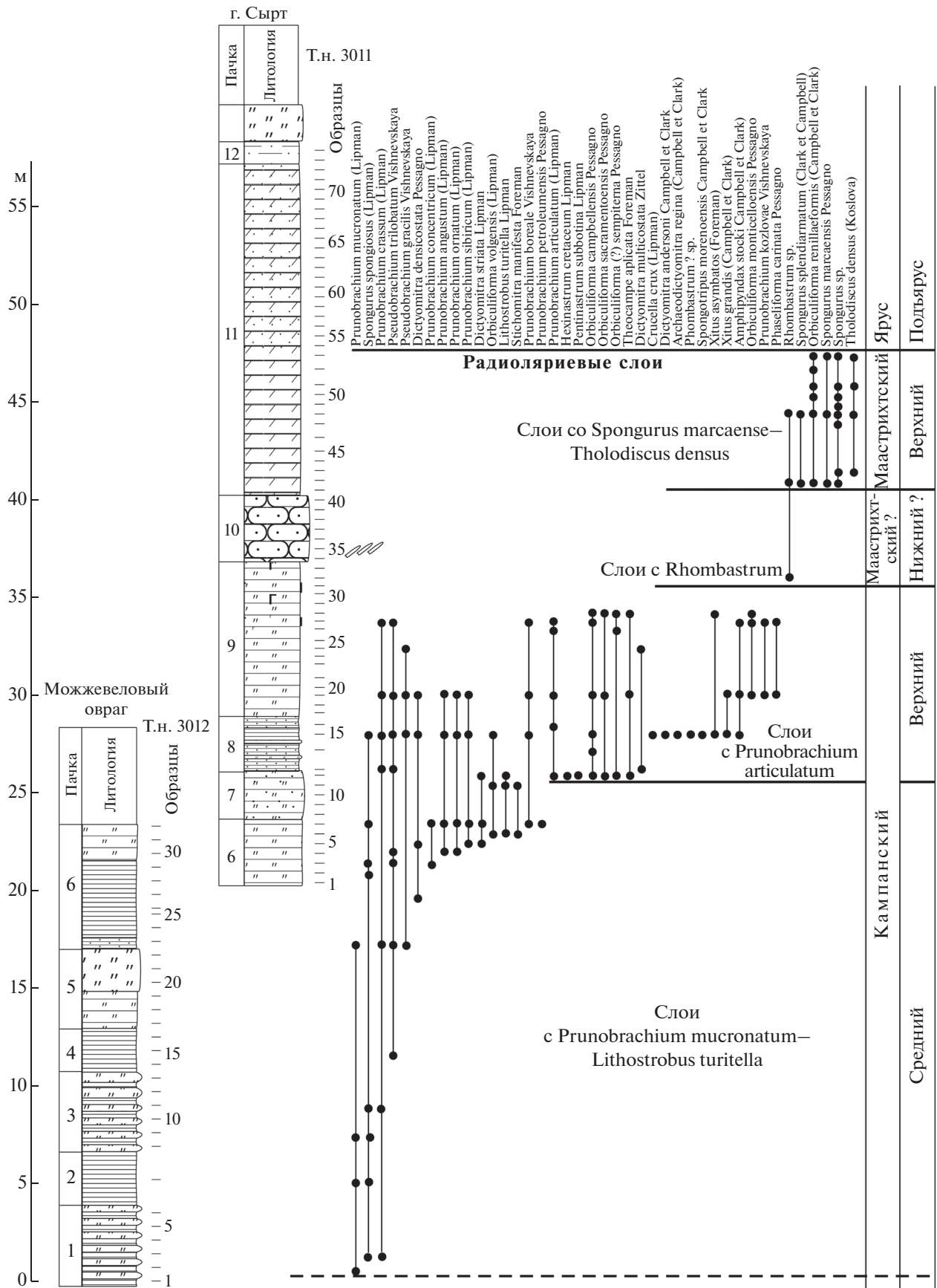


Рис. 5. Радиоларии в разрезе Нижняя Банновка (распределение, комплексы и их предполагаемый возраст).

зультат влияния сильных придонных течений, ориентированных ЮЗ–СВ, либо суффозионных процессов в слабосцементированном песчанике (Lagroix, Vanerjee, 2004). Последний вариант маловероятен, поскольку внешние признаки суффозии отсутствуют, а вышележащие карбонатно-терригенные пачки 11–12 характеризуются АМВ, свидетельствующей об отсутствии смещений пород (рис. 7в).

В карбонатно-терригенной части разреза диаграммы $F-L$ указывают на плоскую форму ферромагнитных частиц (рис. 7в). Этот эффект создается за счет агрегирования космической пыли на глинистых чешуйках. В опоках и глауконитовых песчаниках диаграммы $F-L$ фиксируют различную форму ферромагнитных зерен (рис. 7в).

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключавшейся в измерениях J_n образцов (из каждого ориентированного штуфа предварительно было выпилено по 4 образца кубической формы, размерами $2 \times 2 \times 2$ см) на спин-магнитометре JR-6 после серии последовательных магнитных чисток переменным полем (в основном до 50–100 мТл с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF и температурой (от 100 до 550°C с шагом 50°C) в печи конструкции Апарина. Возможные фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждой термочистки. В большинстве образцов стабильные компоненты намагниченности выделены с помощью чисток переменным полем. Обоим видам магнитных чисток подверглись только глауконитсодержащие пробы. Палеомагнитные исследования образцов с большинства уровней были продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprises в ИФЗ РАН, и их результаты обнаружили хорошую сходимость (рис. 8). Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0.

В карбонатно-терригенной и кремнисто-терригенной частях разреза на 68 из 88 опробованных стратиграфических уровней выделены характеристические компоненты J_n (ChRM), максимальный угол отклонения (мера точности, с которой прямая линия аппроксимирует набор точек на диаграмме Зийдервельда) которых не превышает 15° (рис. 9). Проекция палеомагнитных векторов с 65 уровней, группирующиеся в северных румбах нижней полусферы (рис. 10а), интерпретированы нами как отражение нормальной полярности (N) геомагнитного поля. На единственном уровне в толще карбонатных глин пачки 11 и на двух уровнях в кремнистых породах (основание пачки 1) обнаружены направления, характерные для обратной полярности (R). В 20 образцах выделить ChRM не удалось.

Глауконитовые песчаники пачки 10 менее информативны в палеомагнитном отношении. В них ChRM, соответствующая обратной полярности, выделена только в самых сильномагнитных ($J_n = 1.8-3.5 \times 10^{-3}$ А/м) разностях, но и в остальных образцах (за исключением обр. 3011/40 из кровли пачки 10) компоненты J_n закономерно проецируются на верхнюю полусферу (рис. 10а). Палеомагнитные результаты, независимо от вида чистки и типа измерительного прибора, хорошо согласуются между собой (рис. 8, 10б), поэтому, несмотря на крайне низкие внутриштурфовые и межпластовые кучности (рис. 10а), мы считаем их обусловленными режимом обратной полярности поля. Следует также отметить, что возможность получения палеомагнитной информации по глауконитам была недавно обоснована П.С. Лурком и Г.С. Вилсоном (Lurcock, Wilson, 2013).

Таким образом, в палеомагнитной колонке разреза Нижняя Банновка выделяются три магнитозоны: нижняя (N_1) нормальной полярности, соответствующая пачкам 1–9; средняя (R) обратной полярности, охватывающая пачку 10, за исключением ее кровли; и верхняя (N_2) вновь прямой полярности, характеризующая верхи пачки 10 и пачки 11–12 (рис. 10). Теоретически R -интервалы в подошве пачки 1 (обр. 3012/1, 3012/2) и верхах пачки 11 (обр. 3011/66) могут быть самостоятельными зонами, но, поскольку они обоснованы образцами с одного-двух уровней (в то время как магнитозона должна быть обоснована образцами как минимум с трех уровней), подобные заключения пока безосновательны. Лакуны в палеомагнитной колонке допускают существование в разрезе на фоне доминирующей полярности узких интервалов противоположного знака, но их появление не сможет повлиять на вывод о трехчленном строении палеомагнитной колонки разреза.

Невозможность использования полевых тестов (тест обращения нельзя провести, потому что материалы, на основе которых выделена R -зона в глауконитовом песчанике, непригодны для расчета палеомагнитной статистики, а предпосылки для проведения тестов складки, конгломератов и др. отсутствуют) не является в данном случае препятствием для магнитополярной интерпретации данных, потому что имеет место ряд признаков, используемых при обосновании древнего возраста J_n в магнитостратиграфических исследованиях (Гужиков, 2013а и др.):

1. Интервалы одного знака полярности, определенного по направлениям ChRM, закономерно группируются по разрезу, образуя крупные N -или R -магнитозоны (рис. 10).

2. Знак полярности не обнаруживает зависимости от литологического состава: R -магнитозона обратной полярности охватывает не всю пачку

глауконитового песчаника, кровля этой пачки принадлежит уже вышележащей *N*-магнитозоне (рис. 10).

3. Средние палеомагнитные направления по кампану Нижней Банновки статистически не отличаются от средних направлений по одновозрастным отложениям Вольска (рис. 11а, 11б), где древняя природа J_n обоснована в том числе положительными результатами теста обращения (Гужикова, Багаева, 2013). Небольшое (1.3°) превышение углового расстояния над статистической ошибкой при сравнении средних **ChRM** по верхнему маастрихту Нижней Банновки и кампану Вольска (рис. 11в), вероятно, связано со смещением литосферных плит в маастрихтском веке.

4. Для всего разреза характерны признаки, присущие ориентационной (посториентационной) намагниченности, но нетипичные для химической J_n : невысокие значения фактора *Q* (доли единицы) (рис. 6) и низкие палеомагнитные межпластовые кучности (11–21) (рис. 10а). Главный носитель намагниченности в разрезе – метеоритная пыль, наличие которой доказано данными магнитного насыщения, ТМА и микрозондового анализа (рис. 7), – имеет аллотигенное происхождение.

5. Большой разброс палеомагнитных векторов в пачке глауконитовых песчаников (рис. 10а) естественен, так как глауконит является показателем низкой скорости седиментации, образуется в условиях длительной экспозиции, во время которой осадок подвергается различным гидродинамическим воздействиям, например придонному турбулентному и ламинарному перемещению. Подобные факторы искажают первичную ориентировку ферромагнитных частиц в осадке, поэтому наблюдаемый аномально большой разброс палеомагнитных направлений следует считать свидетельством в пользу первичности намагниченности. Напротив, высокая кучность палеомагнитных векторов в глауконитовом песчанике однозначно указывала бы на вторичную природу J_n .

