СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

УДК: 551.781.43:561.251

БАРТОНСКИЙ ЯРУС СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ И КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ

СТАТЬЯ 3. ДЕТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПО НАННОПЛАНКТОНУ ЛЮТЕТСКО–БАРТОНСКОГО ИНТЕРВАЛА РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНЫХ ЕРГЕНЕЙ (РОССИЯ) И ОБОСНОВАНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ БАРТОНСКОГО ЯРУСА

© В.А.Мусатов[1], Н.Г.Музылев[2]

1 – АО «Нижне–Волжский НИИ геологии и геофизики», г. Саратов
2 – Геологический институт Российской Академии Наук, г. Москва

DOI:10.24412/1997-8316-2021-104-4-29

Аннотация: уточнен возраст стратиграфических подразделений среднего эоцена Северных Ергеней по комплексам нанофоссилий. Лютетско–бартонский интервал отчетливо разделяется на два крупных этапа осадконакопления – терригенный (мечеткинская и куберлинская свиты) и, преимущественно, карбонатный (керестинская и солонская свиты). Сопоставление полученных результатов с графиками изменений изотопов кислорода и углерода позволило наметить интервалы значительного потепления и выделить соответствующие им трансгрессивно–регрессивные циклы. В качестве нижней границы бартонского яруса предлагается уровень ~43,3–43,2 млн л., отвечающий основанию керестинской свиты и началу значительного потепления, что привело к смене терригенного типа осадконакопления на карбонатный. В Предкавказье основанию бартонского яруса будет соответствовать основание кумской свиты.

Ключевые слова: наннопланктон, зональные шкалы, лютетский, бартонский, ярус, граница, куберлинская, керестинская, солонская свиты, раннебартонский климатический максимум, LLTM, MECO.

E–mail: dr.musatov@yandex.ru

BARTONIAN STAGE OF THE MIDDLE EOCENE WITHIN EUROPEAN PART OF RUSSIA. STRATIGRAPHIC EXTENT AND BOUNDARY DETERMINATION CRITERIA

ARTICLE 3. DETAILED ZONAL STRATIGRAPHY OF THE LUTETIAN–BARTONIAN INTERVAL FROM CALCAREOUS NANNOFOSSILS OF THE NORTHERN ERGENE SECTIONS (RUSSIA) AND JUSTIFICATION FOR THE LOWER BOUNDARY OF THE BARTONIAN STAGE

V.A.Musatov[1], N.G.Muzylev[2]

1 – JSC Lower–Volga Research Institute of Geology and Geophysics, Saratov
2 – Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Abstract: The age of the Middle Eocene stratigraphic units from the Northern Ergeni has been specified from nannofossil assemblages. The Lutetian–Bartonian interval is distinctly dividable into two major sedimentation stages – the terrigenous (the Mechetka and the Kuberla Fm) and the essentially carbonate (the Keresta and the Solonka Fm) ones. Comparisons of the obtained

results with the graphs of oxygen and carbon isotope changes have made it possible to outline the intervals of substantial warming and to specify the corresponding transgressive–regressive cycles. The level of ~43.3–43.2 million years is proposed as the lower boundary of the Bartonian stage, which corresponds to the base of the Keresta Formation and to the beginning of substantial warming that has resulted in substitution of the terrigenous sedimentation type with the carbonate type. In the Pre-Caucasus, the base of the Kuma Formation will correspond to the base of the Bartonian stage.

Keywords: Nannoplankton, zonal scales, Lutetian, Bartonian stage, boundary, the Kuberla, Keresta, Solonka Formations, Early Bartonian climate maximum, LLTM, MECO.

ВВЕДЕНИЕ

Территория исследований расположена в зоне сочленения нескольких крупных тектонических элементов – Воронежской антеклизы, Прикаспийской синеклизы, Скифской плиты и Донецкой складчатой зоны (рис.1) [30]. Соответственно, изученные разрезы несут в себе сходные черты как более глубоководных, карбонатных, разрезов Предкавказья, так и мелководных с преимущественно терригенным типом осадконакопления – Воронежской антеклизы, Поволжья и северной части Прикаспийской синеклизы. В то же время относительно мелководный характер морского бассейна на протяжении лютетского и бартонского веков способствовал формированию резко контрастных в литологическом плане толщь и слоев, позволяющих выделить стратиграфические подразделения в ранге свит и провести уверенную корреляцию с удаленными разрезами.

Разработка стратиграфической основы эоценовых отложений на данной территории началась еще в 30–50-е годы [8, 26, 31], наиболее активно палеогеновые отложения изучались в 50–60-е годы, когда вышел целый ряд монографических работ [4, 9, 24, 27, 28, 33], кроме того публиковались статьи и сборники, посвященные различным аспектам изучения палеогеновых отложений этого региона и сопредельных территорий. Дальнейшие исследования в 1990–2000 гг. основывались на детальном изучении фораминифер и кремниевого микропланктона [3, 6, 7], наннопланктона [12–23, 54], диноцист [2,5], что привело к уточнению возраста выделяемых стратиграфических подразделений и созданию детальных стратиграфических шкал [1].

Таким образом, можно считать, что к настоящему времени стратиграфическая основа среднеэоценовых отложений Ергеней создана и возраст выделяемых стратиграфических подразделений в достаточной степени палеонтологически обоснован. Вместе с тем остаются нерешенными ряд стратиграфических проблем, в том числе положение и обоснование границы лютетского и бартонского ярусов. Данная проблема не является чисто региональной, вопрос выбора лимитотипа границы бартонского яруса не решен во всем мире. За последние восемь лет не были найдены достаточно убедительные биостратиграфические, литологические или иные критерии для выбора точки глобального стратотипа (GSSP) данной границы. В настоящее время граница между лютетским и бартонским ярусами принята условно на уровне основания хрона C18r (41.03 млн л.), палеонтологически данный уровень не охарактеризован [45].

Проблемные вопросы, возникающие при определении границ лютетского и бартонского ярусов, определение критериев для выделения бартонского яруса и возможности применения зональных шкал по наннопланктону подробно рассмотрены в статьях [17, 18]. Настоящая работа является заключительной и может быть использована для корректного выбора уровня проведения границы между лютетским и бартонским ярусами.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

Изучение эоценовых разрезов, их стратиграфическое деление на свиты как в Южных, так и в Северных Ергенях проблематично по ряду причин. На данной территории отсутствуют или очень редки и фрагментарны выходы на дневную поверхность отложений, древнее олигоценовых. Керновый материал имеется лишь по редким скважинам, пробуренным в Северных Ергенях, и только по одной скважине в Южных Ергенях. За последние 10 лет в районе г. Котельниково на юго–западе Волгоградской области силами ООО «ЕвроХим–ВолгаКалий» было пробурено несколько десятков глубоких скважин с полным отбором керна, в том числе по палеогеновым отложениям. По одной скважине проведены детальные комплексные биостратиграфические исследования [2]. Кроме того, детально изучены комплексы диноцист [5] и наннопланктона еще из нескольких скважин [13, 20, 22]. Полученные результаты послужили основой для настоящей работы.

Следует отметить, что в качестве стратиграфической основы принята общая стратиграфическая шкала палеогеновых отложений (GTS–2012, GTS–2020), утвержденная Международной Стратиграфической Комиссией (ICS) [45, 52], где граница между лютетским и бартонским ярусами условно проведена в основании палеомагнитного хрона C18r. Положение данной границы, как уже указывалось, не обосновано ни с какой точки зрения. В связи с этим в настоящей работе предлагается альтернативный уровень ее проведения и дается ее обоснование.

Разрез среднего эоцена на территории Северных Ергеней представлен некарбонатными породами, слагающими нижнюю и среднюю часть лютетского и, частично, бартонского яруса, что ограничивает применение палеонтологических групп с карбонатным скелетом. В разрезах рассматриваемого региона с той или иной степенью уверенности могут быть выделены стратиграфические подразделения, характерные для разрезов Северного Кавказа и Крыма, Прикаспийской синеклизы, Воронежской антеклизы и Поволжья, что, в свою очередь, предопределило различие взглядов разных исследователей на стратиграфическое строение палеогенового комплекса, когда в одних и тех же разрезах выделялись разные стратиграфические подразделения [2, 4, 7, 9, 24, 27, 31, 33].

Нижняя часть лютетского яруса в Северных и Южных Ергенях представлена терригенными отложениями – песками с разной степенью глинистости, песчанистыми глинами, алевролитами. Почти вся толща пород некарбонатная, встречаются отдельные прослои с очень слабой карбонатностью. Верхняя часть лютетского яруса и бартонский ярус сложены мергелями и карбонатными глинами, что позволяет с большей уверенностью применять зональные схемы, разработанные по известковому наннопланктону. Следует отметить, что тектоническое строение региона и его геологическая история достаточно сложны, в связи с чем в разрезах наблюдается ряд стратиграфических перерывов, и, зачастую, те или иные свиты отсутствуют в результате размыва или неотложения.

Стратиграфически полные разрезы лютетско–бартонского интервала включают в себя мечеткинскую, куберлинскую, керестинскую и солонскую свиты. Наиболее сложным строением обладает солонская свита, которая разделяется на нижнесолонскую и верхнесолонскую подсвиты. В верхнесолонской подсвите выделяется две пачки – нижняя и верхняя. Наиболее часто встречаются разрезы, включающие мечеткинскую, куберлинскую, керестинскую свиты и нижнесолонскую подсвиту. Стратиграфически наименее полным из изученных является разрез, вскрытый скв.500, где на нижней части песчаной пачки куберлинской свиты залегают мергели белоглинской свиты позднего эоцена. Принципиальная предварительная

стратиграфическая схема среднего эоцена представлена на рис. 2.

С точки зрения палеонтологической охарактеризованности основания лютетского яруса по наннопланктону, наиболее интересны две скважины – 500 и 13, вскрывшие нижнюю часть лютетского яруса, представленного слабокарбонатными песчано–глинистыми породами, что позволило выделить обедненные комплексы нанно-

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов:
а) на географической карте; б) на космическом снимке; в) на тектонической схеме

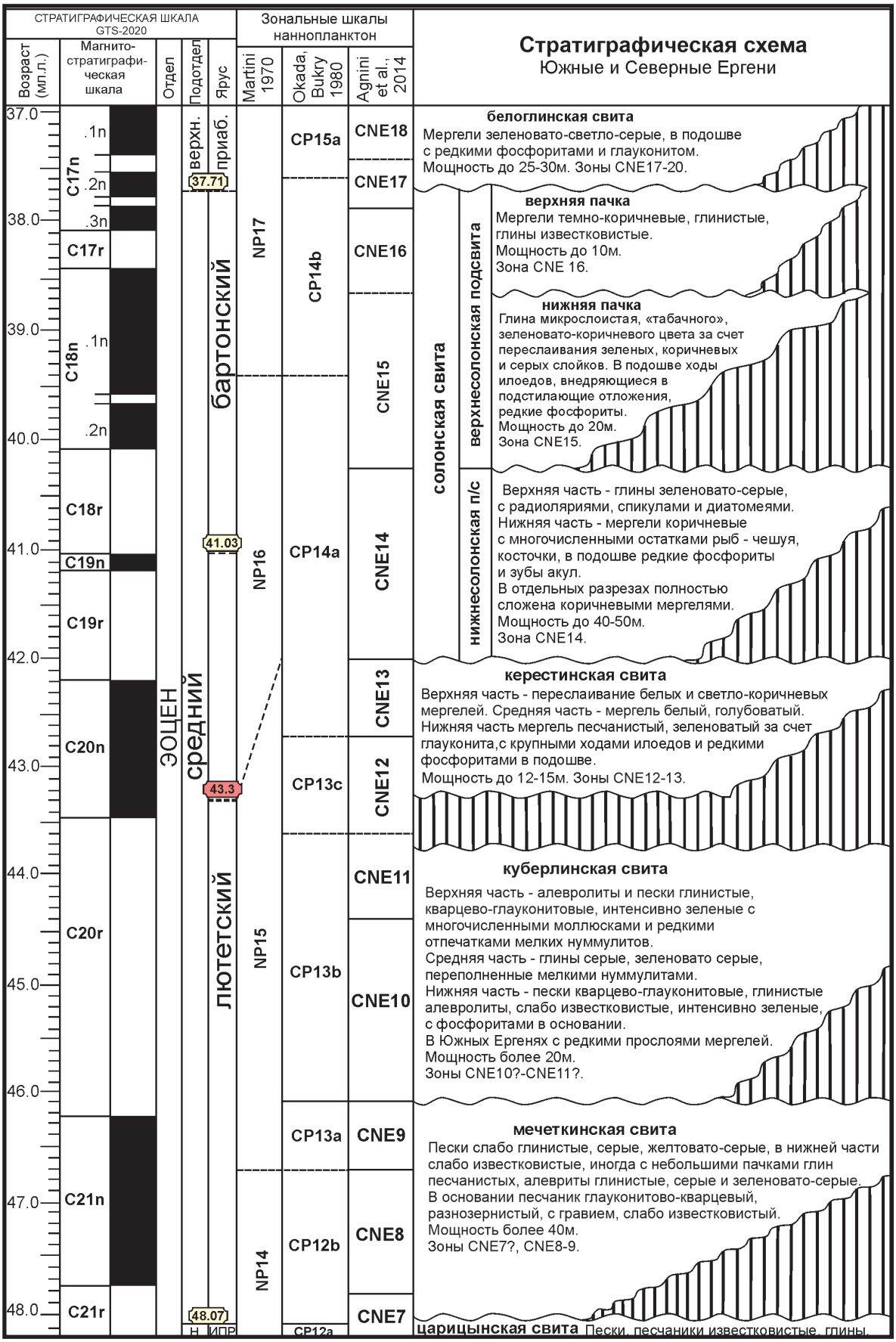

Рис.2. Стратиграфическая схема среднеэоценовых отложений Южных и Северных Ергеней

