

УДК 551.763.3[550.384.5:550.384](1-924.71)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАМПАНСКОГО ЯРУСА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА: ПРОБЛЕМЫ ПОДЪЯРУСНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

© 2024 г. Е. Ю. Барабошкин^{1, 3, *}, А. Ю. Гужиков², Г. Н. Александрова^{3, 1}, В. В. Акинин⁴, И. П. Рябов², М. А. Устинова^{3, 1}, Н. А. Ртищев^{1, 3}, В. С. Вишневская³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

*e-mail: barabosh@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 26.03.2023 г.

После доработки 28.04.2023 г.

Принята к публикации 09.06.2023 г.

Приведены новые данные о строении кампанских отложений в стратотипе кудринской свиты Юго-Западного Крыма. Впервые получена комплексная седиментологическая, биостратиграфическая (ихнофоссилии, головоногие моллюски, иноцерамиды, фораминиферы, диноцисты, наннопланктон, жилианеллы), изотопно-геохимическая, палео- и петромагнитная характеристика разреза. Обоснована граница нижнего и верхнего кампана, вблизи которой получена U–Pb датировка по цирконам из известного прослоя киловых (бентонитовых) глин в интервале 77–80 млн лет. Предложено проводить границу подъярусов кампана Общей стратиграфической шкалы России (при двухчленном делении) по кровле магнитного хрона С33г, расположенной вблизи изотопного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ “МСаЕ” (Mid-Campanian Event) и вблизи уровня появления бентосных фораминифер *Brotzenella monterelensis* и ряда других традиционных маркеров.

Ключевые слова: кудринская свита, верхний мел, стратиграфия, белемниты, аммониты, иноцерамиды, фораминиферы, наннопланктон, диноцисты, жилианеллы, магнитостратиграфия, хрон С33г, стабильные изотопы

DOI: 10.31857/S0869592X24020031, EDN: DEDUNN

ВВЕДЕНИЕ

Кампан-маастрихтские отложения Юго-Западного Крыма хорошо известны в литературе благодаря своей стратиграфической полноте и схожести с разрезами Западной Европы. Хотя этот район исследовался многими поколениями геологов, разрезы требуют переизучения в связи с утверждением границ ярусов и обоснованием подъярусных границ. Ранее был комплексно (седиментология, ихнофоссилии, макро- и микрофауна, палинология, наннопланктон, изотопия, палео- и петромагнитный методы) изучен ряд разрезов, охватывающих пограничный интервал сантонского и кампанского ярусов и нижнюю часть кампанского яруса в районе оврага Аксу-Дере и северной окраины с. Кудрино (Гужиков и др., 2020, 2021a, 2021b) (рис. 1, 3). По своей охарактеризованности они не уступают кандидату еще не утвержденного глобального стратотипа (GSSP) кампана и рассматриваются

в качестве дополнительного (auxiliary) разреза (Gale et al., 2023, p. 26).

В 2021 г., вслед за (Hancock, Gale, 1996), мы предложили проводить границу сантонского и кампанского ярусов по смене магнитной полярности в подошве хрона С33г (Гужиков и др., 2021b). На этом же уровне данная граница была показана в работах предшественников (Gradstein et al., 2012, 2020 и др.), и в настоящее время именно этот признак принят в качестве первичного маркера для выбора GSSP в разрезе Боттачионе (Губбио, Италия; Gale et al., 2023). В настоящей статье мы принимаем упомянутую (но еще не утвержденную) границу сантонского и кампанского ярусов в подошве хрона С33г разреза Кудрино-2 (рис. 2).

Разделение кампанского яруса на два или три подъяруса находится в стадии обсуждения (Hancock, Gale, 1996; Gradstein et al., 2012, 2020; Барабошкин и др., 2013), и каких-либо общепринятых критериев и предложений на этот счет пока