Каждый из перечисленных признаков в отдельности лишь согласуется с гипотезой о древней природе J_n , но их совокупность позволяет утверждать, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим геомагнитного поля в конце мелового периода. Полученные дан-

ные удовлетворяют 6 критериям из 8, принятых для оценки надежности магнитостратиграфических материалов (Дополнения..., 2000), и 6 (из 7 возможных) критериям Ван дер Ву для оценки качества палеомагнитных данных (Van der Voo, 1993). Этого достаточно, чтобы и с формальной точки зрения магнитополярную характеристику разреза Нижняя Банновка считать достоверной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стратиграфия. Низы пачки 10 содержат комплекс белемнитов, соответствующий верхнекампанской зоне *Belemnitella langei*, и поэтому подошва маастрихта не может быть проведена в разрезе ниже уровня обр. 3011/37. С этим выводом до некоторой степени согласуется наличие в верхах пачки 9 переходного кампанского–маастрихтского комплекса радиолярий – слоев с *Rhombastrum* (обр. 3011/32), а в низах пачки 11 (обр. 3011/44) позднемаастрихтских известковых диноцист. Обнаружение в комплексе БФ (обр. 3011/27) *Silicostigmolites volganica* (Kuzn.) – характерной формы зоны LC19 – также не противоречит выводу о позднекампанском возрасте верхов пачки 9 и пачки 10, потому что, согласно последним данным, нижняя граница маастрихта на Русской плите располагается внутри зоны LC19 (Гужиков и др., 2014а, 2014б).

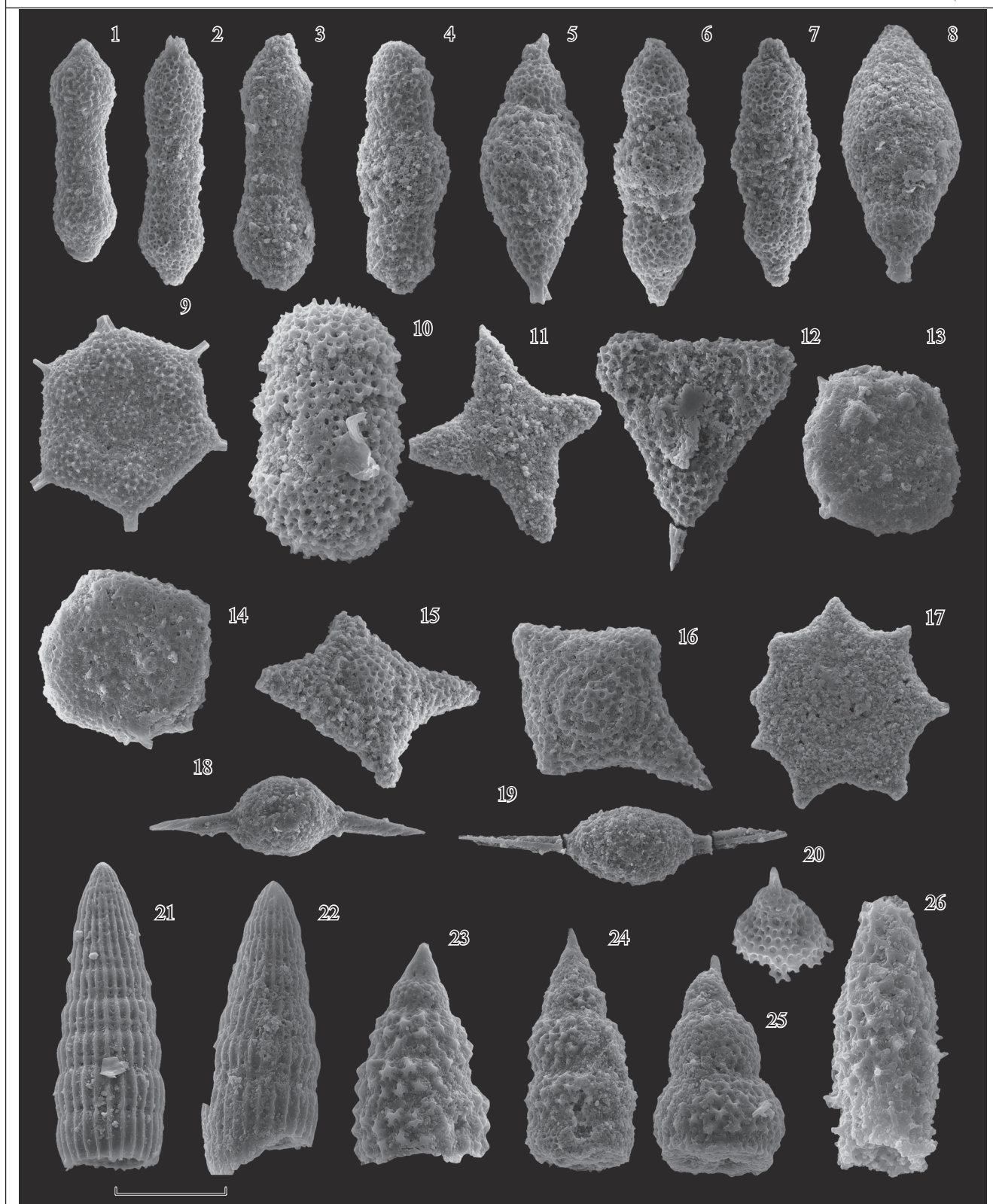
Данные по БФ (установление слоев со *Spiroplectammia kasanzevi* и слоев с *Anomalinoidea pinguis*) однозначно указывают на позднемаастрихтский возраст пачки 11 (рис. 4). Важно отметить, что зона *A. pinguis* определена для верхнего маастрихта Польши (Gawor-Biedowa, 1992) и Прикаспия (Найдин, Беньямовский, 2006). Зона *S. kasanzevi* имеет позднемаастрихтский возраст в схеме верхнего мела Западной Сибири (Форамины..., 1964; Маринов и др., 2014). Радиолярии (табл. IV) и известковые диноцисты (табл. II), обнаруженные в пачке 11 (рис. 5), не противоречат ее отнесению к верхнему маастрихту.

Нижняя часть *R*-зоны, приуроченная к отложениям с комплексом белемнитов зоны *B. langei* (обр. 3011/34–3011/37), может быть аналогом только хрона 32г, поскольку он является единственной крупной эпохой обратной полярности поля в позднем кампане (рис. 12). Вышележащая часть пачки 10 (обр. 3011/38–3011/39), охваченная

Таблица IV. Радиолярии разреза Нижняя Банновка.

1–3 – *Prunobrachium mucronatum*; 4 – *P. boreale* Vishnevskaya; 5, 8 – *P. crassum* (Lipman); 6, 7 – *P. koslovae* Vishnevskaya; 9 – *Stylotrochus hexacanthus* Lipman; 10 – *Phaseliforma concentrica* (Lipman); 11 – *Crucella aster* (Lipman); 12 – *Spongotropus morenoensis* Campbell et Clark; 13 – *Tholodiscus densus* (Koslova); 14 – *T. fresnoensis* (Foreman); 15, 16 – *Rhombastrum* sp.; 17 – *Stylotrochus octacanthus* Lipman; 18 – *Archaeospongoprunum stocktonensis* Pessagno; 19 – *A. hueyi* Pessagno; 20 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno; 21 – *D. andersoni* (Campbell et Clark); 22 – *Xitus asymbathos* Foreman; 23 – *X. grandis* (Campbell et Clark); 24 – *Stichomitra carnegiense* (Campbell et Clark); 25 – *Lithostrobos* sp.; 26 – *Amphipyndax* sp.
Фиг. 1, 4, 8 – обр. 3011/4; фиг. 2, 3, 6, 10, 11, 14, 20 – обр. 3011/13; фиг. 5, 7, 12, 13, 15, 16, 17, 22 – обр. 3011/14; фиг. 9, 19, 25 – обр. 3011/27; фиг. 18, 21, 23, 24, 26 – обр. 3011/28. Масштабная линейка 100 мкм.

Таблица IV



R-зоной, возможно, также соответствует хрону 32r, а характеризующаяся прямой полярностью кровля глауконитового песчаника (обр. 3011/40) отвечает основанию хрона 32n (или субхрону 32r.1n). Однако нельзя исключить версию о ее принадлежности к хрону 31n, если допустить наличие крупного перерыва в верхах пачки 10. Магнитозона N_2 , характеризующая карбонатно-терригенную толщу с ассоциациями верхнемаастрихтских БФ (пачки 11–12), должна соответствовать позднемаастрихтскому хрону 31n либо совокупности позднемаастрихтских хронов 31n и 30 (рис. 12).

Для того чтобы согласовать все имеющиеся данные, необходимо признать наличие крупного перерыва, соответствующего терминальному кампану (зоне *Belemnella lichagewi*) и нижнемаастрихтскому подъярсу (рис. 12). Сопоставление палеомагнитной колонки изученного разреза со шкалой геомагнитной полярности (GPTS) (Ogg et al., 2012) позволяет оценить продолжительность перерыва в осадконакоплении не менее чем в 4.5 млн лет (рис. 12). На первый взгляд, поверхность перерыва следует совместить с кровлей песчаника (рис. 13). Но максимальные значения J_n на уровне образцов 3011/38 и 3011/39 (рис. 6, 13), скорее всего, связаны с высокой концентрацией ферромагнетиков космогенного происхождения вследствие резкого замедления скорости осадконакопления. Поэтому можно предположить, что гиаусу соответствует уровень обр. 3011/39, тем более что именно к нему приурочена смена полярности с обратной на прямую (рис. 13). В таком случае кровля глауконитового песчаника (обр. 3011/40) может соответствовать уже началу нового трансгрессивного цикла (Ogg et al., 2012). Слои со *Spongurus marcaense*–*Tholodiscus densus* в вышележащих карбонатных глинах (обр. 3011/43–3011/53), вероятно, также формировались еще в условиях замедленной скорости осадконакопления, потому что все радиоларии в них “инкрустированы” известковым наннопланктоном.

Таким образом, новые био- и магнитостратиграфические данные изменили представления о раннемаастрихтском возрасте терригенно-карбонатной толщи в разрезе (рис. 3). Пачка 10 (возможно, за исключением ее кровли) относится к