планктона и уточнить их возраст. Для характеристики более молодых интервалов разреза приведены описания еще двух скважин – 45А и 85.

Скважина 500

Скважина 500 пробурена в 1992 г. на севере Калмыкии, в 80 км к востоку от г. Котельниково (47º 44'С, 44º 11'В). Результаты изучения наннопланктона приведены в работе [14]. С целью получения новых материалов проведено дополнительное изучение комплексов в 2019 и 2020 гг. (рис. 3).

Нижняя часть яруса выделяется в объеме нижней части мечеткинской и нижней части куберлинской свит (рис.2).

Мечеткинская свита ($Pg_2^2mč$)

1. Интервал 310,0–307,0 м. Песок глауконитово–кварцевый, зеленовато–светло–серый, мелкозернистый, слабоглинистый, известковистый. Вскрытая мощность 3,0 м. По наннопланктону отнесен к верхней части подзоны *Blackites inflatus* зоны *Discoaster sublodoensis* (CP12b) или зоне CNE8.

2. Интервал 307,0–299,7 м. Песок кварцево–глауконитовый, темно–зеленый, среднезернистый, слабоглинистый, слабоизвестковистый. Глинистость постепенно увеличивается вверх по разрезу. В нижней части редко встречаются фосфатизированные позвонки рыб, пиритовые конкреции и мелкие раковины моллюсков. Контакт между слоем 1 и 2 постепенный, без признаков и следов размыва. В то же время присутствие фосфоритов в нижней части толщи может свидетельствовать о возможном наличии скрытого перерыва. Мощность 8,3 м. По наннопланктону сопоставляется с зоной CP13a или CNE9.

3. Интервал 299,7–299,5 м. Глина серая, сильно песчанистая, слабоизвестковистая.

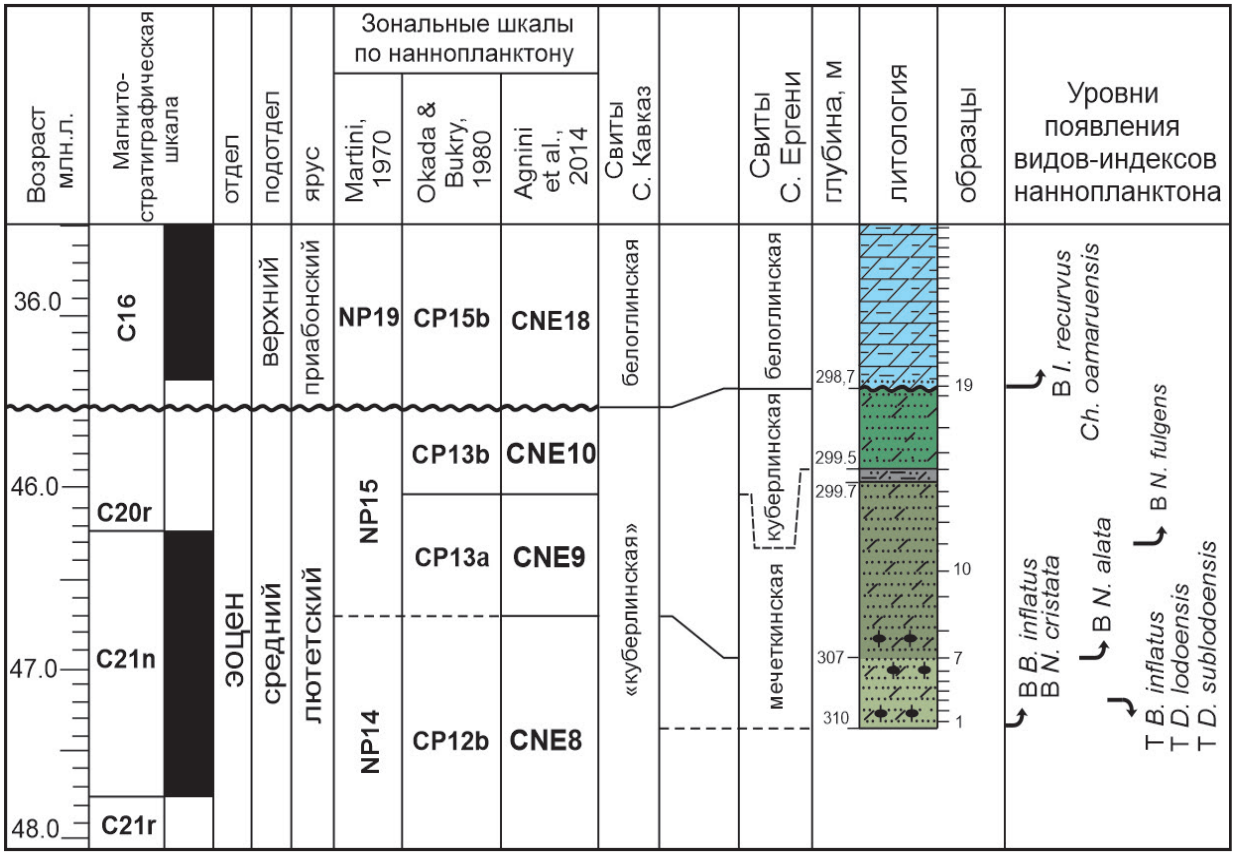

Рис.3. Зональное деление по наннопланктону лютетско–приабонского интервала разреза в скважине 500

Мощность 0,2 м. Условно отнесена к зоне CNE9.

Куберлинская свита (Pg_2^2kb)

Куберлинская свита в данном разрезе выделена условно по литологическим признакам.

4. Интервал 299,5–298,7 м. Песок кварцево–глауконитовый, слабоизвестковистый, насыщенно–зеленого цвета. Характерная особенность пород куберлинской свиты – насыщенность темно–зеленым глауконитом. В связи с этим данный слой условно отнесен к куберлинской свите. Мощность – 0,8 м. Наннопланктон не обнаружен.

В разрезе этой скважины керестинская и солонская свиты отсутствуют, и на песчаной пачке куберлинской свиты с большим стратиграфическим перерывом залегают мергели белоглинской свиты верхнего эоцена.

Белоглинская свита (Pg_2^3bl)

5. Интервал 298,7–262,0 м. Мергели в подошве сильно песчанистые (глауконит, кварц) зеленовато–светло–серые с небольшими темно–серыми пятнами, выше (~1м от подошвы) мергели светло–серые и зеленовато–серые. Часто встречаются желваки и ходы илоедов, выполненные пиритом. Залегают на размытой поверхности темно–зеленых песков куберлинской свиты. Горизонт размыва представлен мелкими желваками фосфоритов. В кровле песков наблюдаются ходы илоедов диаметром 2–3 см, заполненные мергелем и проникающие на глубину до 0,1м. Мощность свиты – до 37 м. На контакте с глинами олигоцена наблюдаются следы перерыва. Соответствует зоне CNE18.

Скважина 13

Скважина пробурена на юге Волгоградской области в 20 км на северо–восток от г. Котельниково и в 60 км к западу от скв.500 (47º 43'С, 43º 23'В).

Разрез по скважине 13 подробно описан ранее [2], в данной статье приводится лишь общее описание с небольшими уточнениями и дается иное стратиграфическое деление разреза (рис. 4).

Мечеткинская свита ($Pg_2^2mč$)

1. Интервал 201,6–198,0 м. Залегает без отчетливых следов перерыва на песках царицынской свиты нижнего эоцена. В основании наблюдается базальный песчаник зеленовато–серый, глауконитово–кварцевый, разнозернистый, глинистый, неизвестковистый. Мощность – 3,6 м. Наннопланктон не обнаружен.

2. Интервал 198,0–182,0 м. Глина темно–серая с зеленоватым оттенком за счет присутствия глауконита, сильно песчанистая, с глубины 197,0 м слабоизвестковистая, встречаются редкие обломки раковин моллюсков. Нижняя граница постепенная. Мощность – 16 м. Выделен обедненный комплекс зон CNE8, CNE9.

3. Интервал 182,0–179,0 м. Смешанная алевро–песчано–глинистая зеленовато–серая порода, прослоями слабоизвестковистая, содержание глауконита незначительное, редко встречаются мелкие обломки раковин моллюсков. Мощность – 3,0 м. Комплекс наннопланктона включает единичные экземпляры, зональную принадлежность определить невозможно.

Куберлинская свита (Pg_2^2kb)

4. Интервал 179,0–170,5 м. В основании наблюдается песчаник рыхлый, разнозернистый до грубозернистого, кварцево–глауконитовый, неизвестковистый. Выше залегает смешанная песчано–алевро–глинистая порода, темно–зеленая за счет массового содержания глауконита, неизвестковистая. Мощность – 8,5 м. Наннопланктон не обнаружен.