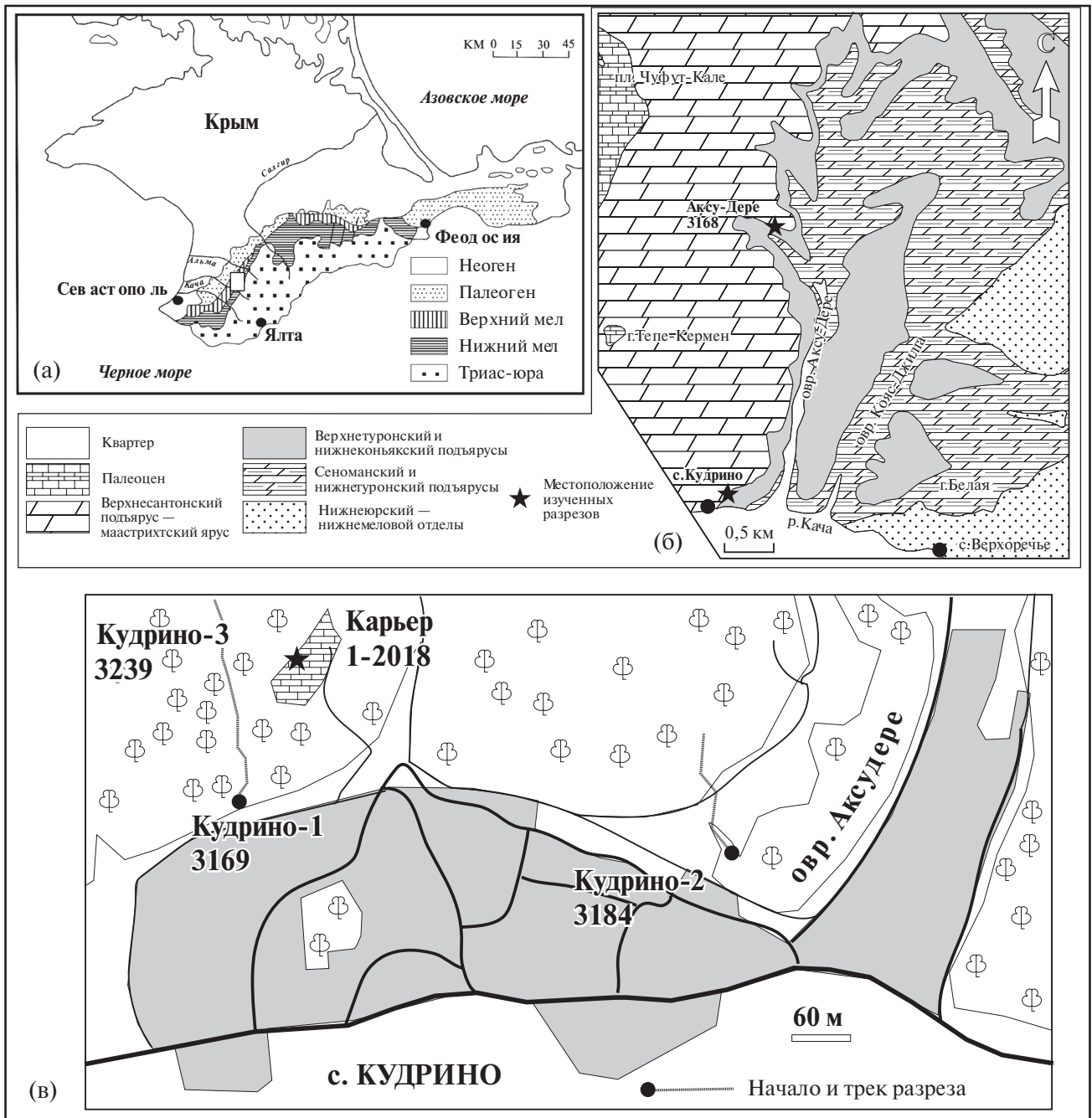


Рис. 1. Расположение разрезов Кудрино-1, -2, -3 и Аксу-Дере (по Гужиков и др., 2020, 2021а, 2021б). На рис. 1в линии разной толщины — дороги от шоссе (толстые линии) до грунтовых (тонкие линии).

не существует. Поэтому за основу нами принято двучленное деление кампана в соответствии с действующей Общей стратиграфической шкалой России (Олферьев, Алексеев, 2002).

В Крыму более высокие части кампанского разреза и кампан-маастрихтский пограничный интервал были комплексно изучены в разрезах Бешкош

(Барабошкин и др., 2020), Чахмаклы и других (Гужикова, 2019). Наименее охарактеризован пограничный интервал нижнего и верхнего кампана, поскольку он, как правило, очень плохо обнажен. Поэтому целью настоящей работы являлось комплексное исследование стратотипа кудринской свиты кампана (Плотникова и др., 1984) у с.



Рис. 2. Фотографии изученных разрезов.

(а) — общий вид разреза Кудрино-1, примерный трек отбора образцов и положение заброшенного карьера (стрелка); (б) — фото заброшенного карьера, вскрывающего килевые глины (пачка XVII, ниже и левее стрелки), и место находки аммонита (стрелка).

Кудрино (разрез Кудрино-1, рис. 1, 2а) для обоснования границы подъярусов.

Полевое изучение и опробование разреза производилось несколько раз. Материал, собранный нами в 2002 г. (точка наблюдения 2414), не был опубликован, за исключением данных по фораминиферам, преимущественно планктонным (данные Л.Ф. Копаевич (МГУ) в Копаевич, Хотылев, 2014; Кораевич, Vishnevskaya, 2016). Повторное опробование проведено в 2018 г. Е.Ю. Барабошкиным, А.Ю. Гужиковым, А.Г. Маникиным, В.А. Грищенко (точка наблюдения 3169). Ориентированные штуфы для различных типов анализа взяты со 102 стратиграфических уровней по системе “образец в образец”, при мощности разреза 94 м. Дополнительно был изучен небольшой выход пород в заброшенном карьере рядом с основным разрезом (рис. 2б), где помимо находок макрофауны и ихнофоссилий был отобран образец килевых (бентонитовых) глин для последующего выделения и датировки цирконов U–Pb методом (SHRIMP-II).

Описание разреза, седиментологические, петрографические, ихнологические исследования, а также изучение остатков макрофауны проведены Е.Ю. Барабошкиным (МГУ), магнитостратиграфические данные получены А.Ю. Гужиковым, В.А. Грищенко (СГУ), анализ изотопных датировок выполнен В.В. Акининым (СВКНИИ ДВО РАН), палинологический анализ проведен Г.Н. Александровой (ГИН РАН), бентосные фораминиферы изучались И.П. Рябовым (СГУ), на-нопланктон — М.А. Устиновой (ГИН РАН), жилианеллы — В.С. Вишневской (ГИН РАН), а данные по геохимии стабильных изотопов получены Н.А. Ртищевым (МГУ, ГИН РАН) под руководством Б.Г. Покровского (ГИН РАН) в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН.