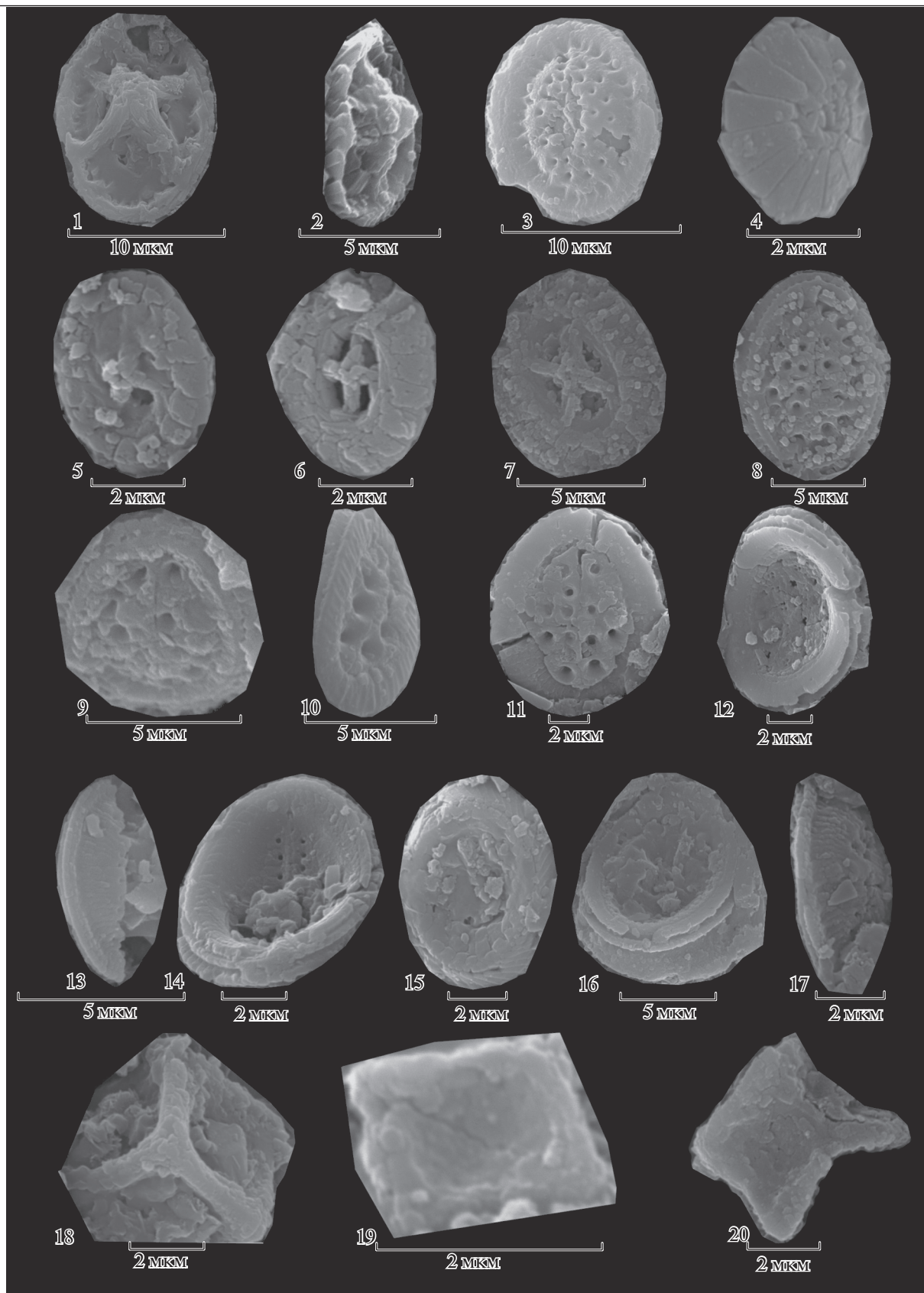
верхнекампанской зоне *B. langei*, а пачка 11 – уже к верхнему маастрихту (рис. 12).

Следует, однако, отметить, что положение границы нижнего и верхнего маастрихта в GPTS нельзя считать однозначно определенным. Оно базируется на результатах палеомагнитного изучения североамериканских разрезов (Hicks et al., 1999), в которых подошва верхнемаастрихтского подъяруса определяется по основанию аммонитовой зоны *Hoplосcaphites birkelundi* (Hardenbol et al., 1998). Опорный разрез Зумая (*Zumaya*) в Северной Испании, в котором основание верхнего маастрихта предлагается определять по появлению аммонита *Pachydiscus fresvillensis* (Odin et al., 1996), к сожалению, палеомагнитной характеристики не имеет. В разрезе Губбио (*Gubbio*, Италия) с микрофаунистическим обеспечением верхов хрона 31r (т.е. примерно уровню нижней границы верхнемаастрихтского подъяруса в Канаде) соответствуют основание зоны *A. mayagoensis* по ПФ и верхи наннопланктонной зоны UC19 (рис. 12). Однако наннопланктонные и фораминиферовые подразделения в глобальном масштабе диахронны, что для маастрихта убедительно показано в работах (Thibault et al., 2012a, 2015) на примере калибровки микрофаунистических последовательностей в скважинах глубоководного бурения в Южной Атлантике, Индийском океане и в разрезах на территории Европы (рис. 12) по палеомагнитным и изотопным данным. Сложности обоснования подошвы верхнего маастрихта по белемнитам в пределах Европейской палеобиогеографической области обсуждались ранее (Копеевич и др., 1987). Таким образом, вопрос о выборе критерия для прослеживания подошвы верхнего маастрихта, по аналогии с потенциальным стратотипом подъярусной границы в Испании, остается открытым. На наш взгляд, решением проблемы было бы согласие с предложением Дж. Огга и его соавторов (Ogg et al., 2012) о признании подошвы хрона 31n в качестве первичного маркера подъярусной границы. Целесообразность привлечения палеомагнитных признаков для обоснования границ общих стратиграфических подразделений обосновывалась ранее и дру-

Таблица V. Известковый наннопланктон разреза Нижняя Банновка (пачка 11).

1 – *Chiastozygus* sp., дистальная сторона, баррем–маастрихт, обр. 3011/71; 2 – *Staurolithites* sp., вид сбоку, оксфорд–маастрихт, обр. 3011/50; 3 – *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), дистальная сторона, кампан–маастрихт, обр. 3011/50; 4 – *Discorhabdus ignotus* (Górka), дистальная сторона, альб–маастрихт, обр. 3011/44; 5 – *Prediscosphaera arkhangelskyi* (Reinhardt), дистальная сторона, коньяк–маастрихт, обр. 3011/44; 6 – *Prediscosphaera bukryi* Perch-Nielsen, дистальная сторона, кампан–маастрихт, обр. 3011/44; 7 – *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), дистальная сторона, верхний сантон–маастрихт, обр. 3011/71; 8 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, дистальная сторона, коньяк–маастрихт, обр. 3011/48; 9 – *Arkhangelskiella specillata* Vekshina, дистальная сторона, кампан–маастрихт, обр. 3011/44; 10 – *Broinsonia parca parca* (Stradner), дистальная сторона, кампан–маастрихт, обр. 3011/44; 11, 12 – *Broinsonia* sp., баррем–маастрихт, обр. 3011/44; 11 – дистальная сторона, 12 – проксимальная сторона; 13–17 – *Kamptnerius magnificus* Deflandre, сеноман–маастрихт; 13 – дистальная сторона, обломок кокколита, обр. 3011/44; 14–17 – проксимальная сторона; 14, 16, 17 – обр. 3011/44, 15 – обр. 3011/71; 18, 19 – *Micula decussata* Vekshina, верхний коньяк–маастрихт, обр. 3011/44; 20 – *Micula* sp., сантон–маастрихт, обр. 3011/44.

Таблица V





гими авторами (Гужиков, Барабошкин, 2006; Гужиков, 2013б).

Слои с *Prunobrachium mucronatum*—*Lithostrobusturritella* соответствуют отдельному этапу развития радиолярий, ввиду их существенных отличий как от нижнекампанских комплексов, так и от верхнекампанских слоев с *Prunobrachium articulatum*, что дает повод для обсуждения трехчленного деления кампанского яруса. По нашему мнению, необходимость деления самого продолжительного (11 млн лет) верхнемелового яруса не на два подъяруса, как это принято в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) (Стратиграфический..., 2006), а на три подъяруса, как в Международной стратиграфической шкале (МСШ) (Ogg et al., 2012), давно назрела. Нестыковка в подъярусном делении кампана ОСШ и МСШ была обозначена как одна из актуальных проблем меловой системы России (Барабошкин и др., 2013). Трехчленная структура кампана поддерживается ведущими специалистами по верхнему мелу разных регионов (Сельцер, Беньямовский, 2014; Petrizzo et al., 2011; Falzoni et al., 2013; Стратиграфия..., 2013). В отечественной литературе трехчленное деление яруса впервые было предложено для опорных разрезов мела Мангышлака, где к среднему кампану отнесли зону *Brotzenella monterensis* (LC14) (Кораевич et al., 1999), отвечающую аммонитовой зоне *Nautiloplacenticeras coesfeldienses* и белемнитовой зоне *Belemnitella mucronata mucronata* (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005; Олферьев и др., 2004). Подошва зоны *coesfeldiense*, в свою очередь, соответствует основанию зоны *Nautiloplacenticeras maggoti*—*N. vari*, маркирующей нижнюю границу среднего кампана Западной Европы (Hardenbol et al., 1998).

Палеогеография. На рубеже кампанского и маастрихтского веков имело место глобальное падение уровня океана (Ogg et al., 2012), связанное с похолоданием в конце кампана (Miller et al., 1999). Довольно длительный (до 1–2.5 млн лет) эпизод охлаждения океанских вод, сопровождавшийся отрицательной аномалией изотопного состава углерода, предложено выделять (Voigt et al., 2010, 2012) как “кампан-маастрихтское пограничное событие” (СМВ или СМВЕ). Как установлено, оно имело глобальный масштаб, но проявилось по-разному в различных бассейнах земного шара (Jung et al., 2012; Niebuhr et al., 2011; Thibault et al., 2012a, 2012b). В Нижней Банновке началу эпизода СМВЕ, вероятно, соответствует уровень образца 3011/28 в верхах пачки 9 (рис. 13), отмеченный глауконитизацией опоковидных глин, сменяющихся выше по разрезу глауконитовым песчаником пачки 10.

Отличительной особенностью позднемеловых и палеогеновых бассейнов на территории Саратовского Поволжья были периодически возни-

кавшие благоприятные условия для жизнедеятельности различных организмов с кремневым скелетом (Ахлестина и др., 2001; Орешкина и др., 2013). Соответственно, на дне бассейнов возрастало накопление в той или иной степени обогащенных SiO_2 илов, затем преобразовавшихся в различные кремнистые породы. В изученном разрезе этапу кремнисто-глинистого осадконакопления отвечают пачки 1–9. Начало глауконитизации в верхах пачки 9 отмечено радиоляриевым коллапсом — массовым вымиранием кампанских радиолярий, среди которых значительную долю составляли характерные виды рода *Prunobrachium* (рис. 13). Прунобрахиумы обитали в сравнительно неглубоких, холодноводных (или с прохладными водами) бассейнах вблизи береговой линии (Амон, 2000). В палеобиогеографическом плане они являются типично бореальными и были широко распространены в умеренных и высокоширотных бассейнах на территории Печорского, Западно-Сибирского, Корякско-Камчатского регионов (Вишневская, 2001).