5. Интервал 170,5–162,5 м. Глина зеленовато–серая, плотная, слоистая, биотурбированная, слабоалевритистая и песчанистая, иногда встречаются небольшие линзочки, более насыщенные кварцево–глауконитовым песком, слабоизвестковистая. В глинах в массовом количестве содержатся мелкие нуммулиты, довольно часто встречаются раковины моллюсков хорошей сохранно-

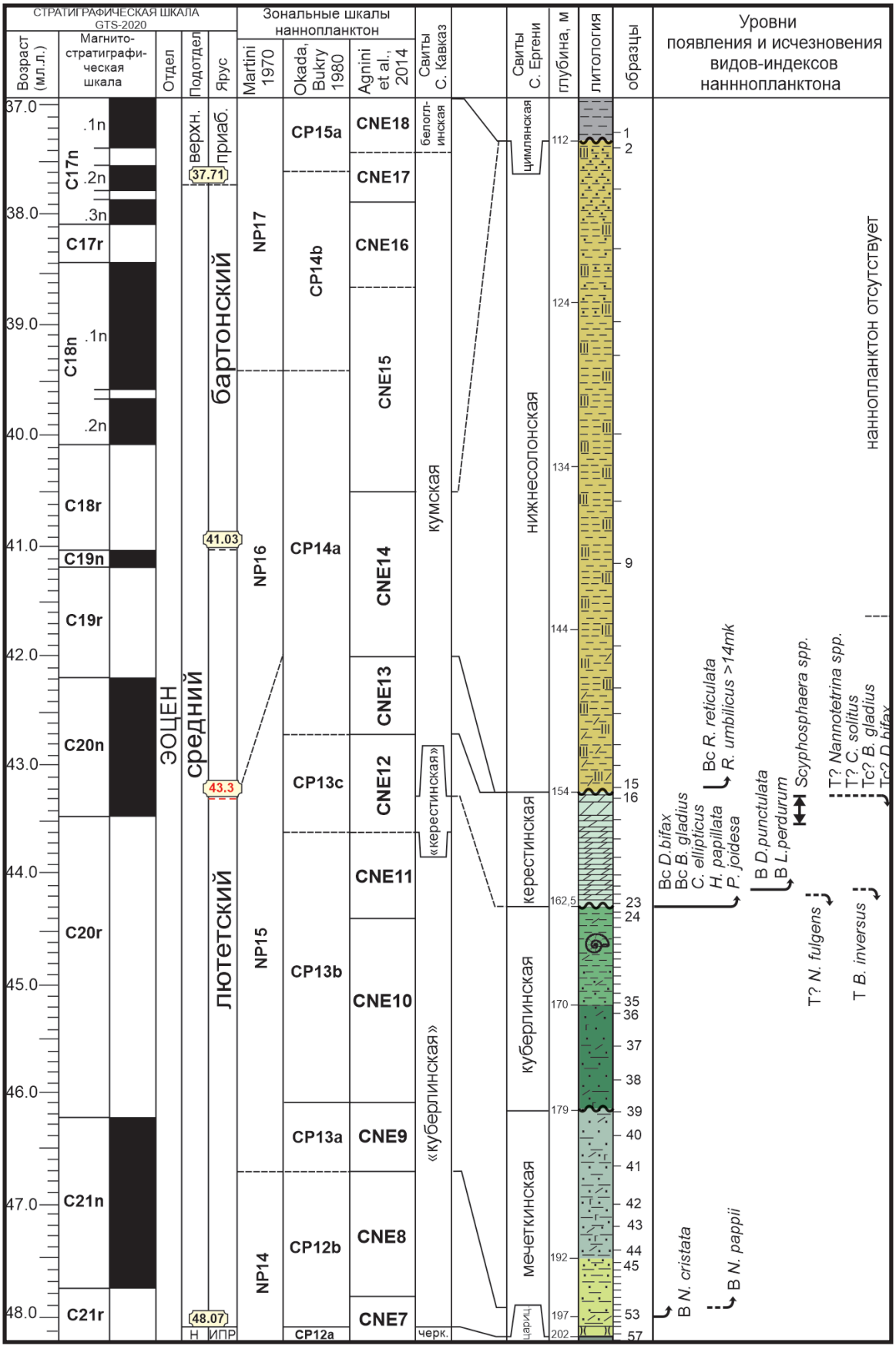

Рис.4. Зональное деление по наннопланктону лютетско–бартонского интервала разреза, вскрытого скважиной 13 в районе г. Котельниково Волгоградской области

сти. В верхней части глина сильно алевритистая, нуммулитов становится меньше, они сохраняются, в основном, в виде черных пиритизированных отпечатков. Нижняя граница без следов перерыва, постепенная, но достаточно отчетливо прослеживаемая. Мощность – 7,5 м. Комплекс наннопланктона включает единичные экземпляры, зональная принадлежность не определяется.

Керестинская свита (Pg_2^2kr)

6. Интервал 162,5–154,5 м. По резкой со следами размыва границе залегает мергель (мягкий кокколитовый мел) белый, в нижней части зеленоватый за счет присутствия глауконитового песка. Глауконит в основании слоя распределен неравномерно – в виде линз и потоков. В средней части мергель белый (кокколитовый мел), в верхней части со слабым желтоватым оттенком. Макрофауна отсутствует. Мощность – 8,0 м. Комплекс наннопланктона весьма разнообразен и соответствует зоне CNE12.

Солонская свита

Отложения солонского времени вскрыты лишь в объеме нижнесолонской подсвиты. Более молодые отложения размыты.

Нижнесолонская подсвита ($Pg_2^2sl_1$)

7. Интервал 154,5–112,0 м. По резкой со следами размыва границе залегает глина зеленовато–светло–серая, в нижней части известковистая, вверх по разрезу карбонатность снижается. Присутствуют многочисленные спикулы губок и диатомеи, в отдельных прослоях глины переходят в глинистые диатомиты. В верхней части, с глубины 123 м., глина почти некарбонатная и в значительной степени алевро–песчанистая, неяснослоистая, содержание спикул и диатомей резко снижается. В кровельной части спикулы и диатомеи очень редки. Наннопланктон присутствует до глубины 146 м. В нижней части выделен комплекс зоны CNE14.

Цимлянская свита (Pg_3^1zm)

8. Интервал 112,0–110,0 м. В основании наблюдается базальный слой, представленный грубозернистым песчаником с обломками меловых и палеогеновых пород, выше залегает алевролит глинистый, неизвестковистый, переходящий в глину зеленовато–серую до черной, породы некарбонатные. Наннопланктон не обнаружен.

Относительно полные разрезы керестинско–солонского интервала вскрыты в двух скважинах – 45А и 85.

Скважина 45А (768)

Разрез скважины 45А подробно описан ранее [6], однако его необходимо привести и в настоящей работе, т.к. данный разрез является наиболее стратиграфически полным в верхнелютетско–бартонском интервале.

Скважина пробурена в северной части Калмыкии на границе с Волгоградской областью, в 112 км северо–восточнее г.Котельниково и в 40 км к северо–северо–востоку от скв.500 (48° 01'С, 44° 33'В). Глубина скважины 362 м, бурение проводилось с полным отбором керна по всему стволу до забоя. Литологическое изучение керна осуществлялось в процессе бурения скважины и уточнялось в лабораторных условиях при исследовании наннопланктона (рис. 5).

Описание дается снизу–вверх.

Керестинская свита (Pg_2^2kr)

Породы керестинской свиты вскрыты в интервале 362,0–357,25 м. Скважиной пройдена только самая верхняя часть свиты, тем не менее во вскрытом разрезе отчетливо выделяются два слоя.

1. Интервал 362,0–360,0 м. Мергель (кокколитовый мел), белый или слегка желтоватый, очень мягкий, легкий, с редкими мельчайшими вкраплениями пирита. Встречаются многочисленные фораминиферы, сгустков коричневой органики не обнаружено. Вскрытая мощность слоя около 2 м. Соответствует зоне CNE12.

2. Интервал 360,0–357,25 м. Мергель светло–серый с желтоватым или слабым коричневатым оттенком, с заметным увеличе-

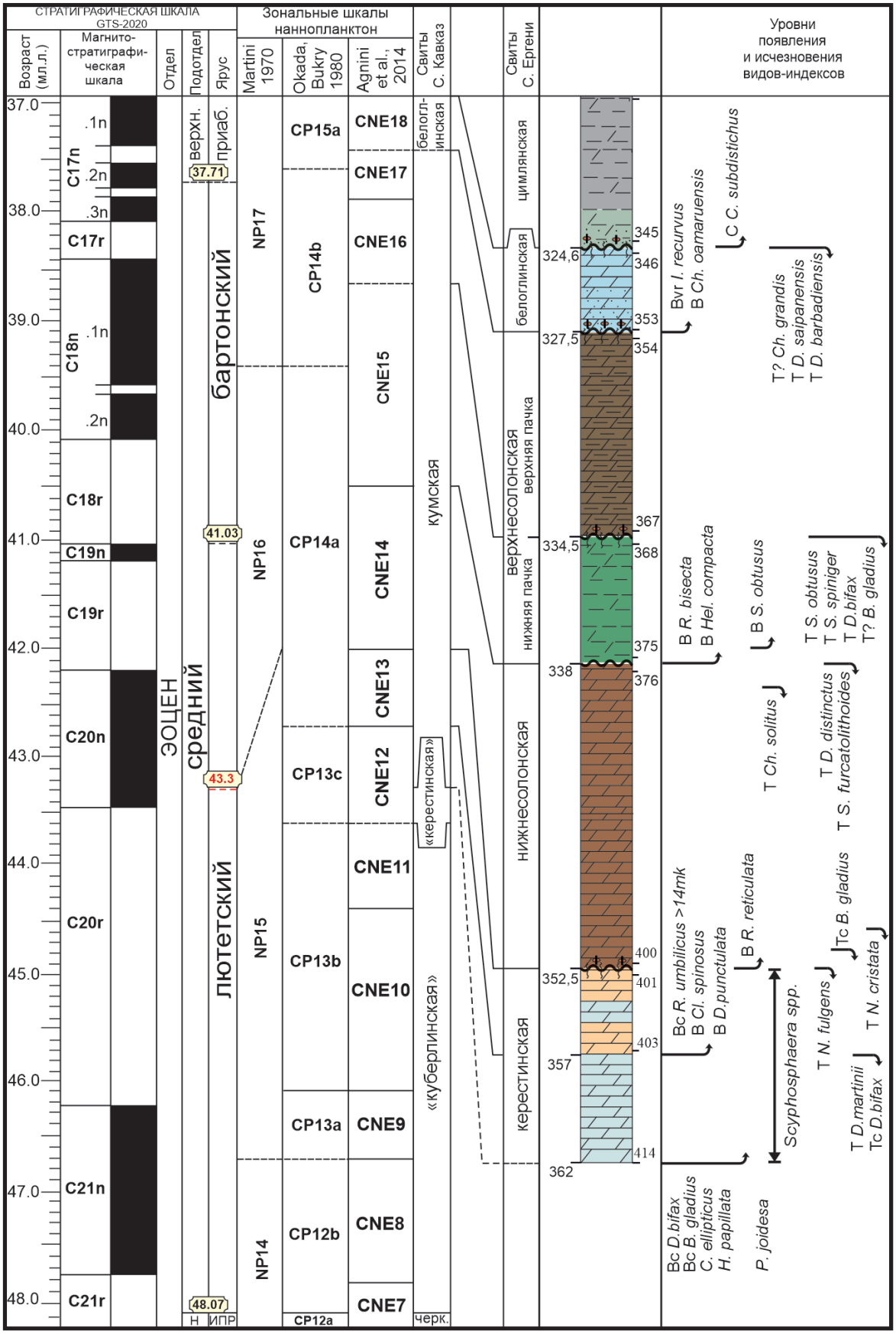

Рис.5. Зональное деление по наннопланктону лютетско–бартонского интервала разреза по скважине 45А на севере Калмыкии

нием содержания глинистого материала, более плотный, по сравнению с нижним слоем, содержание тонкорассеянного пирита несколько выше, чем в нижнем слое. В прикровельной части мергель приобретает отчетливый светло–коричневатый оттенок. В микропалеонтологических препаратах, изученных под микроскопом, встречаются редкие мелкие сгустки аморфной светло–коричневой органики и многочисленные фораминиферы. Нижняя граница нерезкая, постепенная. Мощность слоя – 2,75 м. Соответствует зоне CNE13.

Общая вскрытая мощность керестинской свиты составляет 4,75м.

Солонская свита

Вскрыта в интервале 357,25–327,5 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнесолонская подсвита ($Pg_2^2sl_1$)

3. Интервал 357,25–338,0 м. Мергель светло–коричневый, серо–коричневый, легкий, в верхней части слоя увеличивается содержание глинистого материала и мергель становится более плотным, тяжелым, слабоалевритистым, темно–коричневым с зеленоватым оттенком. Обильно встречаются чешуя и косточки рыб по плоскостям наслоения, фораминиферы. Нижняя граница с керестинской свитой резкая с размывом, в подошве наблюдаются крупные ходы илоедов, внедряющиеся в подстилающие светло–серые мергели и заполненные коричневым мергелем. Фосфориты не встречены. В микропалеонтологических препаратах встречаются обильные сгустки аморфной коричневой органики. В интервале 357,75–349,25 м керн отсутствует (не поднят при бурении), по ГИС данный интервал сложен мергелями. Мощность подсвиты – 19,75 м.

По комплексу наннопланктона подсвита отнесена к зоне CNE14.

Верхнесолонская подсвита ($Pg_2^2sl_2$)

Вскрыта в интервале 338,0–327,5 м. Отчетливо разделяется на две пачки.