Образцы макрофауны и ихнофоссилий хранятся в Музее землеведения МГУ (коллекции 149 и 140 соответственно), препараты микрофоссилий — в лабораториях ГИН РАН, а бентосные фораминиферы — в коллекции И.П. Рябова.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез Кудрино-1 расположен в Бахчисарайском районе Республики Крым, к юго-западу от города Бахчисарай, на правом борту р. Кача (рис. 1а–1в). Слои залегают согласно и наклонены на северо-запад, азимуты падения варьируют от 250° до 290°, а углы падения от 7° до 10°. Разрез кудринской свиты изучался вдоль одной из промоин, прорезающих склон водораздела на юго-западной окраине с. Кудрино; его начало имеет координаты 44°42'16.5" с.ш., 33°56'25.9" в.д.; координаты заброшенного карьера: 44°42'20.4" с.ш., 33°56'29.4" в.д.

Нижняя часть разреза (пачки XVI–XVIII по (Алексеев, 1989) верхнемеловой последовательности) изучена в разрезе Кудрино-2 (рис. 3), данные по которому опубликованы ранее (Гужиков и др., 2021а) и здесь не повторяются. Корреляция с разрезом Аксу-Дере проведена по подошве зоны *Bolivinoidea pustulata* и кровле зоны *Pseudogavelinella clementiana clementiana* по бентосным фораминиферам (БФ), а корреляция с разрезом Кудрино-1 — опосредованно через разрез Аксу-Дере (рис. 3). По литологическим признакам и в условиях существующей обнаженности другими методами надстроить разрезы не удастся. Между разрезами Кудрино-1 и Кудрино-2 имеется перерыв в обнаженности, мощность которого оценивается в 57 м (см. раздел “Магнитостратиграфия”). На основе корреляции индексация верхней пачки разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 изменена

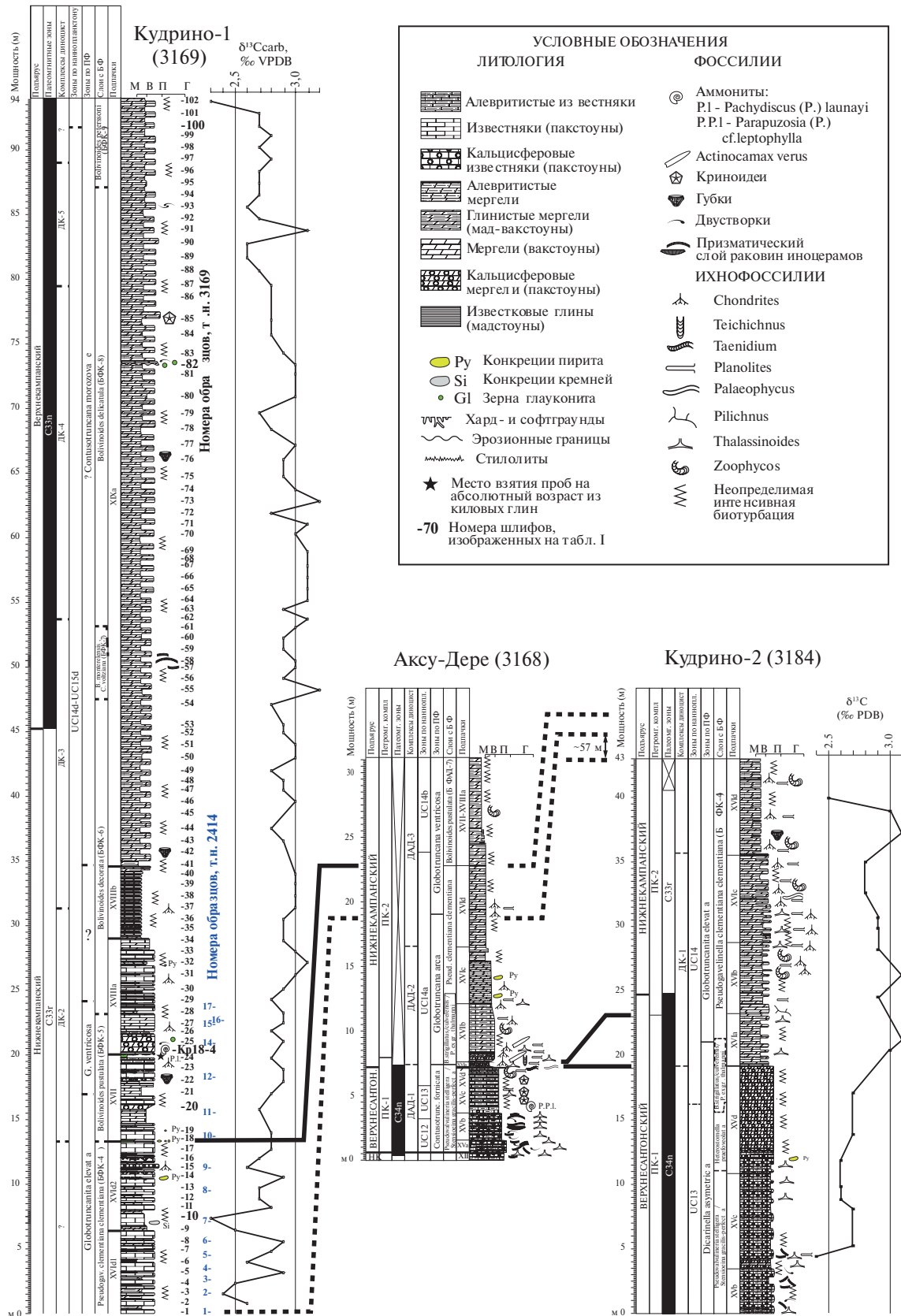


Рис. 3. Корреляция нижнекампанских отложений в районе с. Кудрино и оврага Аксу-Дере (по Гужиков и др., 2020, 2021a, 2021b). В скобках у названий разрезов — номера точек.