Бентосные фораминиферы, в отличие от радиолярий, практически отсутствуют в кремнистых пачках 1–9. Единичные и редкие представители агглютинирующих форм указывают на неблагоприятные условия обитания. Крайняя бедность комплексов БФ, по мнению В.И. Барышниковой (1978), отражает застойные явления, а по мнению Д.П. Найдина и соавторов (2008), — близкие к аноكсии условия придонных участков и всего объема воды. Совершенно другие аэробные обстановки способствовали возникновению обильных комплексов БФ в позднемаастрихтском бассейне. Важной палеобиогеографической особенностью ассоциаций БФ из карбонатных глин пачки 11, как было указано выше, является их чрезвычайная близость к сообществам БФ ганькинской свиты Зауралья и Западной Сибири. В позднем кампане открылся Аятский пролив, располагавшийся в Орском грабене между Южным Уралом и Мугоджарами (Амон, 2001). Через пролив увеличилось поступление восточноевропейской водной массы в южную половину Западно-Сибирского моря, на территории которого кремнисто-терригенные отложения сантона—кампана сменяются вверх карбонатно-терригенными образованиями ганькинской свиты маастрихта (Умова и др., 1968). Число европейских видов фораминифер в северотургайских комплексах достигает 50% (Амон, 1990; Beniamovskii, Koraevich, 2002). Часть из них расселилась севернее — в Западно-Сибирском море (Кисельман, 1969). Среди них отмечаются виды, характерные для верхнего кампана Европейской палеобиогеографической области (*Bolivinoidea decoratus*, *B. laevigatus*, *Heterostomella foveolata*, *Neoflabellina praereticulata*, *Bolivinoidea draco miliaris*), верхнего кампана и нижнего маастрихта

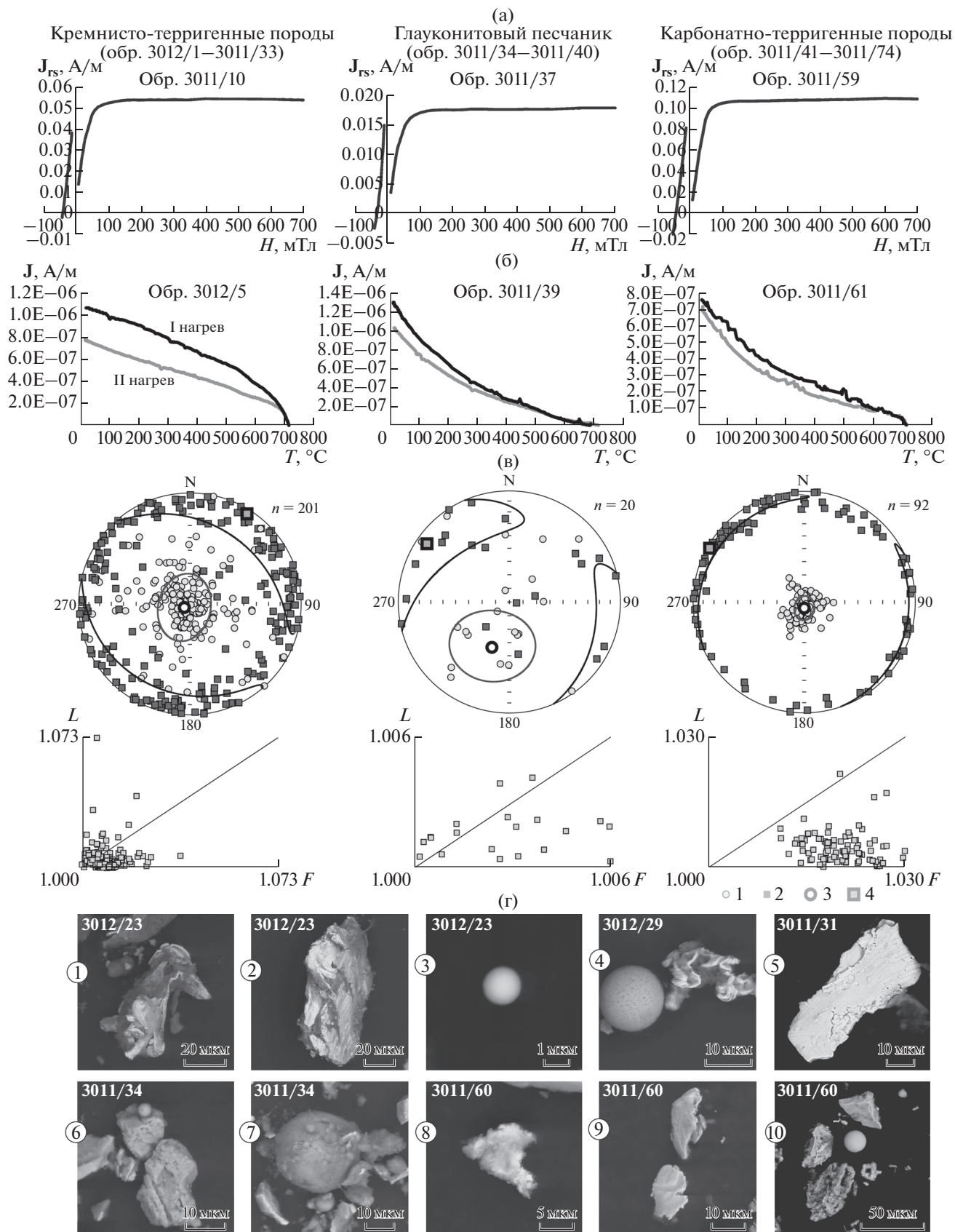
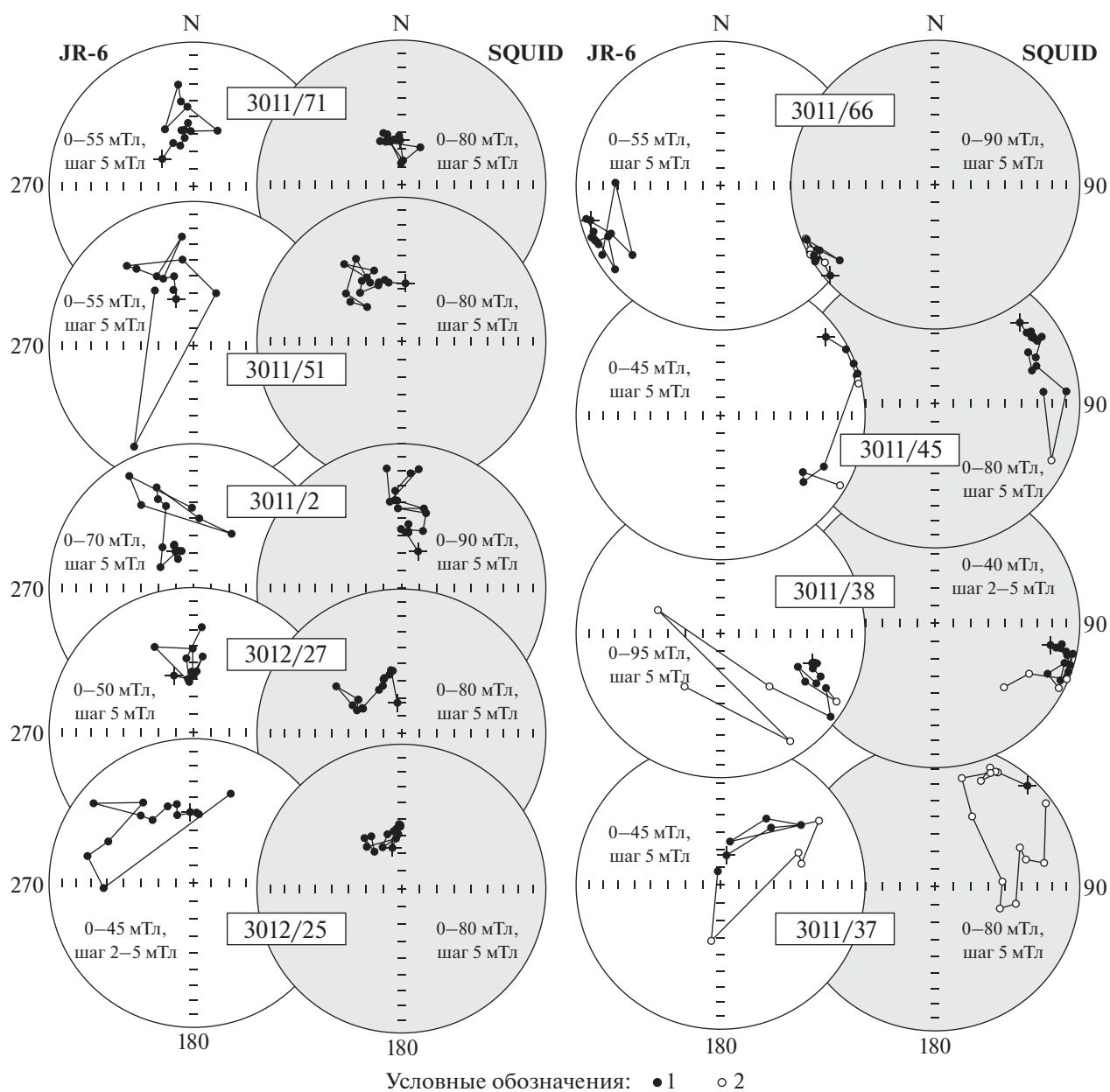


Рис. 7. Результаты магнито-минералогического анализа.

(а) — кривые магнитного насыщения и разрушения, (б) — кривые терромагнитного анализа (первый и второй нагрев), (в) — данные по анизотропии магнитной восприимчивости: стереограммы проекций длинных ($K1$) и коротких ($K3$) осей АМВ в географической системе координат и диаграммы $L-F$ ($F = K2/K3$, $L = K1/K2$); условные обозначения: 1 — $K3$, 2 — $K1$, 3 и 4 — средние направления $K3$ и $K1$ соответственно; (г) — результаты микронзондового анализа: 1 — Ni-Fe; 2 — Fe; 3 — Fe_3O_4 ; 4 — Fe_3O_4 ; Fe; 5 — Ni; 6 — Fe, Fe_3O_4 ; 7 — Fe_3O_4 , Fe; 8 — Sn-Ni-Fe-Cu; 9 — Fe, Fe-Cr-Ni; 10 — Fe, Fe_3O_4 .

(*Neoflabellina reticulata*), нижнего маастрихта (*Falsoplanulina multipunctata*). Комплексы этой части Западно-Сибирского моря носят экотонный характер, так как наряду с европейскими им-

мигрантами в массовом количестве встречаются местные западносибирские виды (среди которых преобладают агглютинирующие формы). Северная часть Западно-Сибирского моря продолжала


Рис. 8. Сопоставление результатов магнитных чисток на спин-магнитометре JR-6 в СГУ (Саратов) и на криогенном магнитометре 2G-Enterprises в ИФЗ РАН (Москва).

1, 2 — проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы.