Нижняя пачка

4. Интервал 338,0–333,2 м. Глина темно–зеленая с коричневатым оттенком, слабослюдистая, микрослоистая, плотная. Известковистость значительно ниже, чем в подстилающих отложениях. Слоистость подчеркивается чередованием зеленых, коричневатых и светло–серых микропрослоев. В подошве глина сильноалевритистая с обильной чешуей, костями рыб по наслоению. В микропалеонтологических препаратах встречаются фораминиферы, но реже, чем в подстилающих отложениях, редкие спикулы губок и редкие обломки радиолярий, коричневой аморфной органики становится заметно меньше. Контакт с подстилающими мергелями резкий с размывом. В подошве масса костей и чешуи рыб, фосфориты не встречены. Мощность слоя 4,8 м. Комплекс наннопланктона характерен для зоны CNE15.

Верхняя пачка

5. Интервал 333,2–327,8 м. Мергель (глина сильноизвестковистая) коричневый с зеленоватым оттенком, тонкослоистый, тонкоплитчатый, слоистость подчеркивается тонкими микропрослоями светло–зеленой и светло–серой породы. Встречаются обильные остатки рыб (чешуя, косточки) по плоскостям наслоения. Обогащение алевритовым материалом наблюдается по всему слою. В подошве алевритового и песчаного кварцево–глауконитового материала заметно больше, увеличивается содержание чешуи и косточек рыб. Контакт с подстилающими зелеными глинами резкий с размывом, встречаются мелкие желваки фосфоритов диаметром до 1,5 см и ходы илоедов, внедряющиеся в подстилающие глины. Мощность слоя – 5,4 м. Комплекс наннопланктона обеднен, но все же позволяет отнести данную часть разреза к зоне CNE16.

Общая мощность верхнесолонской подсвиты – 10,2 м.

Белоглинская свита (Pg_2^3bl)

6. Интервал 327,8–324,4 м. Известняк (кокколитовый мел) слабоглинистый, светло–серый с голубоватым оттенком, мягкий, с редкой чешуей рыб, детритом моллюсков, с птероподами. У верхней границы

слоя встречаются ходы илоедов, заполненные глиной вышележащего слоя. По слою наблюдается незначительная биотурбация – тонкие ходы илоедов, заполненные более темным мергелем. В подошве прослой (0,2 м), обогащенный кварцево–глауконитовым песчаным материалом. Граница с подстилающими отложениями резкая с размывом. Встречаются мелкие (2–5 мм) желвачки пирита, фосфорита и ходы илоедов диаметром до 2–3 см, внедряющиеся в подстилающие отложения на глубину до 8 см и заполненные светло–серым песчанистым мергелем. Мощность 3,4 м. Свита соответствует зоне CNE18.

Белоглинская свита перекрывается темно–серыми и черными глинами цимлянской свиты рюпельского яруса нижнего олигоцена мощностью 123 м.

СКВАЖИНА 85

Скважина пробурена в верховьях р. Аксай Есауловский на юге Волгоградской области (48º 11' С, 44º 15' В), около 100 км на северо–восток от г. Котельниково и в 30 км к северо–западу от скв.45А. Скважиной вскрыты: мечеткинская свита (без подошвенной части), куберлинская, керестинская, солонская и белоглинская свиты (рис. 6).

Мечеткинская свита ($Pg_2^2mč$)

1. Интервал 231,0–201,0 м. Песок серый, кварцевый с небольшим содержанием мелких зерен глауконита, слабоглинистый, биотурбированный, неизвестковистый. Мощность – 30 м. Наннопланктон не обнаружен.

Куберлинская свита (Pg_2^2kb)

2. Интервал 201–190,1м. Песок темно–зеленый, кварцево–глауконитовый, неизвестковистый, глинистый, неяснослоистый, в кровле встречаются пиритовые конкреции. Мощность – 0,9 м. Наннопланктон не обнаружен.

3. Интервал 190,1–184,25 м. Глина темно–серая, зеленовато–серая, слоистая с массовым содержанием мелких нуммулитов, иногда наблюдаются тонкие прослои от 1,0 до 10 см нацело сложенные нуммулитами. В верхней части редко наблюдаются раковины моллюсков. Нижняя граница отчетливая, но без следов перерыва. Мощность – 5,85 м. Комплексы наннопланктона весьма обедненные. Предположительно, может соответствовать зонам CNE10–11.

Керестинская свита (Pg_2^2kr)

4. Интервал 184,25–181,5 м. Контакт с нижележащими нуммулитовыми глинами куберлинской свиты резкий с размывом. В приконтактовой зоне наблюдаются ходы илороющих организмов диаметром до 2 см, которые внедряются в нуммулитовые глины на глубину до 10 см. Выше контакта залегает мергель, в нижней части зеленовато–серый за счет присутствия многочисленного глауконита, выше – белый, мелоподобный. Мощность – 2,75 м. Соответствует зоне CNE12.

5. В интервале 181,5–179,0 м отмечается переслаивание белых и коричневатых мергелей, контакты между слоями неотчетливые. Мощность зоны переслаивания 2,5 м. Соответствует зоне CNE13.

Солонская свита

Солонская свита вскрыта в интервале 179,0–172,2 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнесолонская подсвита ($Pg_2^2sl_1$)

5. Интервал 179,0–176,6 м. Мергель коричневато–серый с зеленоватым оттенком, на плоскостях наслоения встречаются чешуя и косточки рыб. Нижняя граница резкая с размывом, в приконтактовой зоне наблюдаются обломки раковин и косточки рыб. Мощность – 2,4 м. Комплекс наннопланктона соответствует зоне CNE14.

Верхнесолонская подсвита ($Pg_2^2sl_2$)

6. Интервал 176,6–172,7 м. Глина темно–зеленая, микрослоистая, наблюдается чередование зеленых, светло–коричневых и серых слойков, алевритистая, слабоизвестковистая. Мощность – 4,4 м. Комплекс наннопланктона соответствует зоне CNE15.

Белоглинская свита (Pg_2^3bl)

7. Интервал 172,2–150,8 м. Мергель белый, зеленовато–серый, в нижней части

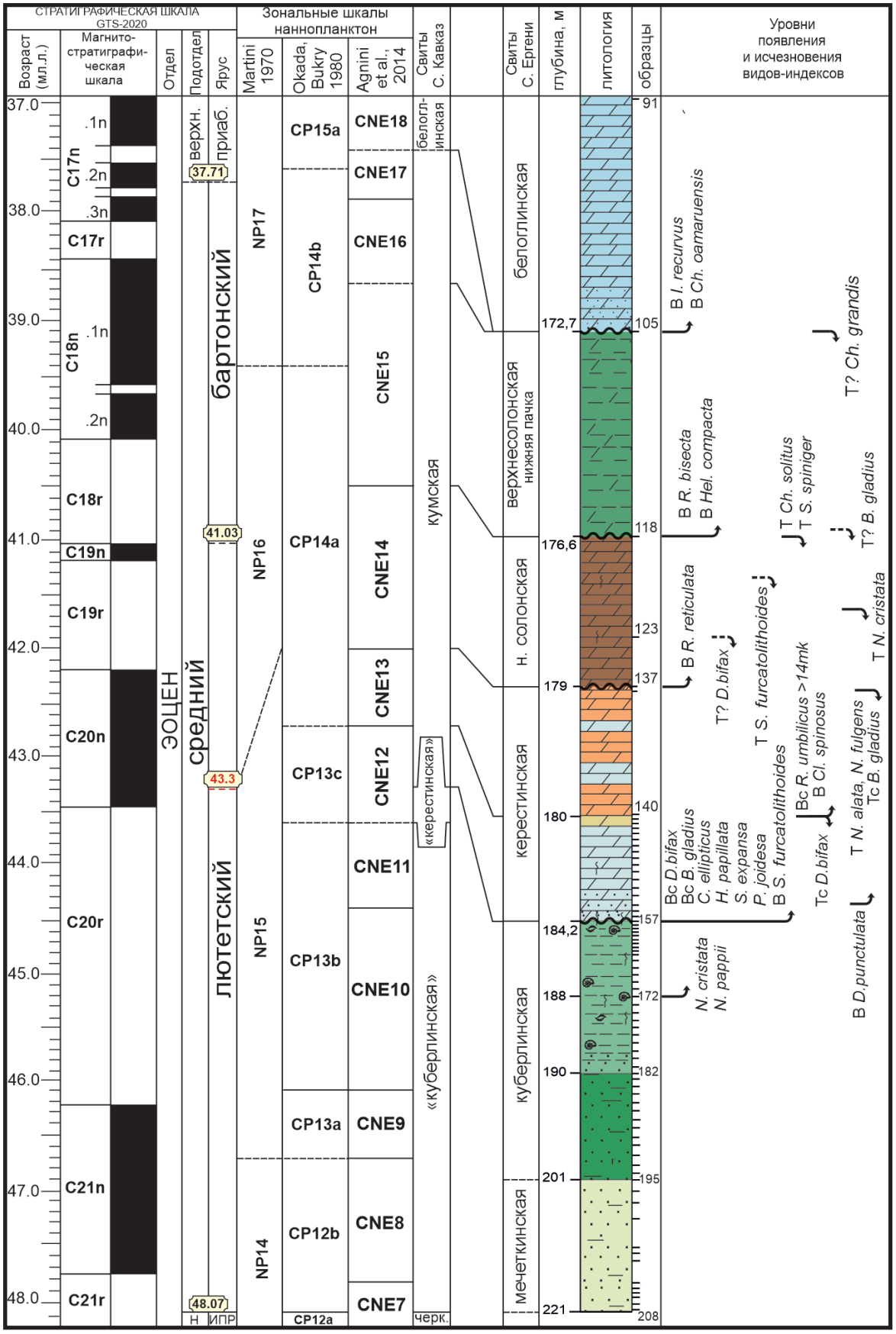

Рис.6. Зональное деление по наннопланктону и палеомагнитная характеристика лютетско–бартонского интервала разреза по скважине 85 на юге Волгоградской области

рыхлый, обогащен глауконитом, в верхней части встречаются линзочки зеленовато–серых глин с многочисленными мелкими зернами глауконита. Нижняя граница резкая, волнистая с отчетливо выраженным размывом, на контакте присутствуют гравийные окатанные кремнистые обломки. Комплекс наннопланктона соответствует зоне CNE18.

8. Мергели белоглинской свиты с размывом перекрываются черными глинами цимлянской свиты рюпельского яруса нижнего олигоцена.

Таким образом, сводный разрез лютетско–приабонской части стратиграфической шкалы в Ергенинской зоне отчетливо делится на ряд характерных свит:

1. Мечеткинская свита: нижняя и верхняя часть – пески, алевриты желтовато–серые или зеленовато–серые, глауконитово–кварцевые, кварцевые, глинистые, слабоизвестковистые; средняя часть – глины песчанистые, неизвестковистые или слабоизвестковистые; верхняя часть – пески глауконитово–кварцевые, неизвестковистые или слабоизвестковистые.

2. Куберлинская свита: нижняя часть – пески кварцево–глауконитовые интенсивно зеленые или черно–зеленые, почти некарбонатные; средняя часть – глины нуммулитовые слабоизвестковистые; верхняя часть – алевролиты глинистые с редкими пиритизированными отпечатками нуммулитов.

3. Керестинская свита – мергели белые и зеленовато–серые. В наиболее полных разрезах в верхней части имеется пачка переслаивания коричневатых и белых мергелей;

4. Солонская свита с двумя подсвитами:

– нижнесолонская подсвита: мергели коричневые, вверх по разрезу переходящие в глину зеленовато–светло–серую, слабоизвестковистую с многочисленными спикулами губок и диатомеями, иногда разрез полностью сложен легкими коричневыми мергелями;

– верхнесолонская подсвита делится на две пачки: нижняя пачка – глины зеленые или зеленовато–серые с коричневатым оттенком, известковистые, микрослоистые; верхняя пачка – мергели зеленовато–коричневые, глинистые, алевритистые.

5. Белоглинская свита – мергели зеленовато–серые, белые с зеленоватым оттенком.

ДЕТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПО НАННОПЛАНКТОНУ

Наннопланктон в изученных разрезах встречен в большинстве образцов, наиболее представительные комплексы получены из карбонатных пород. В основании терригенной части разреза (слабо известковистые пески мечеткинской свиты) обнаружены в значительной степени обедненные комплексы. Выше, в песках и глинах верхней части мечеткинской свиты и в песках и нуммулитовых глинах куберлинской свиты наннофоссилии полностью отсутствуют или встречаются единичные экземпляры мелких ретикулофенестр.

Зональное деление описанных выше разрезов осуществлялось на основе разработанной C.Agnini et all. [34, 51] зональной шкалы по наннофоссилиям. Данная шкала, как показано в работах [17, 18], является в настоящее время наиболее дробной, зональные границы в достаточной степени обоснованы, и, как показала практика исследований, выделяемые биособытия вполне отчетливо могут быть прослежены в разрезах эоцена на территории Предкавказья и Русской платформы.

В связи с тем что изученные разрезы расположены друг от друга на небольшом расстоянии, находятся в одной палеогеографической области в относительно мелководной зоне тепловодного эпиконтинентального морского бассейна, видовой состав выделенных одновозрастных зональных комплексов мало отличается друг от друга. Отмечаются лишь незначительные колебания в видовом и количественном составе. Наиболее стратиграфически важные виды, уровни их появления и исчезновения приведены на рис. 2–6.

Зона CNE7 – *Discoaster barbadiensis*

Определяется как интервал от исчезновения *Discoaster lodoensis* до появления *Nannotetrina cristata*. В верхней части зоны появляется вид–индекс *Blackites inflatus*. По данному уровню проводится граница ипрского яруса раннего эоцена и лютетского яруса среднего эоцена. Ни в одном из изученных разрезов данная зона не выделена. Не исключено, что в наиболее полных разрезах она может присутствовать.

Зона CNE8 – *Nannotetrina cristata*

Определяется как интервал от появления *Nannotetrina cristata* и *Blackites inflatus* до появления *Nannotetrina alata* и/или *Nannotetrina fulgens*.

Зона выделена только в разрезе скв. 500 в незначительной по мощности нижней части мечеткинской свиты. Мощность зоны около 3 м. Вероятнее всего, данная скважина расположена несколько мористее по отношению к другим скважинам, и основание мечеткинской свиты содержит обедненный комплекс наннопланктона, включая виды–индексы.

В комплекс наннопланктона входит незначительное количество видов, проходящих из ипрской части разреза. Вид–индекс *Blackites inflatus* встречается крайне редко. Вид *Nannotetrina cristata* в единичных экземплярах появляется с самого основания вскрытого разреза совместно с *B. inflatus* и в 1–2 м выше встречается редко, но постоянно.

Характерной особенностью комплекса является присутствие редких *Discoaster lodoensis*, обычно уродливых и мелких, *Discoaster sublodoensis*, *D. wemmelensis*, единичных *Toweius gammation, Coccolithus mutatus*.

Зона CNE9 – *Nannotetrina alata*

Определяется как интервал от появления *Nannotetrina alata* и/или *Nannotetrina fulgens* до появления *Coccolithus gigas*. Необходимо отметить, что вид N*annotetrina fulgens* в нижнелютетской части разреза Северных Ергеней встречается крайне редко, и его появление в комплексе обычно наблюдается несколько выше уровня появления *Nannotetrina alata*.

Зона определена только в разрезе скв. 500, условно по появлению *Nannotetrina pappii* выделена в разрезе скв.13. Верхняя граница зоны не определена в связи с крайне обедненными комплексами или полным отсутствием наннопланктона в верхней части мечеткинской и в куберлинской свитах.

Характерной особенностью комплекса является присутствие нечастых, но довольно крупных *Nannotetrina alata, Nannotetrina pappii*. Кардинальных изменений в видовом составе комплекса не происходит, за исключением исчезновения *Blackites inflatus, Discoaster lodoensis, Discoaster sublodoensis, Toweius gammation*.

Зона CNE10 – *Chiasmolithus gigas*

Определяется как интервал от первого появления *Chiasmolithus gigas* до уровня обычного присутствия в комплексе *(Base common) Sphenolithus cuniculus*.

Данная зона не выделена ни в одном из изученных разрезов. Условно к ней может быть отнесена нижняя песчаная часть куберлинской свиты.

Зона CNE11 – *Sphenolithus cuniculus/ Chiasmolithus gigas*

В авторской трактовке [34, 51] данная зона определяется как интервал от уровня обычного присутствия в комплексе *(Base common) Sphenolithus cuniculus* до исчезновения *Chiasmolithus gigas*. Так же как и зона CNE10, она не обнаружена ни в одном из изученных разрезов на этой территории. Условно к зоне могут быть отнесены нуммулитовые глины куберлинской свиты.

Зона CNE12 – *Nannotetrina spp.*

В авторской трактовке зона определяется как интервал от исчезновения *Chiasmolithus gigas* до уровня обычного со-

держания (*Base common*) в комплексе крупных *Reticulofenestra umbilicus* (>14mk). Авторы указывают, что с основания зоны вид *Discoaster bifax* становится обычным в комплексе и исчезает между уровнем полного исчезновения *Chiasmolithus gigas* и уровнем обычного содержания крупных ретикулофенестр. Результаты исследования разрезов Предкавказья [12, 15, 18, 36, 37] и юга Русской платформы [2, 6, 14, 19] показывают, что первое редкое появление *Discoaster bifax* наблюдается в самой верхней части отложений относимых к керестинской свиты. В подошве кумской свиты данный вид в комплексе становится обычным, а иногда многочисленным и очень крупным. Многочисленные крупные *Discoaster bifax* отмечаются в комплексах сергеевской свиты Воронежской антеклизы [16], нижнекиевской подсвиты Украины [21], керестинской свиты Южных Ерегеней в скважине Кереста–1 [5, 20, 22]. Резкое уменьшение численности данного вида, но не полное его исчезновение, фиксируется на уровне появления *Reticulofenestra reticulata*, т.е. значительно позже уровня появления крупных ретикулофенестр. Выше вид встречается единично. В связи с этим зону рекомендуется разделить на две подзоны.

Нижняя подзона – интервал от первого редкого появления (*First rare appearance*) в комплексе *Discoaster bifax* до уровня его обычного (частого) присутствия (*Base common*).

Верхняя подзона – интервал от уровня обычного (частого) присутствием (*Base common*) в комплексе *Discoaster bifax*, до уровня с обычным (частым) присутствием в комплексе крупных *Reticulofenestra umbilicus* (>14mk).

Нижняя подзона определена лишь в стратиграфически полных разрезах Предкавказья и соответствует верхней части керестинской свиты [18]. Вид–индекс данной подзоны встречается в комплексе очень редко, в связи с чем альтернативой может служить вид *Reticulofenestra dictyoda* >10mk, который на этом уровне присутствует в комплексе в значимом количестве. Кроме того здесь становятся достаточно многочисленными и очень крупными *Nannotetrina fulgens, N. cristata* и *N. pappii*, а также *Chiasmolithus grandis* и *Chiasmolithus solitus*. В разрезах Северных Ергеней подзона не выделена, вероятно, она размыта в предкерестинскую регрессию.

Верхняя подзона уверенно определяется во всех разрезах по появлению в комплексе многочисленных крупных *Discoaster bifax, Blackites gladius* и *B. rotundus*. Нижняя граница подзоны совпадает с основанием зеленовато–белых мергелей керестинской свиты во всех изученных разрезах Северных Ергеней.

Верхняя граница подзоны проводится по уровню появления многочисленных *Reticulofenestra umbilicus* (>14mk). Следует отметить, что уровень появления крупных ретикулофенестр отчетливо совпадает с появлением в разрезах светло–коричневых прослоев (скв.85, 45А). Одним из альтернативных критериев определения верхней границы подзоны может служить уровень резкого снижения численности наннотетрин, а также появление в комплексе довольно многочисленных *Clathrolithus spinosus Martini* с широкой и плоской краевой оторочкой и отчетливо выраженными крупными шипами, но не *Clathrolithus ellipticus Deflandre in Deflandre & Fert*, в состав которого по неясным причинам включен и вид *Cl. spinosus Martini*.

В большинстве разрезов верхняя подзона соответствует всей толще керестинской свиты.

Характерной особенностью комплексов подзоны является присутствие довольно многочисленных *Discoaster bifax, Blackites gladius, Holodiscolithus macroporus, H. solidus, Daktylethra basilica, Lanternithus arcanus, L. minutus, Orthozygus aureus*, часто встречаются понтосферы, впервые появляется очень крупный вид – *Pontosphaera hollisii*, нередки геликосферы, сфенолиты, дискоастеры. Кроме того, встречают-

ся в небольшом количестве, но постоянно *Scyphosphaera expansa, S. tercisensis, S. interstincta, Lithostromation perdurum*.

Зона CNE13 – *Reticulofenestra umbilicus*

Определяется как уровень от появления многочисленных *Reticulofenestra umbilicus* (>14mk) до уровня с обычным или многочисленным содержанием в комплексе вида *Reticulofenestra reticulata*.

Зона хорошо идентифицируется во всех разрезах по присутствию в комплексе вида–индекса *Reticulofenestra umbilicus* (>14mk). Дополнительным альтернативным видом для определения нижней границы зоны может служить уровень появления *Clathrolithus spinosus Martini*, а также практически полное исчезновение наннотетрин, хотя отдельные экземпляры *N. cristata* могут встречаться в нижнесолонской подсвите, т.е. до верхней части зоны CNE14. На этом же уровне происходит резкое снижение численности до почти полного исчезновения, *Blackites gladius, B. rotundus, Nannotetrina spp*.

Зона CNE14 – *Cribrocentrum reticulatum*

Определяется как уровень от появления достаточно многочисленных *Reticulofenestra reticulata (Cribrocentrum reticulatum)* до появления *Reticulofenestra bisecta*.

В изученных разрезах Северных Ергеней нижняя граница зоны хорошо определима по появлению относительно многочисленных *Reticulofenestra reticulata*. Данная зона охватывает весь объем нижнесолонской подсвиты.

В верхней части зоны комплексы весьма обедненные, до полного исчезновения наннопланктона. Массовыми становятся спикулы губок, радиолярии и диатомеи.

Зона CNE15 – *Dictyococcites bisectus/ Sphenolithus obtusus*

Выделение в изученных разрезах зоны CNE15 обычно не представляет каких–либо трудностей, так как в комплексе появляются крупные и многочисленные *Reticulofenestra bisecta*. Альтернативным видом–индексом для определения нижней границы зоны может служить вид *Corannulus germanicus*. В нижней части интервала он несколько отличается от голотипа – кокколит овально–округлый, стенка кокколита имеет крупные поры во всей окружности и всегда несет на себе 6 шипов, в то время как глотип округлый, поры отсутствуют и шипов насчитывается 8–10. В средней и верхней части зоны присутствуют формы, близкие к голотипу.

Еще одним альтернативным видом может служить *Helicosphaera compacta*, крупный кокколит, достаточно легко идентифицируемый, который появляется в комплексе у нижней границы зоны. Выше наблюдается появление *Sphenolithus obtusus*, обычно представленный очень мелкими экземплярами (3–4mk), что иногда не позволяет его точно идентифицировать или обнаружить в комплексе, особенно в препаратах, насыщенных мелким кальцитовым шламом.

Характерной чертой наннопланктонных комплексов данной зоны является присутствие, иногда в значимом количестве, переотложенных меловых и палеоценовых видов, в том числе фасцикулитов.

В разрезах Северных Ергеней к описываемой зоне отнесена нижняя пачка верхнесолонской подсвиты, в разрезах Предкавказья по р.Хеу и р.Белая она охватывает почти всю верхнюю часть кумской свиты [12, 18, 19, 36, 37].

Зона CNE16 – *Chiasmolithus grandis*

В авторском определении зона выделяется как интервал от исчезновения *Sphenolithus obtusus* до уровня постоянного или многочисленного присутствия в комплексе *Cribrocentrum erbae*.