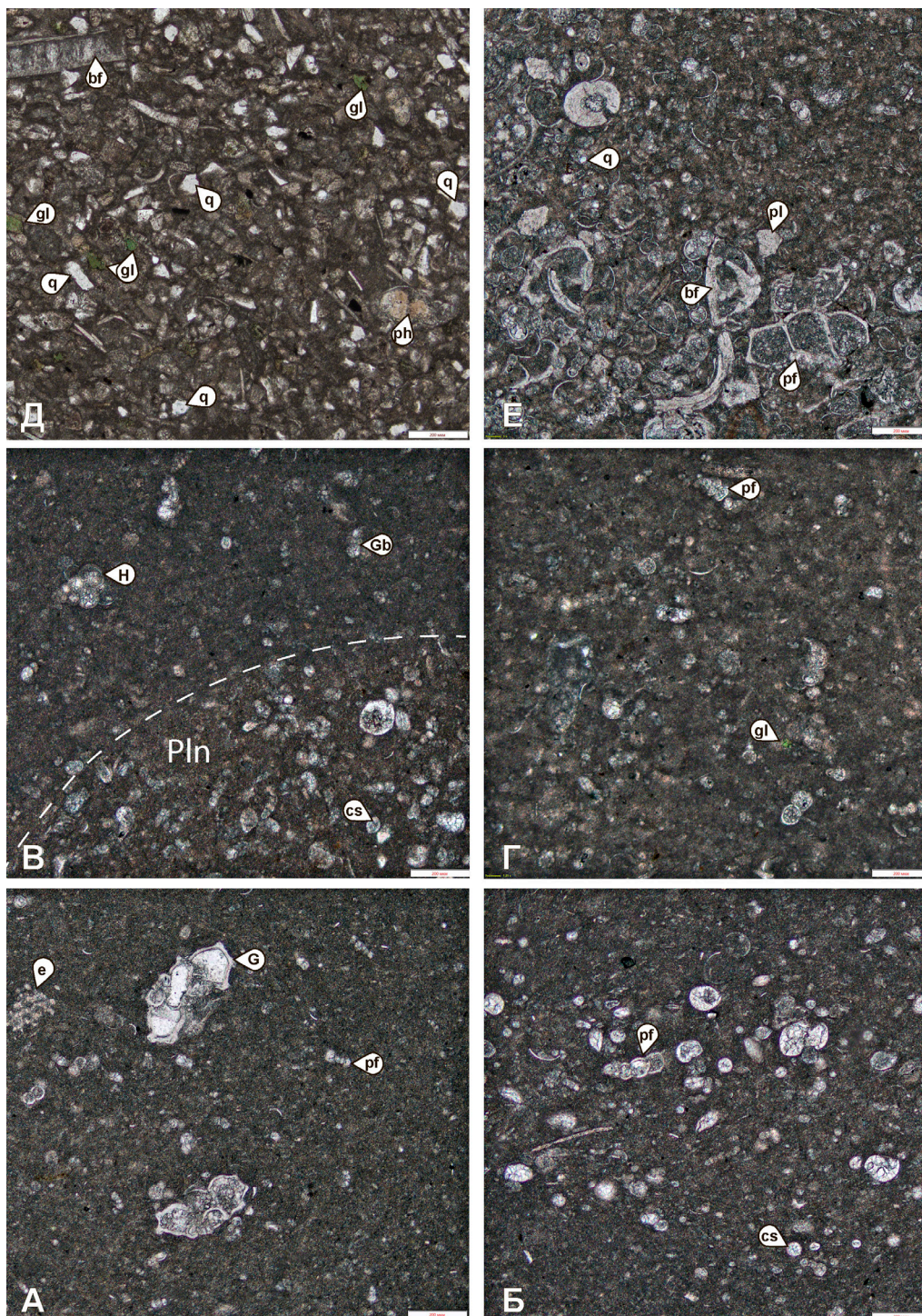


Таблица 1. Петрографическая характеристика разреза.

(а) — обр. 3169/10, фораминиферовый вакстоун, подпачка XVIд2; (б) — обр. 3169/20, фораминиферо-кальцисферовый пак-вакстоун, пачка XVII; (в) — обр. 3169/30, кальцисферово-фораминиферовый вакстоун, пачка XVIIIа, краевая часть норы *Planolites* isp. (*PIn*); (г) — обр. Кр18–4, фораминиферовый вакстоун, основание пачки XVIIIа, в месте находки аммонита; (д) — обр. 3169/82, алевролитистый биокластовый пакстоун с зернами глауконита и фосфатизированными фораминиферами, средняя часть подпачки XIXа; (е) — обр. 3169/100, фораминиферовый пакстоун — фрагмент копrolита (?) в фораминиферовом вакстоуне, верхняя часть подпачки XIXа. Сокращения: биокласты: б — двустворки; е — иглокожие, фораминиферы: bf — бентосные, pf — планктонные; G — глоботрунканы, Gb — глобигерины, H — гетерохелициды; cs — кальцисферы, rh — фосфатизированные фораминиферы; pl — фрагменты призматического слоя раковин иноцерамов; другие зерна: q — кварц; gl — глауконит. Все фото сделаны в неполяризованном свете на микроскопе Olympus-BX43 камерой Olympus-DP71 ЦКП МГУ. Масштабная линейка 200 мкм.