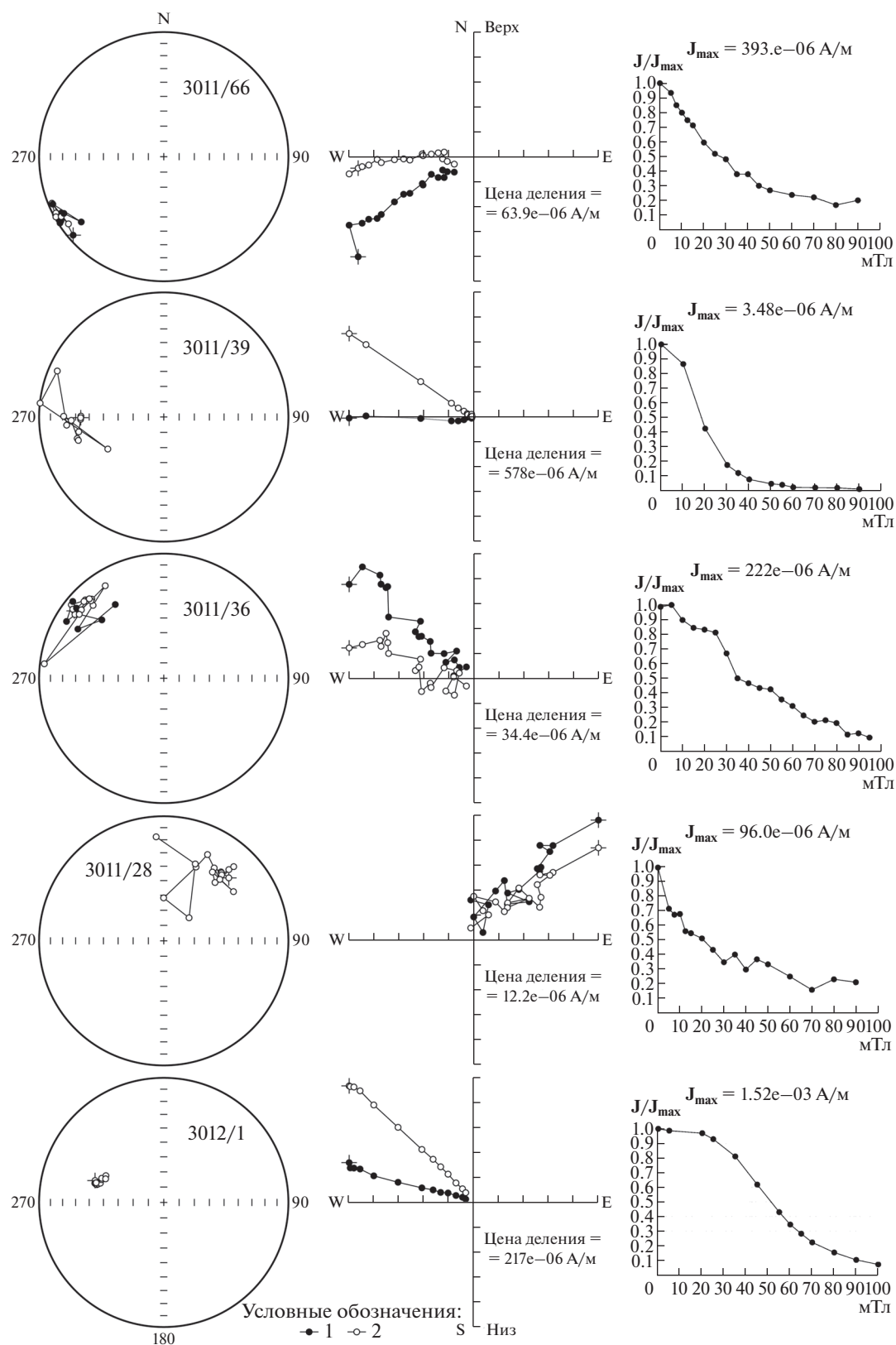


Рис. 9. Результаты компонентного анализа (слева направо): стереографические изображения изменения векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдervельда (в географической системе координат), графики размагничивания образцов.

1, 2 — проекции J_n на горизонтальную (1) и вертикальную (2) плоскости. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

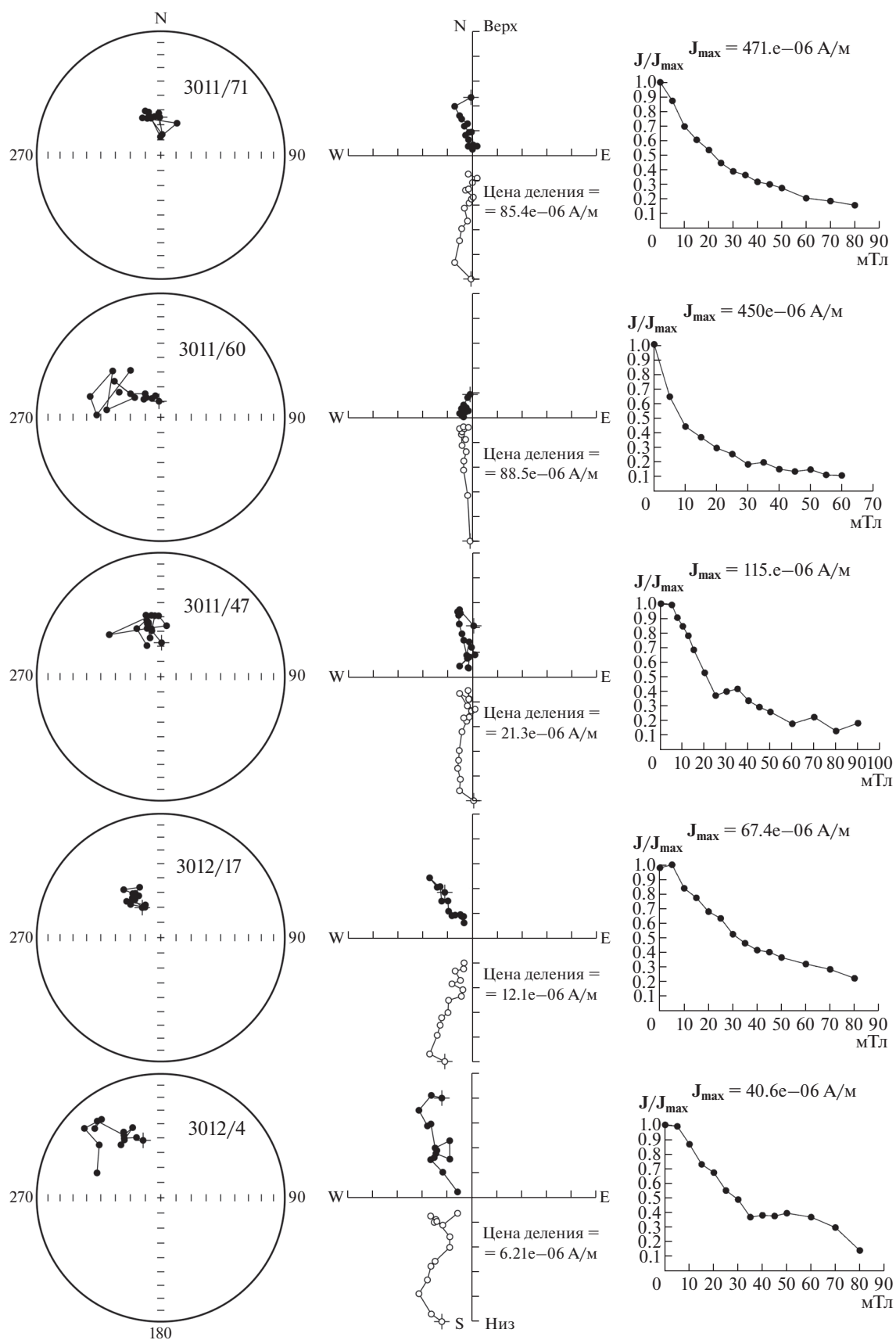


Рис. 9. Окончание.

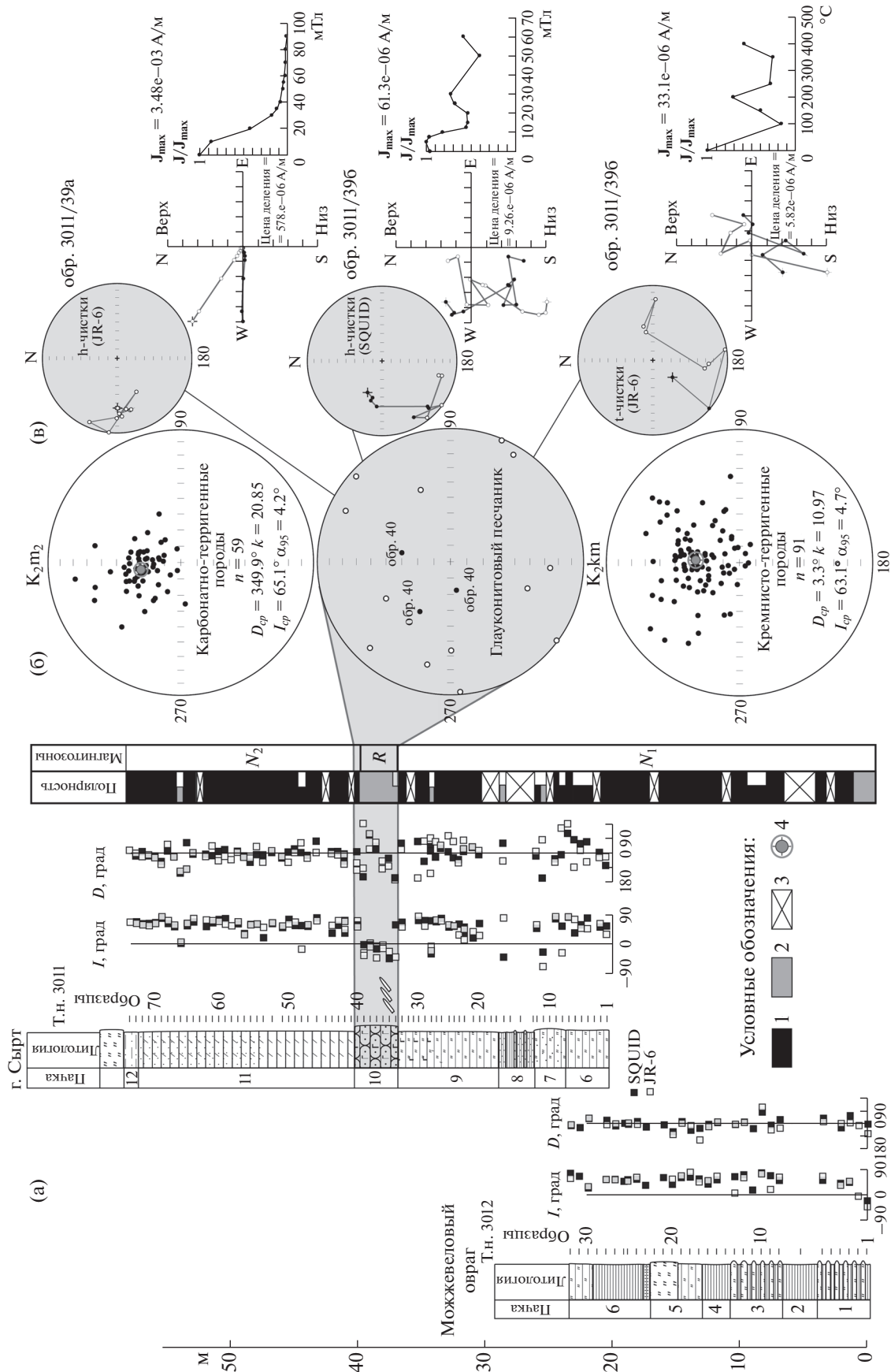


Рис. 10. Результаты магнитостратиграфических исследований разреза Нижняя Банновка.

(а) — графики палеомагнитного склонения (D) и наклонения (I) и палеомагнитная колонка. Геомагнитная полярность: 1 — нормальная, 2 — обратная, 3 — отсутствие данных о полярности, 4 — среднее палеомагнитное направление и круг доверия.

(б) — стереопроекции ChRM и палеомагнитная статистика по разным литологическим типам пород. n — число образцов в выборке, D_{ср.}, I_{ср.} — среднее палеомагнитное склонение и наклонение соответственно, k — палеомагнитная кучность, α₉₅ — радиус круга доверия вектора. Условные обозначения см. на рис. 8.