В изученных разрезах уровень исчезновения *Sphenolithus obtusus* определить крайне проблематично из–за его немногочисленности в комплексах и очень малого размера. Вид *Cribrocentrum erbae* присутствует в незначительном количестве и практически не-

определим в комплексах, где наблюдается значительное обрастание кокколитов, кроме того морфологически сходные экземпляры были встречены и в более молодых отложениях. Соответственно, использование данного вида в качестве маркера верхней границы зоны пока нецелесообразно. Наименее проблематичным является вид *Chiasmolithus oamaruensis*, появление которого практически совпадает с уровнем верхней границы зоны CNE16.

В изученных разрезах данная зона была выделена условно и охватывает объем самой верхней части верхнесолоносной подсвиты.

Вышележащие зеленовато–серые и голубоватые мергели белоглинской свиты относятся уже к приабонскому ярусу верхнего эоцена.

Комплексы наннопланктона белоглинской свиты в этих разрезах еще недостаточно изучены и не рассматриваются подробно в настоящей работе. Необходимо все же отметить следующие моменты.

Зона CNE17 – *Cribrocentrum erbae*

Зона определяется как интервал от уровня многочисленного *Cribrocentrum erbae* до уровня резкого снижения его численности.

Вид, указанный в качестве индикатора, для определения нижней и верхней границы зоны [34, 43, 51] присутствует в комплексах изученных разрезов весьма редко. Относительно значимое его количество иногда наблюдается на уровне постоянного присутствия в комплексах *Isthmolithus recurvus*, вида следующей выше зоны. Кроме того, как указывалось выше, он весьма подвержен обрастанию и плохо идентифицируется.

Традиционно для определения границы среднего и верхнего эоцена использовался вид *Chiasmolithus oamaruensis*, уровень появления которого совпадает с уровнем нижней границы зоны CNE17 [34, 51]. Появление *Chiasmolithus oamaruensis* в комплексах, выделенных в разрезах юга России, обычно совпадает и со сменой коричневых мергелей кумской свиты на зеленоватые мергели белоглинской свиты. В то же время имеются данные, свидетельствующие о том, что его появление не всегда соответствует уровню изменения цвета мергелей. Так, в известном разрезе цементного завода в Бахчисарае первое появление *Chiasmolithus oamaruensis* отмечается в верхней части коричневых мергелей кумской свиты, так же как и в разрезе по р.Хеу Северного Кавказа.

В связи с невозможностью на данный момент использовать вид *Cribrocentrum erbae* в качестве вида–индекса для определения нижней границы зоны, предлагается оставить в качестве альтернативного вид *Chiasmolithus oamaruensis*.

Верхняя граница зоны, по данным авторов [34, 43, 51], практически совпадает с уровнем первого редкого появления *Isthmolithus recurvus*, что позволяет принять его в качестве основного вида–индекса для верхней границы зоны.

Зона CNE18 – *Isthmolithus recurvus*

Зона определяется как интервал от уровня значительного снижения продуктивности *Cribrocentrum erbae* до появления *Cribrocentrum isabellae*.

Проблемы с определением нижней границы зоны описаны выше. Верхняя граница в разрезах юга России пока недостаточно детально исследована, в связи с этим возможность использования данного зонального подразделения остается под большим вопросом. В настоящей работе использовался традиционный уровень появления *Isthmolithus recurvus*. Безусловно, что вопрос об истинном уровне его появления, как и характере распространения вверх по разрезу, остается пока не до конца выясненным. Имеются данные, свидетельствующие о нахождении указанного вида в отложениях, значительно более древних, чем это принималось ранее, в том числе в разрезах по р. Хеу, р.Белая и разрезе Бахчисарай. На самом низком уровне (~ в 12–13м выше кровли кумской свиты) в разрезе Бахчиса-

рай данный вид встречается крайне редко и выше не выявлен, лишь на уровне около 30 м от подошвы белоглинской свиты он присутствует в комплексе в значимом количестве.

В разрезах по р.Хеу и Белая первые единичные экземпляры *Isthmolithus recurvus* обнаружены на уровне 3–4 м выше подошвы свиты, т.е. ниже, чем в Крыму.

Для определения нижней границы зоны с использованием данного вида необходимы более детальные исследования. В настоящей работе нами использован уровень его первого появления в комплексе.

ОБОСНОВАНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ БАРТОНСКОГО ЯРУСА

Как указывалось выше, нижняя граница бартонского яруса условно проведена на уровне 41,03 млн л. и не обоснована ни палеонтологически, ни с точки зрения истории развития среднеэоценовых морских бассейнов. Анализ изученных разрезов Предкавказья, Крыма, Русской платформы, а также литературных данных по Средиземноморским [35, 46] и океаническим разрезам [39, 40, 41, 44], в том числе результатов изучения соотношений изотопов кислорода и углерода (δ13C и δ18O) [38, 42, 47, 58, 59, 60], показывает, что крупные, планетарного масштаба, изменения начались значительно раньше, приблизительно на уровне 43,2–43,3 млн л (рис.7).

Нижняя граница лютетского яруса проведена на уровне 47,8 млн л., по сути, отмечая окончание раннеэоценового климатического оптимума (EECO) [49, 50]. Регрессия в конце ипрского времени привела к перерыву в осадконакоплении (Hiatus–1). Начало нового, лютетского этапа развития бассейнов характеризуется незначительным потеплением с последующим постепенным снижением температуры с кратковременными незначительными периодами потепления [58]. На данный момент можно выделить два лютетских трансгрессивно–регрессивных цикла. Лютет–1 соответствует мечеткинской свите (зоны CNE8–9). В это время на территории Северных Ергеней сформировался мелководный, относительно тепловодный бассейн, в котором происходило накопление слабоизвестковистых, преимущественно кварцевых песков. В конце цикла бассейн регрессирует и на границе мечеткинской и куберлинской свит наблюдается неясно выраженный перерыв в осадконакоплении (Hiatus–2).

Трансгрессивно–регрессивный цикл Лютет–2 резко отличается от предыдущего. Бассейн становится более глубоководным, идет накопление преимущественно кварцево–глауконитовых глинистых песков, глин, однако температурный режим все же недостаточен для накопления кокколитовых илов. Кратковременный период с максимальными температурами привел к накоплению глин с массовым содержанием мелких нуммулитов в средней части куберлинского времени. Северные Ергени являются самой достоверно доказанной северной точкой распространения нуммулитов на территории Русской платформы. В конце лютетского этапа бассейн в значительной степени регрессирует, карбонатный тип осадконакопления сохраняется лишь в южных, более глубоководных районах (Предкавказье, Крым, южная часть Прикаспия). На изученной территории регрессия в конце лютетского этапа развития бассейна привела к перерыву в осадконакоплении. (Hiatus–3).

В целом лютетский этап развития бассейна на данной территории характеризуется средними температурами, незначительными глубинами и терригенным режимом осадконакопления.

На уровне 43,3–43.2 млн л. лютетский этап сменяется новым, крупным и сложно построенным бартонским этапом, характеризующимся значительным подъемом температуры. В его строении выделяется четыре трансгрессивно–регрессивных цикла. Бартон–1 соответствует началу накопления мергелей (кокколитового мела) керестинской свиты, литологически сходными

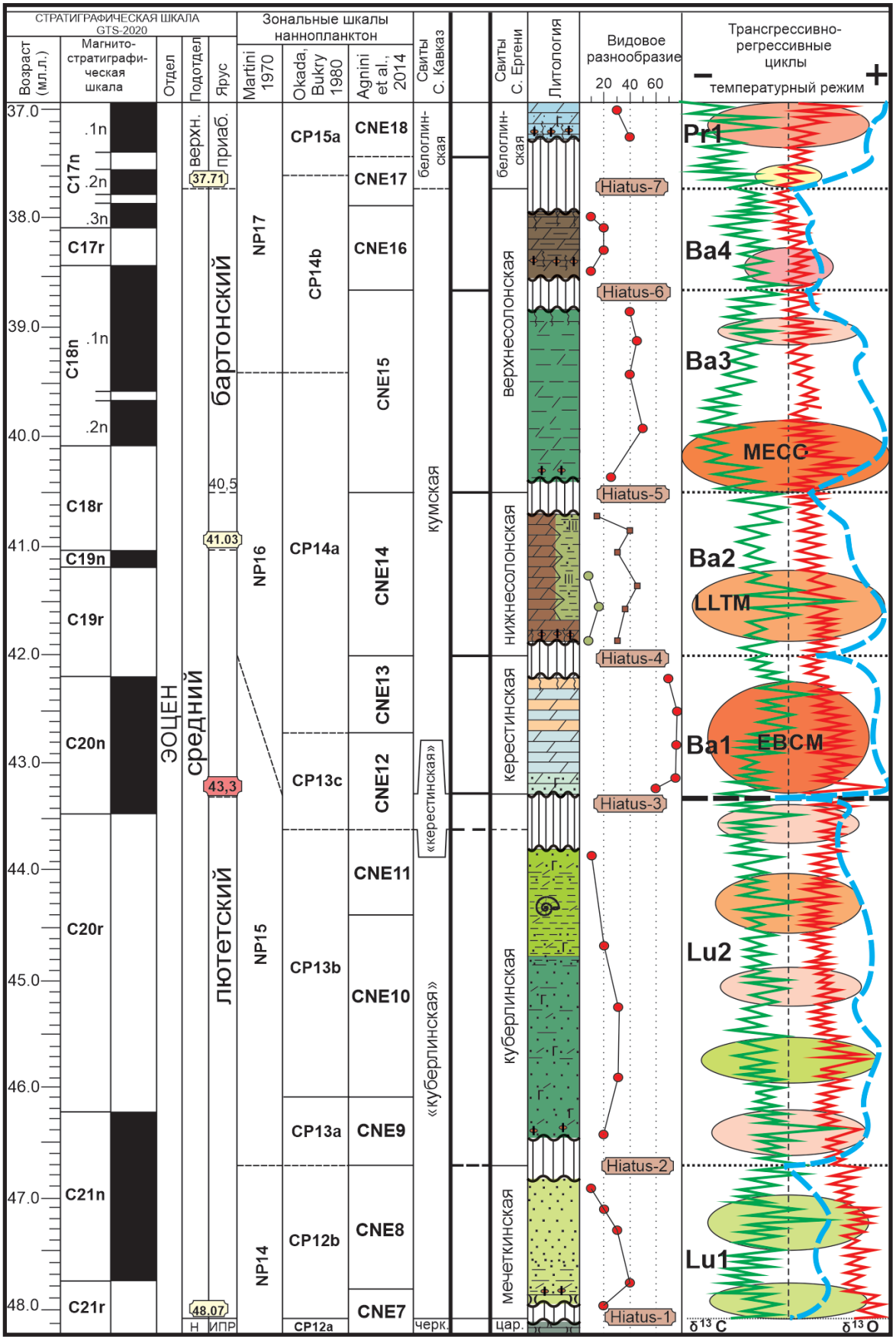

Рис.7. Сводный разрез лютетского и бартонского ярусов Ергеней и сопоставление трансгрессивных этапов с графиками изотопов углерода ($\delta_{13}C$) и кислорода ($\delta_{18}O$) (по Westerhold et all., 2020)

с мелом маастрихтского яруса Поволжья. Их формирование, вероятно, происходило в сходных, весьма тепловодных условиях относительно мелководного шельфа. Максимум трансгрессии и температуры, предположительно, соответствует нижней и средней части зоны CNE13, где в разрезе отмечаются светло–коричневые, насыщенные аморфной органикой мергели. Верхняя часть зоны соответствует регрессирующему бассейну с незначительным снижением температуры. Регрессия в конце цикла Бартон–1 привела к перерыву в осадконакоплении (Hiatus–4).

Цикл Бартон–2 соответствует времени накопления темно–коричневых мергелей, нижнесолонской подсвиты, насыщенных коричневой аморфной органикой и с многочисленными остатками рыб (зона CNE14). В это время формируется обширный морской бассейн, приведший, по нашему мнению, к объединению южных и северных бассейнов. В южных, более тепловодных и глубоководных участках, формировались карбонатные отложения, а в более северных регионах (Северные Ергени, Воронежская антеклиза, северная часть Прикапия) наблюдается накопление мощных толщь спонголит–радиолярит–диатомитовы глин, в отдельных пачках переходящих в чистые диатомиты. Диатомитовые глины формировались на фоне постепенного похолодания в зоне смешивания холодных северных вод с теплыми южными. В скважине 45А данная часть разреза сложена коричневыми легкими мергелями, что, вероятно, связано с ее расположением в более глубоководной части бассейна, на склоновой части Прикаспийской впадины. В конце этого цикла морской бассейн постепенно сокращается, что приводит к перерыву в осадконакоплении (Hiatus–5). Начало данного цикла хорошо коррелируется с началом позднелютетского температурного максимума (Late Lutetian Termal Maximum – LLTM) на уровне ~41.8–41.4 млн л. [57].