по сравнению с таковой в (Гужиков и др., 2021а, 2021б). Выходы пород в заброшенном карьере дублируют основной разрез Кудрино-1 и легко с ним сопоставляются по наиболее мощному прослою килевых глин, поэтому описание этого обнажения отдельно не приводится. Изученный разрез представлен следующей последовательностью (снизу вверх, рис. 3):

Подпачка XVIд1 (надстраивает подпачку XVIд: см. Гужиков и др., 2021а). Светло-серые и зеленоватые глинистые мергели (0.1–0.6 м), чередующиеся с более глинистыми мергелями и известковыми глинами (0.1–0.15 м). Мощности всех прослоев несколько возрастают вверх по разрезу. В шлифах породы представлены фораминиферовыми вакстоунами. В подпачке встречаются редкие остатки губок и ихнофоссилии *Planolites isp.*, *Chondrites ispp.*, *Zoophycos isp.*, редкие *Thalassinoides isp.* Видимая мощность 6.4 м.

Подпачка XVIд2. Чередование биотурбированных мергелей (0.3–0.6 м) и глинистых мергелей (0.15–0.25 м) с редкими прослоями известковых глин. Подпачка начинается с мощного (~1 м) слоя фораминиферовых вакстоунов (табл. I, фиг. а), содержащего в средней части удлиненные конкреции светло-серых кремней (до 0.15 × 0.25 м). В кровле расположен мощный (0.7 м) прослой глинистых известняков, образующих небольшой карниз, ниже которого наблюдается несколько поверхностей твердого дна (ТД) и горизонт выветрелых пиритовых конкреций. В пачке встречены норы *Thalassinoides isp.* и *Chondrites isp.* Мощность 6.9 м, а полная мощность пачки XVI, с учетом пропуска, составляет, предположительно, около 77–80 м.

Пачка XVII. Чередование глин, зеленоватых килевых (бентонитовых) глин и светло-серых мергелей, микроскопически представленных фораминиферо-кальцисферовыми пак-вакстоунами и мадстоунами (табл. I, фиг. б). Пачка начинается тонким (0.1 м) прослоем кила с мелкими лимонитизированными конкрециями пирита, а завершается мощным (0.3–0.4 м) прослоем кила, который разрабатывался в ныне заброшенном карьере. Кровля этого прослоя несет следы размыва. В верхней части подпачки присутствует несколько поверхностей ТД, а в мергелях встречены остатки губок и биотурбации *Chondrites isp.* Мощность 6.7 м.

Пачка XVIII. Пачка разделена на две подпачки.

Подпачка XVIIIа. Глинистые известняки и мергели с тонкими (0.02–0.05 м) прослоями серых глин или сильноглинистых мергелей. В основании расположено два мощных (~1 м) прослоя фораминиферовых вакстоунов с единичными зернами глауконита (табл. I, фиг. г), в нижнем из которых найден *Pachydiscus (Pachydiscus) laupaui (De Grossouvre)* (табл. II, фиг. 3; Барабошкин, 2023). Выше по разрезу мощность известняков уменьшается, они представлены

кальцисферово-фораминиферовыми вакстоунами (табл. I, фиг. в). В отвалах карьера из пород данной подпачки собран богатый комплекс ихнофоссилий: *Zoophycos villae Massalongo*, *Chondrites caespitosus (Fisch.-Oost.)*, *Palaeophycus tubularis Hall*, *P. heberti (de Saporta)* (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а), *Planolites isp.*, *Chondrites isp.* Здесь же найдены *Sphaeroceramus cf. sarumensis (Woods)* (табл. II, фиг. 4) и *Cataceramus sp. ex gr. C. dariensis (Dobrov et Pavlova)* (табл. II, фиг. 5). Мощность 9 м.

Подпачка XVIIIб. Тонкоритмичное чередование (0.15–0.2 м) биотурбированных мергелей и рыхлых глинистых мергелей (0.05 м) с норками *Chondrites*. Мощность подпачки 6 м, а всей пачки XVIII — 15 м.

Пачка XIX. В пачке выделяется несколько подпачек, из которых в изученном разрезе присутствует только нижняя.

Подпачка XIXа. Толсторитмичное чередование (0.25–0.3 м) биотурбированных и рыхлых глинистых мергелей примерно равной мощности с норками *Chondrites*. Микроскопически это фораминиферовые мад-вакстоуны, иногда с включениями фораминиферовых пакстоунов (с полуманскими раковинами бентосных и планктонных фораминифер), представляющих собой, вероятно, копролиты, с фрагментами призматического слоя раковин иноцерамов, криноидей и единичными алевритовыми зернами кварца (табл. I, фиг. е). Часто наблюдается замещение раковин фораминифер кремнеземом. Микроскопически проба 3169/82 представляет собой алевритистый биокластовый пакстоун с фрагментами фораминифер, двустворок, небольшими (0.05–0.07 мм) сферическими образованиями, сложенными тонкокристаллическим карбонатом (возможно, продукт замещения кальцисфер, камер фораминифер и радиолярий), неопределимыми биокластами, фосфатизированными фораминиферами, зернами глауконита и сравнительно многочисленными алевритовыми зернами кварца (табл. I, фиг. д). Последнее указывает на наличие небольшого перерыва, в разрезе визуальнo не определяемого. В подпачке встречены остатки двустворчатых моллюсков *Spondylus sp. indet.*, а в осыпи вблизи кровли найдены фрагменты ростров *Belemnitella sp. indet.* Видимая мощность 29 м.