(в) — сопоставление результатов разных видов магнитных чисток образцов из глауконитового песчаника на спин-магнитометре JR-6 в СГУ (Саратов) и на криогенном магнитометре 2G-Enterprise в ИФЗ РАН (Москва). Условные обозначения см. на рис. 8.

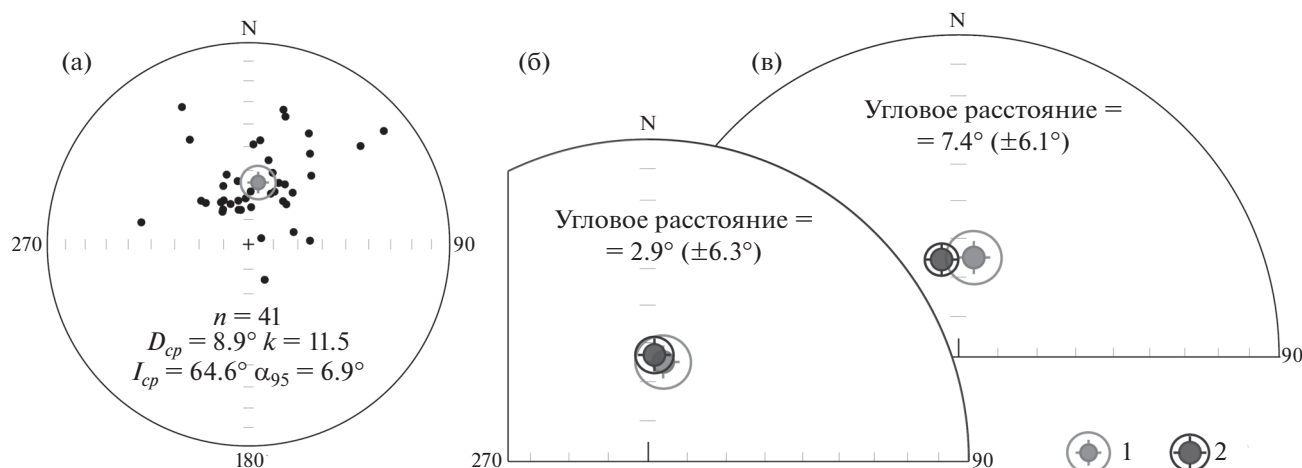


Рис. 11. Сравнение средних палеомагнитных направлений по кампану Вольска (1) и кампану–маастрихту Нижней Банновки (2).

(а) – стереопроекция **ChRM** по кампану Вольска (Гужикова, Багаева, 2013); (б) – средние **ChRM** по кампану Вольска и Нижней Банновки (пачкам 1–9), (в) – средние **ChRM** по кампану Вольска и маастрихту (пачкам 11–12) Нижней Банновки. Угловые расстояния, образуемые средними векторами, даны с ошибками ($\pm$), определяемыми статистикой этих векторов, согласно (Debiche, Watson, 1995). Если угол больше ошибки, то вектора различаются значительно, если наоборот, то вектора статистически совпадают. Условные обозначения см. на рис. 8.

оставаться под влиянием бореальных вод Арктической области, в микробиоте которой господствовали агглютинирующие виды фораминифер и радиолярии (Фораминиферы..., 1964; Кисельман, 1969; Beniamovskii, Koraevich, 2002). Имела место и обратная миграция зауральских БФ в пределы моря Восточно-Европейской платформы. Показательны в этом отношении *Anomalinoides globigeriniformis* и *A. pinguis*. Отмечается диахронность в распространении этих видов: на территории Западно-Сибирского палеобассейна они встречаются уже в кампанской части ганькинской свиты (Маринов и др., 2014), а в Восточно-Европейское море они мигрировали в конце раннего маастрихта (Беньямовский и др., 2012, 2014), в Польском бассейне их широкое распространение отмечается в позднем маастрихте (Gawor-Biedova, 1992). К сожалению, магнитостратиграфические разрезы ганькинской свиты (Гнибиденко и др., 2014; Лебедева и др., 2013) не имеют микрофаунистического обеспечения, что не позволяет проконтролировать диахронность БФ на палеомагнитной основе.

Появление ПФ, известковых диноцист и разнообразного комплекса наннопланктона в нижней части пачки 11 свидетельствует о том, что верхнемаастрихтские карбонатные глины формировались в условиях тепловодной трансгрессии (рис. 13). Вероятно, эта теплая фаза связана с эвстатическим подъемом во время глобального “среднемаастрихтского” потепления (mid Maastrichtian warming), установленного по результатам изучения палеотемператур поверхностных вод мелового моря Северо-Западной Европы (Thi-

bault et al., 2016). О синхронности событий свидетельствуют палеомагнитные данные: интервалы, соответствующие потеплению поверхностных вод в разрезе Нижняя Банновка, как и в разрезах на северо-западе Европы (Thibault et al., 2016), приурочены к хрону 31n.

Характерной особенностью верхнемаастрихтской карбонатно-терригенной толщи являются очень выразительные тенденции к возрастанию J_n и J_{rs} и убыванию значений параметра K/J_{rs} снизу вверх по разрезу (рис. 6). Эти тренды совпадают с увеличением алевритистой компоненты в глинах, зафиксированной при визуальном описании разреза и подтвержденной изучением в шлифах (по пяти образцам, равномерно взятым из пачки 11). Рост J_{rs} в этой части разреза был известен ранее и связывался с увеличением концентрации ферромагнетиков в осадке при интенсификации терригенного сноса (Абакшин и др., 1992; Фомин и др., 2006). Проведенные нами магнитометрические измерения на высокочувствительной аппаратуре обнаружили, что увеличение J_{rs} сопровождается повышением J_n , свидетельствующим об улучшении упорядоченности ферромагнитных частиц, снижением K/J_{rs} и повышением H_{cr} , указывающим на уменьшение их среднего размера, но практически никак не сказывается на величинах K . Подобный петромагнитный облик исключает роль алевритистопесчаных обломочных зерен, как носителей намагниченности (в противном случае J_n уменьшалась бы, а K – возрастала), но хорошо объясняется нарастанием концентраций космогенного вещества снизу вверх по разрезу, за счет усиления



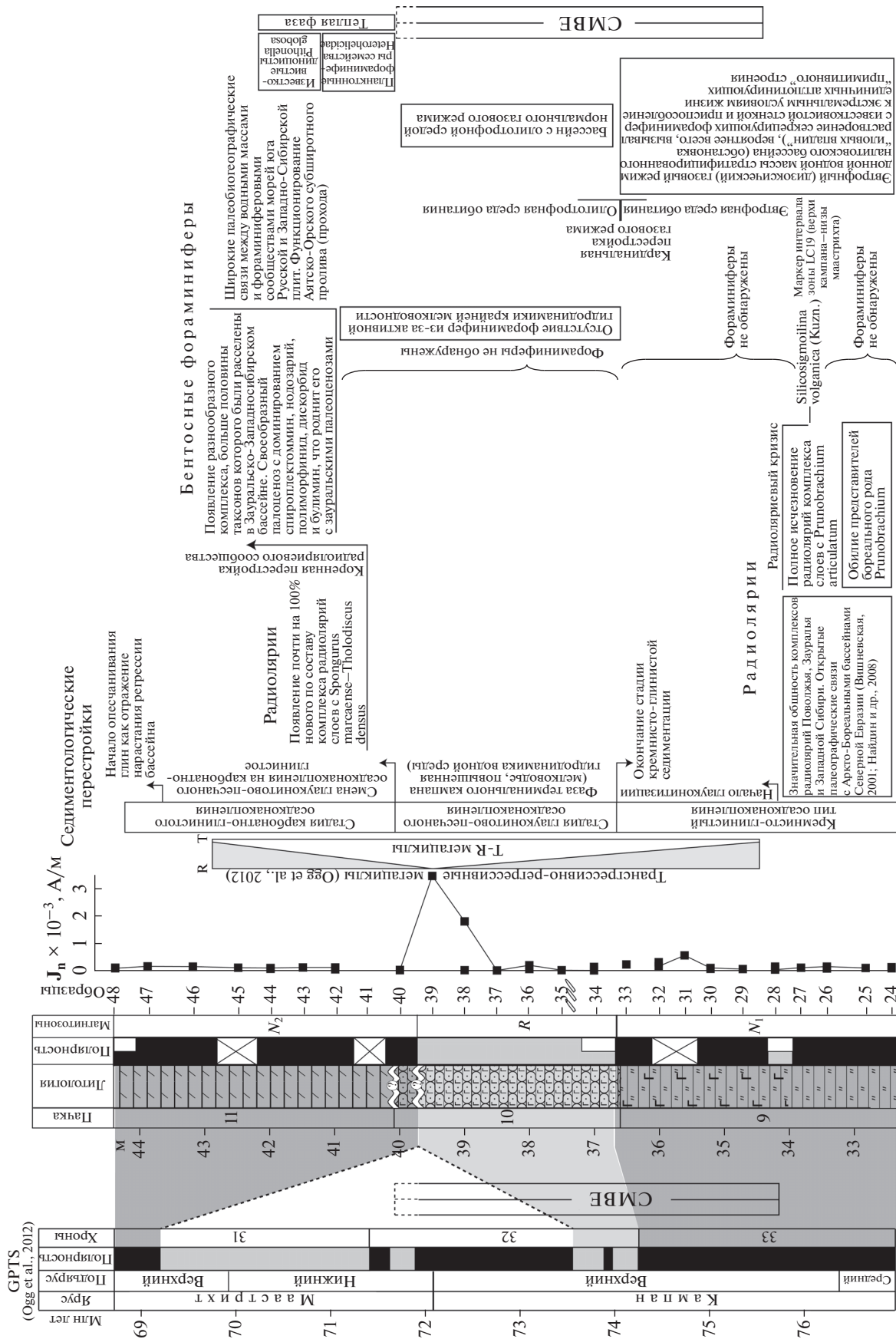


Рис. 13. Календарь биотических и абиотических событий в конгле кампана—маастрихте по материалам разреза Нижняя Банновка. Условные обозначения см. на рис. 8.

метеоритной бомбардировки Земли в маастрихте (Корчагин, 2013). Обогащение осадка ферромагнитными частицами субмикронной размерности не приводит к существенному увеличению K , но заметно уменьшает K/J_{rs} и увеличивает J_n за счет хорошей ориентировки метеоритной пыли по геомагнитному полю. Микрозондовые исследования фиксируют в разрезе многочисленные магнетитовые сферулы и чешуйки железа (рис. 7г), косвенно подтверждая наше предположение.

ВЫВОДЫ

В ходе проведенных комплексных исследований разреза кампана—маастрихта Нижняя Банновка на юге Саратовского Правобережья получены следующие результаты:

1) Существенно дополнена палеонтологическая и биостратиграфическая характеристика разреза.

Впервые, вместо традиционно отмечавшихся белемнитов *Belemnitella lanceolata* (Schloth.), установлены *Belemnitella pseudolanceolata* Jeletzky и *Belemnitella langei* Jeletzky, что позволило отнести вмещающие отложения к зоне *Belemnitella langei* верхнего кампана.