Цикл Бартон–3 соответствует времени накопления нижней пачки верхнесолонской подсвиты (зона CNE15), представленной известковистыми микрослоистыми зелеными, зеленовато–серыми глинами. Данный цикл наиболее интересен, но еще недостаточно изучен. Формирование осадков с повышенным содержанием кальцита, представленного, в основном, наннопланктоном, свидетельствует о значительном потеплении и довольно мощной трансгрессии. В районе Северных Ергеней бассейн все же оставался достаточно прохладным, вероятно из–за влияния холодных северных вод. Данный цикл хорошо выделяется и палеонтологически обоснован появлением в комплексе многочисленных *Reticulofenestra bisectus (Dictiococcites bisectus)*. Соответственно, начало данного цикла с полным основанием можно связывать с началом значительного потепления в период среднеэоценового климатического оптимума (Middle Eocene Climatic Optimum– MECO) [39, 40, 42, 44, 46, 47, 48, 53, 55, 56, 58, 60]. Цикл завершается регрессией морского бассейна, приведшего к очередному перерыву в осадконакоплении (Hiatus–6).

Следующий, завершающий бартонское время трансгрессивно–регрессивный цикл Бартон–4 отвечает времени накопления глинистых мергелей верхней пачки верхнесолонской подсвиты. Бассейн характеризуется как более мелководный, но достаточно тепловодный, с терригенно–карбонатным характером осадконакопления.

В конце бартонского времени бассейн регрессирует, что приводит к очередному перерыву в осадконакоплении (Hiatus–7).

Таким образом, все четыре трансгрессивно–регрессивных цикла соответствуют крупному этапу развития морского бассейна с преимущественно карбонатным типом осадконакопления. На отдельных отрезках времени в придонной части наблюдался дефицит кислорода, что выразилось в накоплении коричневых и темно–коричневых мергелей с массовым содержанием аморфной коричневой органики, сходных с битуминозными коричневыми мергелями кум-

ской свиты Предкавказья, Крыма и Мангышлака [12, 18, 19, 36, 37].

Приабонская трансгрессия формирует обширный, но кардинально отличный от бартонского тепловодный морской бассейн. На всей территории от Предкавказья до широты г.Волгограда и севернее его формируются мелководно–шельфовые фораминиферово–кокколитовые илы с незначительным содержанием терригенного материала [6, 7, 9, 12, 14].

Наиболее крупные перерывы приурочены к границам куберлинской и керестинской (Hiatus–3), а также солонской и белоглинской свит (Hiatus–7), разделяя, таким образом, лютетский, бартонский и приабонский ярусы.

С точки зрения изменений наннопланктонных комплексов отчетливо заметно разделение лютетских и бартонских ассоциаций.

В лютетское время развивались комплексы с преимуществом мелких ретикулофенестр и относительно небольшим содержанием дискоастеров. Появление новых видов достаточно сильно растянуто по времени, т.е. бассейн формировался в относительно спокойных, тепловодных, тектонически малоактивных обстановках. В бартонское время преимущество получают крупные ретикулофенестры, увеличивается содержание тепловодных видов, появление новых видов наблюдается на более коротких временных промежутках. Бассейн развивался в значительно более активном тектоническом режиме.

Современное положение границы лютетского и бартонского ярусов в общей стратиграфической шкале палеогена на уровне нижней границы магнитохрона C18r (GTS–2020) [52] приводит к тому, что данную границу необходимо проводить между уровнями появления *Reticulofenestra reticulata* и *Reticulofenestra bisecta*, т.е. в средней части нижнесолонской подсвиты, что не может быть приемлемым для границы ярусных подразделений.

Согласно Стратиграфическому кодексу (статья III.2), границы общих стратиграфических подразделений определяются, как правило, биотическими событиями. Следовательно, отсутствие палеонтологического обоснования уровня проведения нижней границы бартонского яруса автоматически ставит вопрос о ее валидности.

По нашему мнению, наиболее приемлемым является уровень ~43.3–43.2 млн л., так как в это время происходит резкое изменение в характере развития морских бассейнов и на изученной территории терригенный тип осадконакопления сменяется преимущественно карбонатным. Данная граница приурочена к хорошо выраженному перерыву в осадконакоплении в основании керестинской свиты Северных Ергеней. В южных регионах с карбонатным типом осадконакопления (Кавказ, Крым, Мангышлак) на этом уровне происходит смена оксидного типа «керестинской» свиты на аноксидный кумский режим в придонной части бассейна [36,37], что связано с очень быстрым потеплением, мощной трансгрессией и значительным увеличением глубины кумского морского бассейна.

На графиках изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ отчетливо виден хорошо выраженный экскурс, свидетельствующий о начале значительного потепления [58].

Аналоги керестинской свиты в мергельной фации прослеживаются на протяжении более чем 1500 км, от Южных Ергеней до Белоруссии и Украины (сергеевская свита, нижнекиевская подсвита), имеют ярко выраженный трансгрессивный облик, залегая на различных горизонтах меловых и палеогеновых отложений [2, 3, 9, 16, 23, 24, 28, 32].

Все это подтверждает вывод о формировании нового, бартонского этапа осадконакопления.

Начало данного этапа осадконакопления можно обозначить как раннебартонский климатический максимум (Early Bartonian Climatic Maximum – EBCM).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальная зональная стратиграфия по наннофоссилиям среднеэоценовых отложений в разрезах Южных и Северных Ергеней Русской платформы позволила уточнить возраст мечеткинской, куберлинской, керестинской и солонской свит, слагающих лютетско–бартонский интервал среднего эоцена. Выделено два трансгрессивно–регрессивных цикла, соответствующих мечеткинской (Лютет–1) и куберлинской (Лютет–2) свитам, четыре цикла, соответствующих керестинской (Бартон–1) и солонской (Бартон–2–4) свитам. По нашему мнению, мечеткинская и куберлинская свиты соответствуют нижней и верхней части лютетского яруса (зоны CNE8–CNE11, возможно, нижняя половина зоны CNE12?). Керестинская и солонская свиты соответствуют полному объему кумской свиты разрезов Предкавказья и Крыма и должны быть объединены в единый бартонский ярус. Началу первого трансгрессивного кумского цикла (Бартон–1) отвечает пачка белых мергелей керестинской свиты. В ее основании отмечается массовое развитие *Discoaster bifax* и *Blackites gladius* (зона CNE12). В верхней части керестинские мергели приобретают светло–коричневый цвет, на этом же уровне отмечается начало развития крупных *Reticulofenestra umbilica* >14mk (зона CNE13). Началу второго цикла соответствует основание темно–коричневых мергелей нижнесолонской подсвиты (Бартон–2). Мергели постепенно переходят в известковистые глины, а затем в некарбонатные или слабокарбонатные диатомовые глины. К основанию мергелей нижнесолонской подсвиты приурочено появление вида–индекса *Reticulofenestra reticulata* (зона CNE14). Наиболее вероятным является предположение о том, что данный цикл связан с началом позднелютетского температурного максимума (LLTM).

Уровню среднеэоценового климатического оптимума (MECO), выделенного в середине кумской свиты и зафиксированного по первому появлению *Reticulofenestra bisecta* в разрезах Предкавказья [18, 19, 56], предположительно соответствует основание темно–зеленых глин верхнесолонской подсвиты Ергеней (зона CNE15), отвечающая третьему трансгрессивно–регрессивному циклу (Бартон–3). Верхняя половина верхнесолонской подсвиты, представленная глинистыми мергелями, соответствует четвертому трансгрессивно–регрессивному циклу (Бартон–4). В кровле подстилающих отложений исчезает вид *Sphenolithus obtusus*, что дает основание для отнесения верхней части верхнесолонской подсвиты к зоне CNE16.

На границе большинства выделяемых стратиграфических подразделений зафиксированы перерывы в осадконакоплении и размыв нижележащих отложений с крупными ходами илороющих организмов, внедряющихся в подстилающие отложения, наличие в подошвенной части свит грубозернистых и разнозернистых кварцево–глауконитовых песков, гравия, гальки, стяжений фосфоритов и фаунистических обломков, что подтверждает выделение трансгрессивно–регрессивных циклов в развитии лютетско–бартонского морского бассейна, которые могут быть объединены в два крупных этапа – терригенный лютетский (Лютет–1–2) и бартонский (Бартон–1–4) преимущественно карбонатный.

Предлагается в качестве уровня нижней границы бартонского яруса для Русской платформы принять уровень ~43,2–43,3 млн л., что соответствует подошве керестинской свиты Ергеней, по нанопланктону отвечает уровню появления в комплексе многочисленных *Discoaster bifax*. На графике изотопов кислорода (Zachos et all., 2001, 2008; Westerhold et all. 2020) эта граница соответствует началу крупного и сложного трансгрессивно–регрессивного этапа развития эпиконтинентальных морских бассейнов Русской платформы. Данный этап обозначен нами как раннебартонский климатический максимум (Early Bartonian Climatic Maximum – EBCM). В Крымско–Кавказском регионе нижняя граница бартонского яруса будет соответствовать основанию кумской свиты.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Александрова Г.Н., Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н., Бугрова Э.М., Васильева О.Н., Закревская Е.Ю., Запорожец Н.И., Застрожнов А.С., Малышкина Т.П., Мусатов В.А., Николаева И.А., Орешкина Т.В., Попов Е.В., Радионова Э.П., Табачникова И.А. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско–Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка/ под ред. Ахметьева М.А., Шик С.М., Алексеева А.С.– Москва: ФГУП «ВНИГНИ», 2015.– С. 96.

2. Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Запорожец Н.И., Застрожнов А.С., Застрожнов С.И., Табачникова И.П., Орешкина Т.В., Закревская Е.Ю. Палеоген юго–запада Волгоградской области (Скв.13 Гремячинская площадь). Статья 1// Биостратиграфия. Стратиграфия. Геологическая корреляция.– 2011.– Т. 19.– №3.– С. 70–95.

3. Беньямовский В.Н., Музылев Н.Г., Орешкина Т.В., Радионова З.П., Назарков А.Г., Застрожнов А.С., Мусатов В.А. Некоторые опорные разрезы среднего и верхнего эоцена Воронежской антеклизы, Нижнего Поволжья и Восточного Прикаспия// Бюлл. РМСК по Центру и Югу Русской платформы. Вып. 2.– М.–1993.– С. 116–120.

4. Бражников Г.А., Бреславский В.В., Грозевская–Кетат О.Б., Абраменкова Н.В. Палеогеновые отложения Поволжья // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. –М.: Изд–во АН СССР, 1960.– С. 41–48.

5. Васильева О.Н. Зональное деление по диноцистам среднеэоценовых отложений Волгоградского Поволжья // Труды ИГГ УрО РАН.– 2019.– В. 166.– С. 3–11.

6. Застрожнов А.С., Попов С.В., Беньямовский В.Н., Мусатов В.А., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Богачкин А.Б., Столяров А.С., Ивлева Е.И. Опорный разрез олигоцена юга Восточно–Европейской платформы (Северных Ергеней) // Стратиграфия и геологическая корреляция.– 2019.– Т. 27.– №4.– С. 59–92

7. Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья.– Саратов: Сарат. ун–т.– 1988.– С. 203– Деп. в ВИНИТИ, №8825–В88.

8. Леонов Г.П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношение с соответствующими образованиями бассейна Дона и Днепра // Бюллетень МОИП. Новая серия. Отделение геологии.– 1936.– Т. 14 (44).– Вып. 4.– С. 287–321.

9. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской Платформы.– М.: Изд–во Московского ун–та.– 1961.– С. 552.