Верхняя часть этой подпачки мощностью около 11 м обнажена в 350 м западнее, на соседнем водоразделе (разрез Кудрино-3), где она надстраивается неправильно-плитчатой **подпачкой XIXб** глинистых известняков, на нижних 6 метрах которой в осыпи встречены ростры *Belemnitella mucronata (v. Schlotheim)* (табл. II, фиг. 1, 2). Таким образом, общая мощность **подпачки XIXа** в районе Кудрино составляет около 40 м.

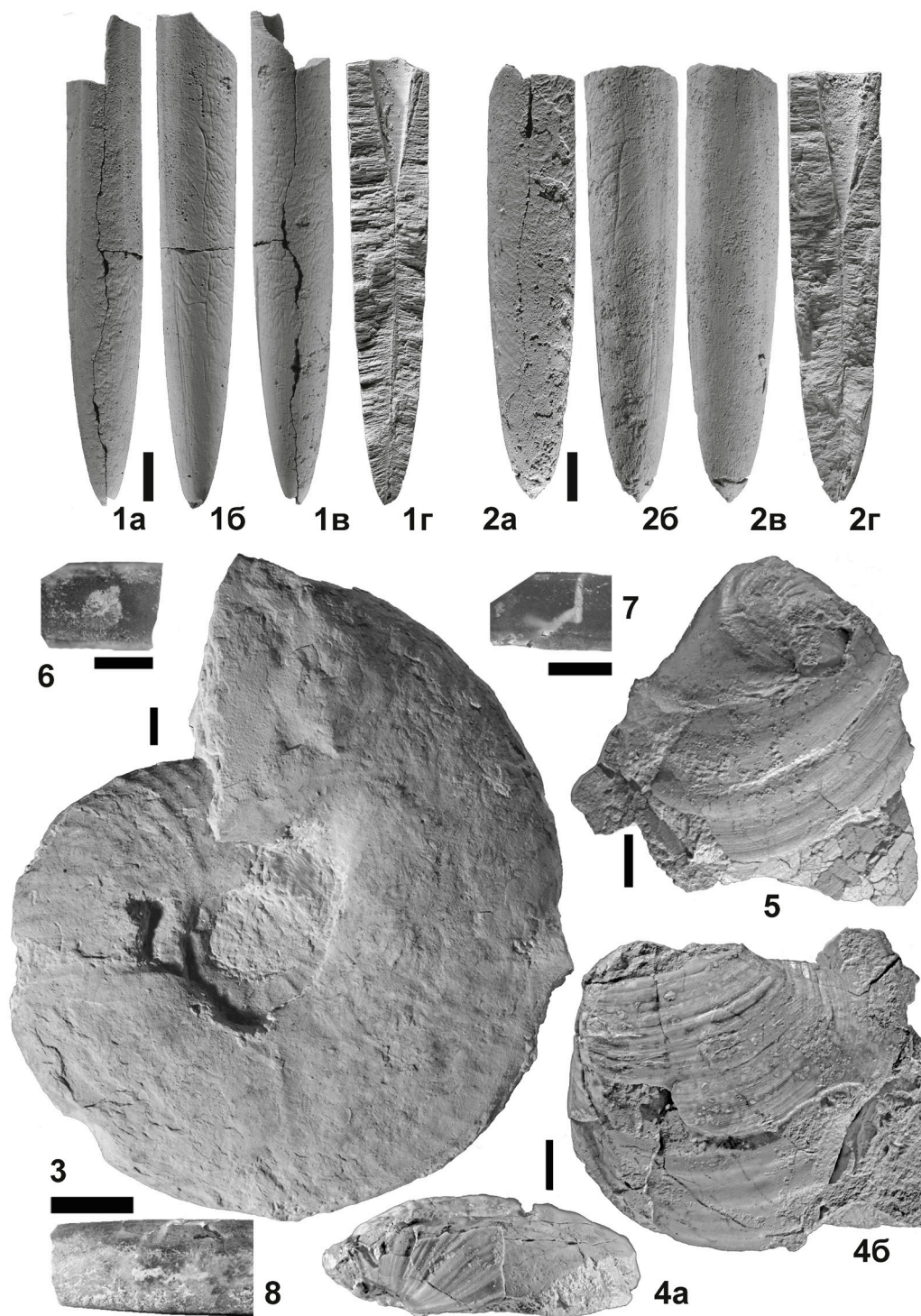


Таблица II. Находки макрофауны и следы биоэрозии.

1, 2 — *Belemnitella mucronata* (v. Schlotheim): 1 — экз. МЗ МГУ № 149-4, 2 — экз. МЗ МГУ № 149-5; а — вид со спинной стороны, б — вид сбоку, в-вид с брюшной стороны, г — вид спинно-брюшного раскола; 3 — *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *launayi* (De Grossouvre), экз. № МЗ МГУ 149-1, сбоку; 4 — *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (Woods, 1912), экз. МЗ МГУ № 149-2: а — правая створка, б — ее вид со стороны переднего края; 5 — *Cataceramus* sp. ex gr. *dariensis* (Dobrov et Pavlova), экз. МЗ МГУ № 149-3, сверху; 6 — *Dendrina dendrina* (Morris, 1851) на ростре *Belemnitella mucronata*, экз. МЗ МГУ № 149-4; 7 — *Talpina ramosa* von Hagenow, 1840 на ростре *Belemnitella* sp., экз. МЗ МГУ № 149-6; 8 — *Calcideletrix flexuosa* Mägdefrau, 1937, экз. МЗ МГУ № 149-6. Находки происходят из осыпи на подпачках XVIIc (фиг. 1, 2, 6–8, верхний кампан, разрез Кудрино-3) и XVIIIa (фиг. 3–5, нижний кампан, разрез Кудрино-1).