По бентосным фораминиферам обосновано наличие слоев с *Spiroplectammina kasanzevi* и слоев с *Anomalinoides pinguis*, что позволило датировать вмещающие их отложения поздним маастрихтом, хотя ранее они относились к нижнему маастрихту.

По радиоляриям установлены слои с *Prunobrachium mucronatum*—*Lithostrobis turitella*, указывающие на возможность выделения среднего кампана на Русской плите. Это является дополнительным аргументом в пользу разделения кампанского яруса ОСШ на три подъяруса (вместо существующего двухчленного деления кампана в России), по аналогии с МСШ. Выделены слои с *P. articulatum*, характеризующиеся широчайшим распространением в верхнем кампане не только Русской, но и Западно-Сибирской плиты (Вишневская, 2009, 2010). Слои с *Rhombastrum* (переходные от кампана к маастрихту) и слои со *Spongurus marcaense*—*Tholodiscus densus* (верхний маастрихт) установлены впервые.

Впервые в верхнем маастрихте по известковым диноцистам установлены слои с *Pitonella globosa*, а по наннопланктону — комплекс с *Discorhabdus ignotus*—*Prediscosphaera bukryi*.

2) Впервые получены надежные магнитостратиграфические данные и установлены магнитозоны N_1 , R и N_2 — аналоги магнитных хронов 33n, 32r и 31n. При этом нельзя исключить, что N_2 соответствует не только хрону 31n, но и хрону 30.

3) По комплексу био- и магнитостратиграфических материалов установлен крупный перерыв

в осадконакоплении на границе кампана—маастрихта длительностью не менее 4.5 млн лет, отвечающий по крайней мере терминальному кампану и нижнему маастрихту.

4) Сделан вывод о целесообразности использования для определения подошвы верхнего маастрихта основания магнитного хрона 31n.

5) Кампан-маастрихтское пограничное событие и связанное с ним падение уровня моря вследствие глобального похолодания отразилось в литологии разреза. Терминальная часть кампана отмечена глауконитизацией и сменой опок и кремнистых глин мелководными глауконитовыми песчаниками. С началом глауконитизации отложений в терминальной части налитовской свиты отмечается кризис в развитии радиолярий (исчезновение прунобрахий и появление нового комплекса).

6) Появление ПФ и известковых диноцист, а также разнообразного комплекса наннопланктона в низах толщи карбонатных глин отвечает тепловодной трансгрессии и синхронизируется по палеомагнитным данным с эвстатическим подъемом, обусловленным глобальным потеплением (Thibault et al., 2016). В то же время следует отметить крайнюю бедность и низкое таксономическое разнообразие ПФ даже в сравнении с другими разрезами маастрихта Саратовского Поволжья.

7) Установлена общность комплексов БФ с одновозрастными ассоциациями ганькинской свиты Западной Сибири, указывающая на существование палеобиогеографических связей между фораминиферовыми сообществами эпиконтинентальных морей Русской и Западно-Сибирской плит в позднем маастрихте.

8) Особенности петромагнитного строения верхнемаастрихтской части разреза лучше всего объясняются обогащением осадка космогенным веществом вследствие усиления метеоритной бомбардировки Земли в конце мелового периода (Корчагин, 2013).

9) Очевидно, что новые данные по разрезу Нижняя Банновка имеют важное значение для уточнения стратиграфической схемы терминального мела южной части Ульяновско-Саратовского прогиба. В.Н. Беньямовский полагает, что пачку 10 следует выделить в новый литостратон — белогорскую свиту, пачку 11 отнести к николаевской свите, а пачку 12 к карамышской свите. А.Ю. Гужиков и Е.М. Первушов считают подобные выводы преждевременными. Все авторы, кроме В.Н. Беньямовского, единодушны в том, что проблема выделения местных стратиграфических подразделений в кампане—маастрихте Саратовского Поволжья требует обстоятельного обсуждения и отдельной публикации.

Благодарности. Авторы благодарны В.А. Цельмовичу и А.Ю. Куражковскому (геофизическая

обсерватория “Борок” ИФЗ РАН) за микрозональные исследования образцов, Р.А. Воиновой (геологический факультет МГУ) за отмывку фораминифер и радиолярий, М.Н. Овечкиной (Геологическая служба Израиля, Иерусалим; ПИН РАН) и М.А. Устиновой (ГИН РАН) за определения наннопланктона, А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, А.М. Суринскому, А.М. Михайлову (СГУ) за участие в полевом изучении разреза и лабораторных исследованиях, В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому и другим сотрудникам лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре, А.В. Кравцеву (ПИН РАН) за содействие в фотографировании микрофоссилий под сканирующим микроскопом, Мартину Коштаку за консультации по белемнитам (Карлов университет, Прага).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 12-05-00196-а, 13-05-00745-а, 15-05-04099-а, 15-05-04700-а, 16-05-00207-а, 16-05-00363-а, 16-35-00219-мол_а, 16-35-00339-мол_а), РГНФ (проект 15-37-10100), Минобрнауки России в рамках госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757) и госзадания № 0135-2014-0070 (для ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абакшин О.В., Богачкин А.Б., Гужиков А.Ю., Фомин В.А. Использование скалярных магнитных характеристик в стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 1992. Вып. 1. С. 62–66.
- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожных А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 25–64.
- Амон Э.О. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Мезозой и кайнозой. Свердловск: Препринт, 1990. С. 25–39.
- Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. Вып. 5. 207 с.
- Амон Э.О. Морские акватории Уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 43. № 3. С. 471–483.
- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. СПб.: Типография Императорской академии наук, 1912. Т. 25. 631 с.
- Архангельский А.Д., Добров С.А. Геологический очерк Саратовской губернии // Материалы по изучению естественно-исторических условий Саратовской губернии. Вып. 1. М.: Тов. “Печатня С.П. Яковлева”, 1913. 256 с.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В., Первушов Е.М. Роль кремневых организмов в осадконакоплении в позднемеловых и палеогеновых бассейнах Поволжья // Труды НИИ Геологии СГУ. Нов. серия. 2001. Т. 7. С. 19–30.
- Барабашкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Беньямовский В.Н. и др. Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция, Москва, 23–25 мая 2013 г. Сборник статей. Отв. ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013. С. 289–297.
- Барышников В.И. О возрасте и условиях образования подлещеолитовых кремнистых глин Саратовского Правобережья // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1978. № 3. С. 81–89.
- Барышников В.И., Иванова А.Н., Морозов Н.С., Хабарова Т.Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений Саратовского и Сталинградского Поволжья // Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Тр. ВНИГНИ. 1961. Вып. XXIX. Т. 3. С. 110–119.
- Беньямовский В.Н. Палеогеографические сценарии позднемелового–раннепалеогенового времени в пределах северной периферии Тетиса // Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли (палеобиогеографические аспекты). К 100-летию со дня рождения В.В. Меннера. Труды ГИН РАН. 2005. Вып. 516. С. 267–308.
- Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Овечкина М.Н. и др. Верхний кампан–нижний маастрихт северо-запада Ростовской области. Статья 1. Характеристика разрезов и палеонтологических комплексов, лито-биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 4. С. 33–67.
- Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Подгаецкий А.В. и др. Верхний кампан–нижний маастрихт севера Ростовской области. Статья 2. Условия осадконакопления и палеогеография // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 77–96.
- Бондарева М.В., Морозов Н.С., Бондаренко Н.А. Сантонские, кампанские и маастрихтские отложения междуречья Медведицы и Волги в пределах Волгоградского правобережья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1981. Вып. 22. С. 84–94.
- Бондаренко Н.А. О распространении зоны *Belemnella licharewii* в Саратовском Поволжье // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1978. Вып. 3. С. 35–51.
- Бондаренко Н.А. Стратиграфия и условия седиментации сантонских, кампанских и маастрихтских отложений Правобережья Нижнего Поволжья // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1990. 22 с.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Вишневская В.С. Комплексы и подразделения мела Русской плиты по радиоляриям // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М.: РАЕН, 2009. Вып. 4. С. 67–84.
- Вишневская В.С. Верхнемеловые радиолярии Восточно-Европейской платформы и их биостратиграфиче-

ское значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 1–28.

Вишневская В.С. Первая находка известковых диноцист в маастрихте Поволжья // Палеострат-2015. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26–28 января 2015 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2015. С. 23–24.

Вишневская В.С., Овечкина М.Н., Беньямовский В.Н. Радиоларии из опорных разрезов сантон-кампанских отложений Саратовского Поволжья и корреляция подразделений по известковому наннопланктону, фораминиферам и радиолариям // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. № 5. С. 43–55.

Вишневская В.С., Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф. и др. Новые данные о границе кампан-маастрихта в Поволжье (фораминиферы, радиоларии, наннопланктон, известковые диноцисты) // Современная микропалеонтология. Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. Ред. Тесакова Е.М. Калининград, 2015. С. 7–11.

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во МГУ, 2002. 304 с.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1962. Вып. 5. 195 с.

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. 204 с.

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 1. С. 83–87.

Гришанов А.Н. Палеомагнитный разрез меловых отложений Саратовского Правобережья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Стратиграфические и литологические исследования. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1984. С. 56–62.

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

Гужиков А.Ю. Роль палеомагнитных критериев в обосновании границ подразделений Общей стратиграфической шкалы // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийское совещание, Москва, 23–25 мая 2013 г. Сборник статей. Отв. ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013б. С. 25–28.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела Тетического и Борейального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н. и др. Предварительные био- и магнитостратиграфические данные по кампану–маастрихту плато Актолагай (Казахстан) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. Ред. Барабошкин Е.Ю., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. и др. Владивосток: Дальнаука, 2014а. С. 107–110.

Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. К вопросу о нижней границе маастрихта в Саратовском Поволжье // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. Ред. Барабошкин Е.Ю., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. и др. Владивосток: Дальнаука, 2014б. С. 103–106.

Гужикова А.А., Багаева М.И. Новые магнитостратиграфические данные по кампану Саратовского Правобережья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международной школы-семинара “Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород”. Казань: Казанский университет, 2013. С. 71–76.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Еремеева А.И., Белоусова Н.А. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. 1961. Вып. 9. 189 с.

Казинцова Л.И. Радиоларии из верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 23. С. 37–41.

Кисельман Э.Н. Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Труды СНИИГГиМС. 1969. Вып. 8. С. 163–175.

Копачевич Л.Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2011. 68 с.

Копачевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Найдин Д.П. Граница нижнего и верхнего маастрихта в Европейской палеобиогеографической области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 5. С. 43–57.

Корчагин О.А. Ископаемые микрометеориты, микрокремнисты и микрокристаллы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала // Стратиграфия в начале XXI века — тенденции и новые идеи. Очерки по региональной геологии России. М.: Геолкарт-ГЕОС, 2013. Вып. 6. С. 112–142.

Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н. и др. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 43–73.

Маринов В.А., Соболев Е.С., Глинских Л.А. Фораминиферы, остракоды и аммониты ганькинской свиты верхнемеловых отложений Западной Сибири: биостратигра-

фия, палеоэкологические реконструкции и географические связи // Литосфера. 2014. № 4. С. 50–65.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1997. 180 с.