11. Морозова В.Г., Судариков Ю.А. Керестинская свита верхнего эоцена Сало–Ергенинской возвышенности и ее стратиграфическое значение // Доклады АН СССР, 1959.– Т. 125.– №1.– С. 166–169.

12. Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена Юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым)// Труды ГИН РАН СССР.– М.: Изд–во Наука.– 1980.– В. 348.– С. 96.

13. Мусатов В.А. Зональное расчленение средне–верхнеэоценовых отложений Нижнего Поволжья по наннопланктону // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя: Межвузовский научный сборник.– Саратов: Изд–во Саратовского университета, 1993.–В. 2.– С. 57–66.

14. Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогеновых отложений Нижнего Поволжья по известковому наннопланктону: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого–минералогических наук.– Саратов, 1996.– С. 160.

15. Мусатов В.А. «Керестинская» свита в разрезе по р.Хеу. Результаты исследования наннопланктона и корреляция со стратотипом керестинской свиты в Южных Ергенях // Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества при РАН (3–7 апреля 2017 г., Санкт–Петербург). –Санкт–Петербург, 2017.– С. 97–99.

16. Мусатов В.А. Лютет или бартон? Возраст сергеевской свиты по наннопланктону в опорном разрезе «Кантемировка» Воронежской антеклизы и корреляция с сопредельными регионами// Недра Поволжья и Прикаспия.– 2020.– Вып. 101.– С. 4–26.

17. Мусатов В.А., Богачкин А.Б. Бартонский ярус среднего эоцена европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 1. Пределы точности зональной стратиграфии лютетско–бартонского интервала по наннопланктону и возраст бартонских слоев Англии// Недра Поволжья и Прикаспия. –2019.– Вып.98.– С. 3–24.

18. Мусатов В.А., Богачкин А.Б. Бартонский ярус среднего эоцена Европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 2. Детальная зональная стратиграфия лютетско–бартонского интервала по наннопланктону и палеомагнитная характеристика разрезов Предкавказья// Недра Поволжья и Прикаспия.– 2019.– Вып.99.– С. 3–34.

19. Мусатов В.А., Васильева О.Н. Новые данные по детальной зональной стратиграфии палеогенового разреза по р. Белая (Адыгея, Северный Кавказ). Предварительные результаты по наннопланктону. «Палеострат–2020».– М.– 2020.– С. 65–66.

20. Мусатов В.А., Васильева О.Н. Музылев Н.Г., Результаты исследования наннопланктона и диноцист из неостратотипа керестинской свиты в Южных Ергенях // ПАЛЕОСТРАТ–2014. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 27–29 января 2014г. –М.: Палеонтологический ин–т им. А.А. Борисяка РАН, 2014.– С.53–54.

21. Мусатов В.А., Звонок Е.А. Новые данные о возрасте киевской свиты в окрестностях Луганска по результатам изучения наннопланктона. Палеострат–2021. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва 25–26 января 2021г.// Тезисы докладов.– Москва, 2021.– С. 56–58.

22. Мусатов В.А., Мусатова О.Л., Музылев Н.Г. Солонская свита Ергеней, как аналог кумской свиты южных регионов. История геологического развития бартонского морского бассейна // Материалы второй региональной научно–практической стратиграфической конференции «Фанерозой Волго–Уральской, Прикаспийской и Северо–Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология».– Саратов: «Научная книга».– 2004.– С. 76–79.

23. Мусатов В.А., Рябоконь Т.С. Распределение наннофоссилий и фораминифер в опорном разрезе киевской свиты с.Халепье (Киевское Приднепровье, Украина) // 40 лет Палеонтологическому обществу Украины// Материалы XXXVIII сессии Палеонтологического общества НАН Украины (Канев, 23–26 мая 2017 г.).– Киев.– 2017. – С. 117–119.

24. Никитина Ю.П. О киевском и харьковском ярусах Скифской платформы// Бюлл. МОИП. Отд. геол.– 1963.– Т. XXXVIII.– Вып. I.– С. 94–108.

25. Никитина Ю.П., Вольпин Г.И. Куберлинский горизонт палеогеновых отложений Ергеней, Сало–Манычского междуречья и Нижнего Дона// Научные доклады Высшей школы. Геолого–географические науки.– 1959.– №1.–С. 89–93.

26. Пантелеев Ф.П. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1947.– С. 122.

27. Семенов В.П. Палеоген бассейна Дона // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. – М.: Изд–во АН СССР.– 1960.– С. 83–91.

28. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы.– Воронеж: Изд–во Воронежского ун–та, 1965.– С. 279.

29. Семенов В.П., Семенова Е.П. К стратиграфии палеогеновых отложений левобережных притоков Цимлянского водохранилища// Труды геологического ф–та Воронежского гос. ун–та, 1955.– Т. XXXIX.– С. 95–100.

30. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. М 1:4 000 000/ под ред. Милановского Е.Е.– Москва: МГУ, 2007.

31. Тер–Григорьянц Л.С., Шуцкая Е.К, Темин Л.С., Печенкина А.П. Белоглинско–солонский горизонт палеогена Ставрополья// Бюллетень МОИП. Новая серия. Отделение геологии, 1958.– Т.33 (63).– В. 5.– С. 143–146.

32. Шуменко С.И., Данг Дык Нга Карбонатный нанопланктон и стратиграфическое положение киевской свиты// Докл. АН СССР, 1973.– Сер. Б.– №10.

33. Эвентов Я.С. Палеоген левобережья Низового Поволжья, Волго–Сарпинского водораздела и Черных земель// Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд–во АН СССР, 1960.– С. 49–68.

34. Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newsletters on Stratigraphy, 47.– 2014.– P. 131–181.

35. Agnini C., Fornaciari E., Giusberti L., Grandesso P., Lanci L., Luciani V., Muttoni G., Pälike H., Rio D., Spofforth D.J.A., Stefani C. Integrated biomagnetostratigraphy of the Alano section (NE Italy): A proposal for defining the middle–late Eocene boundary // GSA Bulletin; May/June 2011.– v. 123.– no. 5/6.– P. 841–872.

36. Beniamovski V.N. A high resolution Lutetian–Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean–Caucasus region of the northeastern Peri–Tethys // Austrian Journal of Earth Sciences.– 2012.– V.105/1.– P. 117–128.

37. Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhiinsli H. Middle to upper Eocene dysoxic–anoxic Kuma Formation (northeast Peri–Tethys): Btostratigraphy and paleoinvironments // in Wing. S.L. Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. eds. Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 2003.– Special Paper 369.– P. 95–112.

38. Bohaty S.M., Zachos J.C. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene // Geology, 2003.– V. 31.– № 11.– P. 1017–1020.

39. Boscolo G.F., Thomas E., Pagani M., Warren C., Luciani V., Giusberti L. The middle Eocene climatic optimum (MECO): A multiproxy record of paleoceanographic changes in the southeast Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge)// Paleoceanography, 2014.– 29.– P.1–19.

40. Dallanave E., Agnini C., Bachtadse V., Muttoni G., Crampton J.S., Strong C. P., Hines B.R., Hollis C.J., Slotnick B.S. Early to middle Eocene magneto–biochronology of the southwest Pacific Ocean and climate influence on sedimentation: Insights from the Mead Stream section, New Zealand // Geological Society of America Bulletin, May 2015.– P. 18.

41. Dawber C. F., Tripati A. K. Constraints on glaciation in the middle Eocene (46–37 Ma) from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1209 in the tropical Pacific Ocean // Paleoceanography, 2011.– 26.– P. 1–17.

42. Edgar K.M., Wilson P.A., Sexton, P.F., Gibbs S.J., Roberts A.P., Norris R.D. New biostratigraphic, magnetostratigraphic and isotopic insights into the Middle Eocene Climatic Optimum in low latitudes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010.– 297 (3–4).– P. 670–682.

43. Fornaciari E., Agnini C., Catanzariti R., Rio D., Bolla E.M., Valvasoni E. Mid–Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition // Stratigraphy, 2010.– V. 7.– №. 4.– P. 229–264.

44. Galazzo B.F., Thomas E., Pagani M., Warren C., Luciani V., Giusberti L., The middle Eocene climatic optimum (MECO): A multiproxy record of paleoceanographic changes in the southeast Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge)// Paleoceanography, 2014.– 29.– P. 1–19.

45. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012 // Elsevier, Amsterdam.– 1–2.– 2012.– P.1–1144.

46. Jovane L., Florindo F., Coccioni R., Dinarès–Turell J., Marsili A., Monechi S., Roberts A.P., Sprovieri M. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy // Geological Society of America Bulletin, 2007.– v. 119.– no. ¾.– P. 413–427.

47. Jovane L., Giorgioni M., Rego E.S., Rodelli D., Frontalini F., Coccioni R., Catanzariti R., Özcan E. Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum // Scientific Reports, 2019.– P. 1–10.– https://doi.org/10.1038/s41598–019–45763–2

48. Luciani V., Giusberti L., Agnini C., Fornaciari E., Rio D., Spofforth D.J.A., Pälike H. Ecological and evolutionary response of Tethyan planktonic foraminifera to the middle Eocene climatic optimum (MECO) from the Alano section (NE Italy) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010.– P. 82–95.

49. Molina E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., Dinarès–Turell J., Hardenbol J., Heilman–Clausen C., Larrasoaña J.C., Luterbacher H., Monechi S., Ortiz S. Orue–Etxebarria X., Payros A., Pujalte V. Rodríguez–Tovar F.J., Tori F., Tosquella J. & Uchman A. The Global Standard Stratotype–section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain // Episodes.– 2011.– 34(2).– P. 86–108.

50. Ortiz S., Gonzalvo C., Molina E., Rodríguez–Tovar F.J., Uchman A., Vandenberghe N., Zeelmaekers E. Palaeoenvironmental turnover across the Ypresian–Lutetian transition at the Agost section, Southastern Spain: In search of a marker event to define the Stratotype for the base of the Lutetian Stage // Marine Micropaleontology.– 2008.– 69.– P. 297–313.

51. Raffi I., Agnini C., Backman J., Catanzariti R., Pälike H. A Cenozoic calcareous nannofossil biozonation from low and middle latitudes: A synthesis // J. Nannoplankton Res., USA.– 36 (2).– 2016. –P. 121–132.

52. Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J., Hooker J.J., Ogg J.G. The Paleogene Period. Geologic Time Scale 2020, Edited by Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.., Elsevier.– V 2.– P. 1087–1140.

53. Spofforth, D. J. A., Agnini C., Plike H., Rio D., Fornaciari E., Giusberti L., Luciani V., Lanci L., Muttoni G. Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys// Paleoceanography.–2010.– 25.– PA3210.– P. 1–11.

54. Vasilyeva O.N., Musatov V.A. The Paleogene Dinoflagellate Cyst and Nannoplankton Biostratigraphy of the Caspian Depression //Intech: Stratigraphic Analysis of Layered Deposits.– 2012. –Chapter 7. P. 161–194. Available from http://www.intechopen.com/articles/show/title/the–paleogene–dinoflagellate–cyst–and–nannoplankton–biostratigraphy–of–the–caspian–depression

55. Villa G., Fioroni C., Persico D., Roberts A. P., Florindo F. Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity, Paleoceanography, 2014.– № 29.– P. 1–15.

56. Waarlo N. Elevated CO2 levels in the Peri–Tethys during the Middle Eocene Climatic Optimum. A CO2 reconstruction using carbon isotope fractionation of organic matter from the Belaya River Section, Russia// Master's Thesis. Department of Earth Sciences Faculty of Geosciences Utrecht University, 2017.– P. 52.

57. Westerhold T., Röhl U. Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic, Geochemisry, Geophysics, Geosystems, 2013.– V. 14.– № 11.– P. 4811–4825.

58. Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnet J.S. K., Bohaty S.M., Vleeschouwer D.D., Florindo F., Frederichs T., Hodell D.A., Holbourn A.E., Kroon D., Lauretano V., Littler K., Lourens L.J., Lyle M., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P.A., Zachos J.C. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science, 2020.– 369.– 1383 (2020).– P. 74. DOI: 10.1126/science.aba6853

59. Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon–cycle dynamics// Natur, 2008.– Vol.451.– P. 279–283

60. Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // Science, 292.– 2001.– P. 686–693.