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Петрографическая характеристика

Микроскопическое строение пород и смена комплексов ихнофоссилий (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а) подтверждают общую тенденцию углубления бассейна в первой половине кампана (Алексеев, 1989; Alekseev, Koraeovich, 1997 и др.). Как было показано при изучении разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а), состав пород основания кампана отвечает стандартной микрофауны 3 “пелагический мад-, вак-, пакстоун с планктонными микрофоссилиями”, характеризующей бассейновые фации или глубокий шельф (Flügel, 2010). Вместе с тем наблюдается отчетливый тренд от фораминиферовых пакстоунов подошвы кампана к вак-мадстоунам более высокой части разреза. При этом сравнительно богатые комплексы фораминифер вверх сменяются обедненными комплексами с редкими глобигериноподобными формами; сами раковины уменьшаются в размерах, а часть из них замещается кремнеземом. Этот тренд в целом отражен и в разрезе Кудрино-1, где преобладают фораминиферовые вакстоуны. В нижней части разреза местами зафиксировано значительное количество кальцифер (подпачка XVII; табл. I, фиг. б), указывающих на стрессовые условия в водной массе. Отдельные уровни, связанные с небольшими перерывами, содержат единичные зерна глауконита (основание подпачки XVIIIа; табл. I, фиг. г). Мелкоалевритовые зерна кварца, предположительно имеющие эоловое происхождение, крайне редки (подпачка XIXа; табл. I, фиг. е). Названные признаки однозначно указывают на углубление бассейна и развитие условий глубокого шельфа с глинисто-карбонатным осадконакоплением. В интервале образцов 3169/85–3169/90 фиксируются признаки некоторого обмеления: увеличивается насыщенность пород крупными биокластами, в том числе раковинами бентосных фораминифер и фрагментами скелета иглокожих.

Специфичной чертой изученного интервала кудринской свиты является присутствие кировых глин (подпачка XVII), образование которых происходило в условиях подводного выветривания прослоев вулканических пеплов андезитового состава (Лебединский и др., 1974). Их формирование связывалось В.И. Лебединским с вулканизмом, имевшим место в Равнинном Крыму, однако позже был установлен позднеальбский возраст вулканов Каркинитского прогиба, и в настоящее время появление кировых глин объясняется привносом вулканического материала из расположенных южнее Понтид (Никишин и др., 2013). Если последнее верно, то источники пеплов, переносившихся ветром, располагались на расстоянии не менее 400–600 км к югу от района исследований.

Ихнологическая характеристика

Ихнофоссилии были кратко описаны и изображены ранее (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а). В заброшенном карьере (пачка XVII–подпачка XVIIIа) встречены *Zoophycos villae* Massalongo, *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.), *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.), *Palaeophycus tubularis* Hall, *P. heberti* (de Saporta), а в основном разрезе установлены *Thalassinoides suevicus* (Reith), *Chondrites* isp., *Planolites* isp. Этот ихнокомплекс характеризует ихнофауна *Zoophycos* (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а), сменяющую относительно мелководную ихнофауна *Cruziana* верхнего сантона, что, вместе с изменением петрографического состава пород, указывает на трансгрессивный тренд и углубление бассейна.

*Биостратиграфическая характеристика**Макрофауна*

Макрофаунистических остатков в изученном интервале встречено крайне мало.

В заброшенном карьере в 20 см над верхним кировым прослоем найден раннекампанский аммонит *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *launayi* (De Grossouvre) (рис. 2б), а в мергелях вскрыши карьера (3–4 м выше кирового прослоя, подпачка XVIIIа) встречены иноцерамиды: раннекампанские *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (Woods) и *Cataceramus* sp. ex gr. *C. dariensis* (Dobrov et Pavlova) (табл. II, фиг. 4, 5). Эти находки уточняют существующие датировки по планктонным (Коравич, Vishnevskaya, 2016) и бентосным (настоящая статья) фораминиферам о стратиграфическом положении кировых глин и подпачки XVIIIа.

Pachydiscus (*Pachydiscus*) *launayi* (табл. II, фиг. 3; Барабошкин, 2023) представлен ядром крупного фрагмента диаметром 170 мм с самым началом жилой камеры, сильно и несколько асимметрично сплюснутым с боков. Несмотря на такую сохранность, видовые признаки вполне отчетливы, и поэтому экземпляр определен не в открытой номенклатуре.

Вид *P. (P.) launayi* характеризует нижний кампан, о чем свидетельствуют его находки в разрезах на территориях Западной Европы, Аравийского полуострова и Мадагаскара. Сведения о его присутствии в кампане Кавказа и Русской плиты представляются проблематичными по причине плохой сохранности материала (Барабошкин, 2023).

Находки *P. (P.) cf. launayi* уже указывались в Крыму из Куйбышевского района (р. Бельбек) из “неяснослоистых мергелей” с *Belemnitella mucronata* и из Бахчисарайского района (Михайлов, 1951, с. 61), но без изображения. Поэтому о степени достоверности этих определений судить сложно.