Найдин Д.П. Подкласс Endocochlia. Внутреннераквинные // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 198–209.

Найдин Д.П. Верхнемеловые отложения Русской платформы // Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Меловая система и материалы коллоквиума по микрофауне юрских и меловых отложений. Л.: Гостоптехиздат, 1961. Т. 3. С. 75–80.

Найдин Д.П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 6. С. 29–43.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Граница кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Актулагай (Прикаспий) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 97–107.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Олферьев А.Г. и др. Региональное опреснение позднемелового эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Позднекампанское опреснение Ульяновско-Саратовского участка моря // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 60–71.

Нецкая А.И. О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири // Труды ВНИГРИ. 1948. Нов. сер. Вып. 31. С. 211–225.

Овечкина М.Н. Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 350 с.

Овечкина М.Н., Алексеев А.С. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Палеонтол. институт РАН, 2004. Вып. 6. С. 57–73.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 75–101.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: Палеонтол. институт РАН, 2005. 203 с.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез верхнего мела у села Мезино-Лапшиновка и проблемы границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 69–102.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишнево. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера “Большевик” в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009а. Т. 84. № 2. С. 5–22.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера “Большевик” в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009б. Т. 84. № 4. С. 29–46.

Олферьев А.Г., Сельцер В.Б., Алексеев А.С. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 3. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера “Красный Октябрь” на южной окраине г. Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. № 6. С. 45–76.

Орешкина Т.В., Лыгина Е.А., Возжжова О.А., Иванов А.В. Диатомовые и силикофлагеллаты верхнего мела Саратовской области: биостратиграфия и обстановки седиментации // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 1–16.

Первушов Е.М., Архангельский М.С., Иванов А.В. Каталог местонахождений остатков морских рептилий в юрских и меловых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во ГосУНЦ “Колледж”, 1999а. 230 с.

Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Правобережного Поволжья // Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер. 1999б. Т. 1. С. 85–94.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н. и др. Биостратиграфическое расчленение разреза Кокурино (Саратовская область) и аспекты стратиграфии кампана Среднего Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. № 2. С. 51–84.

Печерский Д.М., Нургалеев Д.К., Фомин В.А. и др. Космическое железо в осадках мела-даниа // Физика Земли. 2011. № 5. С. 12–34.

Практическое руководство по микрофауне. Радиоларии мезозоя. СПб.: Недра, 1999. 272 с.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, созванного 3–10 февраля 1954 г. Геологическим управлением Министерства нефтяной промышленности СССР. Л.: Гостопиздат, 1955. 30 с.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 89 с.

Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н. Этапность эволюции головоногих моллюсков и бентосных фораминифер как основа деления кампана Восточно-Европейской платформы на три подъяруса // Материалы LX сессии Палеонтологического общества при РАН (7–14 апреля 2014 г., Санкт-Петербург). Санкт-Петербург, 2014. С. 117–120.

- Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004. 6 схем на 10 листах.
- Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Головний редактор Гожик П.Ф. Київ: ІГН НАН України, Логос, 2013. 637 с.
- Субботина Н.Н. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ. 1964. Вып. 234. 456 с.
- Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: АН СССР, Уральский филиал, Ин-т геологии и геохимии, 1968. 83 с.
- Фомин В.А., Гончаренко О.П., Жуков А.Н. и др. Петромагнитная и минералогическая характеристика разреза верхнемеловых отложений села Пудовкино (Саратовский район) // Недр Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып. 47. С. 37–45.
- Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Ред. Субботина Н.Н. // Тр. ВНИГРИ. 1964. Вып. 234. 455 с.
- Яковишина Е.В., Коротаев М.В., Копачевич Л.Ф. и др. Уточнение стратиграфии верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Краснодар: Кубанский государственный университет, 2012. С. 322–325.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkin M.N., Olfieriev A.G. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. V. 69. Suppl. P. 15–45.
- Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. Late Santonian–Maastrichtian paleobiogeography of the Peri-Tethyan basins of Europe // Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Ed. Michalik J. Bratislava: VEDA Publ. House Slovak Acad. Sci., 2002. P. 173–185.
- Christensen W.K. Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania, Sweden // Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca. 1986. № 57. 57 p.
- Christensen W.K. Upper Cretaceous belemnite stratigraphy of Europe // Cretaceous Res. 1990. V. 11. № 4. P. 371–386.
- Christensen W.K. Upper Cretaceous belemnite stratigraphy of the Båstad Basin, southern Sweden // Geologiska Förening i Stockholm Förhandlingar. 1993. V. 115. P. 39–57.
- Christensen W.K. Belemnite from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian Chalk of Norfolk, England // Spec. Pap. Palaeontol. 1995. № 51. 84 p.
- Christensen W.K. Upper Campanian and Lower Maastrichtian belemnites from the Mons Basin, Belgium // Bull. de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1999. V. 69. P. 97–131.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B12. P. 24405–24430.
- Falzone F., Petrizzo M.R., MacLeod K.G., Huber B.T. Marine Santonian–Campanian planktonic foraminifera from Tanzania, Shatsky Rise and Exmouth Plateau: species depth ecology and paleoceanographic inferences // Micropaleontology. 2013. V. 103. P. 15–29.
- Fütterer D.K. Pithonelloid calcareous dinoflagellates from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the southeastern Atlantic Ocean, DSDP Leg 74 // Init. Repts. Deep Sea Drilling Project. 1984. V. 74. P. 533–541.
- Gawor-Beidova E. Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland // Palaeontol. Polonica. 1992. № 52. 187 p.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // Mesozoic–Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Eds. de Graciansky P.-C. et al. SEPM Spec. Publ. 1998. V. 60. P. 3–13, 763–781.
- Hicks J.F., Obradovich J.D., Tauxe L. Magnetostratigraphy, isotopic age calibration and intercontinental correlation of the Red Bird section of the Pierre Shale, Niobrara County, Wyoming, USA // Cretaceous Res. 1999. V. 20. P. 1–27.
- Jeletzky J.A. Zur Kenntnis der Oberkreide der Dnjepr-Donetz-Senke und zum Vergleich der russischen borealen Oberkreide mit derjenigen Polens und Nordwesteuropas // Geol. För. Stockholm Förh. 1948. Bd. 70. Hf. 4. S. 583–602.
- Jung C., Voigt S., Friedrich O. High-resolution carbon-isotope stratigraphy across the Campanian–Maastrichtian boundary at Shatsky Rise (tropical Pacific) // Cretaceous Res. 2012. V. 37. P. 177–185.
- Kopaevich L.F., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Yu., Beniamovskii V.N. Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak Peninsula (Western Kazakhstan) // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 3. P. 407–418.
- Lagroix F., Banerjee S.K. Cryptic post-depositional reworking in aeolian sediments revealed by the anisotropy of magnetic susceptibility // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 453–459.
- Lurcock P.C., Wilson G.S. The palaeomagnetism of glauconitic sediments // Global Planet. Change. 2013. V. 110. P. 278–288.
- Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K. et al. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? // Geology. 1999. V. 27. P. 783–786.
- Niebuhr B., Hampton M.J., Gallagher L.T., Remin Z. Integrated stratigraphy of the Krons Moor section (northern Germany), a reference point for the base of the Maastrichtian in the Boreal Realm // Acta Geol. Polonica. 2011. V. 61. № 2. P. 193–214.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A. The global Campanian–Maastrichtian Stage boundary // Episodes. 2001. V. 24. № 4. P. 229–238.
- Odin G.S., Hancock J.M., Antonescu E. et al. Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. V. 66 (Suppl.). P. 111–117.
- Ogg J.G., Hinnov L.A., Huang C. Cretaceous // The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F. et al. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 794–853.
- Pechersky D.M., Naidin D.P., Molostovsky E.A. The Santonian–Campanian reversed polarity magnetozone and the Late Cretaceous Magnetostratigraphical time-scale // Cretaceous Res. 1983. V. 4. P. 251–257.

- Pessagno E.A.* Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // *Micropaleontology*. 1976. Spec. Publ. 2. 96 p.
- Petrizzo M.R., Falzoni F., Premoli Silva I.* Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncana ventricosa Zone: comments on reliability and global correlations // *Cretaceous Res.* 2011. V. 32. P. 387–405.
- Robaszynski F., Christensen W.K.* The Upper Campanian–Lower Maastrichtian chalks of the Mons basin, Belgium: a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciply areas // *Geol. en Mijnbouw*. 1989. V. 68. P. 391–408.
- Schulz M.-G.* Morphometrisch-variationsstatistische Untersuchungen zur Phylogenie der Belemniten-Gattung *Belemnella* im Untermaastricht NW-Europas. (Die Maastricht-Stufe in NW-Deutschland, Teil 1) // *Geol. Jb.* 1979. Reihe A. Hf. 47. 157 S.
- Sinzow I.F.* Notizen über die Jura-, Kreide- und Neogen-Ablagerungen der Gouvernements Saratow, Simbirsk, Samara und Orenburg // *Odessa Univ. Zapiski*. 1899. V. 77. 106 S.
- Streng M., Hildebrand-Habel T., Willems H.* Long-term evolution of calcareous dinoflagellate associations since the Late Cretaceous: comparison of a high- and a low-latitude core from the Indian Ocean // *J. Nannoplankton Res.* 2004. V. 26. № 1. P. 13–45.
- Thibault N., Harlou R., Schovsbo N. et al.* Upper Campanian–Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: towards a standard $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Boreal Realm // *Cretaceous Res.* 2012a. V. 33. P. 72–90.
- Thibault N., Husson D., Harlou R. et al.* Astronomical calibration of upper Campanian–Maastrichtian carbon isotope events and calcareous plankton biostratigraphy in the Indian Ocean (ODP Hole 762C): implication for the age of the Campanian–Maastrichtian boundary // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012b. V. 337–338. P. 52–71.
- Thibault N., Anderskov K., Bjerager M. et al.* Upper Campanian–Maastrichtian chronostratigraphy of the Skælskør-1 core, Denmark: correlation at the basinal and global scale and implications for changes in sea-surface temperatures // *Lethaia*. 2015. V. 48. № 4. P. 549–560.
- Thibault N., Harlou R., Stemmerik L., Surlyk F.* Late Cretaceous (late Campanian–Maastrichtian) sea-surface temperature record of the Boreal Chalk Sea // *Clim. Past*. 2016. V. 12. P. 429–438.
- Van der Voo R.* Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: Cambridge University Press, 1993. 412 p.
- Voigt S., Friedrich O., Norris R.D., Schönfeld J.* Campanian–Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf–ocean correlation between the European shelf sea and tropical Pacific Ocean // *Newslett. Stratigraphy*. 2010. V. 44. № 1. P. 57–72.
- Voigt S., Gale A.S., Jung C., Jenkyns H.C.* Global correlation of Upper Campanian–Maastrichtian successions using carbon-isotope stratigraphy: development of a new Maastrichtian timescale // *Newslett. Stratigraphy*. 2012. V. 45. № 1. P. 25–53.

Рецензенты А.Ю. Казанский, А.С. Алексеев