Иноцерамид *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (табл. II, фиг. 4) представлен деформированной правой створкой с сохранившимся раковинным слоем. Вид *S. sarumensis* является индексом иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* нижнего кампана (а при трехчленном делении — верхней части нижне-нижней части среднего кампана) (Walaszczyk, 1997). Он распространен в разрезах кампана Западной Европы, Северного Кавказа и Северной Америки (Walaszczyk et al., 2001).

Cataceramus sp. ex gr. *C. dariensis* (табл. II, фиг. 5) представлен ядром правой створки с фрагментами раковинного слоя. Макушечная область характеризуется коленообразным ростом и вращением по часовой стрелке, что отличает данный экземпляр от типичного представителя. Вид *C. dariensis* является индексом той же самой иноцерамовой зоны, что и в предыдущем случае: *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis*, и имеет аналогичное стратиграфическое распространение (Walaszczyk, 1997).

Таким образом, находки *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* и *Cataceramus* sp. ex gr. *C. dariensis* характеризуют зону *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis*, в кровле которой проводится граница нижнего и верхнего кампана (Walaszczyk et al., 2016). Зона коррелируется с двумя фораминиферовыми зонами *Bolivinoidea granulatus* [= *B. pustulata*]–*Stensioeina gracilis* и *Bolivinoidea decoratus* (Walaszczyk et al., 2016), аналоги которых установлены и в рассматриваемом разрезе (см. ниже), или с интервалом между серединой зоны *Offaster pilula* (середина нижнего кампана) и зоной *Goniotethis quadrata gracilis*/*Belemnitella mucronata* (верхняя часть нижнего кампана) (Jagt et al., 2004). К сожалению, мы не знаем точного положения указанных экземпляров в разрезе, но даже если бы знали, то все равно было бы невозможно наметить положение кровли названной иноцерамовой зоны и надежно зафиксировать границу нижнего и верхнего кампана.

Остальные макрофоссилии из разреза Кудрино-1 характеризуют широкий стратиграфический интервал и не уточняют возраста отложений, однако в близкорасположенном разрезе Кудрино-3 найдены белемниты.

Существенными для биостратиграфии являются ростры *Belemnitella mucronata* (v. Schlotheim), встреченные в нижних 6 метрах подпачки XIXb соседнего разреза Кудрино-3 (табл. II, фиг. 1, 2). Это ростры среднего размера (постальвеолярное расстояние 55 мм (экз. 149/4) и 49.2 мм (экз. 149/5), коэффициент удлинения 3.9 (экз. 149/4) и 3.05 (экз. 149/5)); индекс Шатского 12 мм (экз. 149/4) и 8 мм (экз. 149/5); шелевой угол 10 (экз. 149/4) и 13 (экз. 149/5) (с терминологией можно ознакомиться в (Москвин, 1959; Аркадьев, Богданова, 1997)). На выветрелой поверхности ростров

видны слаборельефные отпечатки сосудов. Ввиду ограниченного количества экземпляров определить подвид затруднительно. Тем не менее эти находки имеют важное значение, поскольку вид *B. mucronata* является зональным для нижней части верхнего кампана Западной Европы (Keutgen, 2011).

Похожие ростры описаны из верхнекампанских отложений долины р. Бельбек как *Belemnitella mucronata senior* (Nowak) (определения Г.Я. Крымгольца в Аркадьев, Богданова, 1997). Этот подвид в свое время был включен в синониму вида *Belemnitella mucronata* s. str. (Christensen, 1986). Хотя с таким объединением не был согласен Д.П. Найдин, в его списках белемнитов из крымских разрезов подвид *B. mucronata senior* не фигурирует (Йолкичев, Найдин, 1999), в отличие от *B. mucronata mucronata*. Найденные нами ростры *Belemnitella mucronata* происходят из нижней части верхнего кампана, что вполне соответствует представлениям Д.П. Найдина (Йолкичев, Найдин, 1999).

Все ростры белемнитов покрыты сверлениями разной интенсивности, интерпретируемыми как каналы, образованные (?) водорослями или фораминиферами *Dendrina* (Morris) (табл. II, фиг. 6), (?) форонидами *Talpina ramosa* von Hagenow (табл. II, фиг. 7), (?) грибами или губками *Calcidoletrix flexuosa* Mägdefrau (табл. II, фиг. 8). Примечательно, что *Dendrina* характеризуют условия слабой или отсутствующей освещенности (Bromley, 2004). Факт того, что сверления покрывают всю поверхность некоторых ростров, указывает на продолжительное нахождение последних на поверхности дна и, видимо, снижение темпов седиментации в интервале, соответствующем подпачке XIXb.

Фораминиферы

Сведения о бентосных фораминиферах для разреза Кудрино-1 (т.н. 3169) публикуются впервые. Данные по планктонным фораминиферам были получены Л.Ф. Копаевич (МГУ) по отобранным нами 17 образцам из нижних 24 м разреза (т.н. 2414) и опубликованы в (Копаевич, Хотылев, 2014; Кораевич, Vishnevskaya, 2016); они и положены в основу написания соответствующего раздела с некоторыми изменениями и дополнениями. Необходимо обратить внимание, что положение образцов точки 2414 (рис. 3, 4) уточнено по сравнению с приведенным в работе (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Планктонные фораминиферы (ПФ). Пограничные отложения нижнего и верхнего кампана в Крыму еще недостаточно изучены на предмет распространения ПФ, поэтому существуют разные точки зрения на зональную биостратиграфию по ПФ в данном интервале. В качестве основы зональной последовательности мы приняли “стандартную”

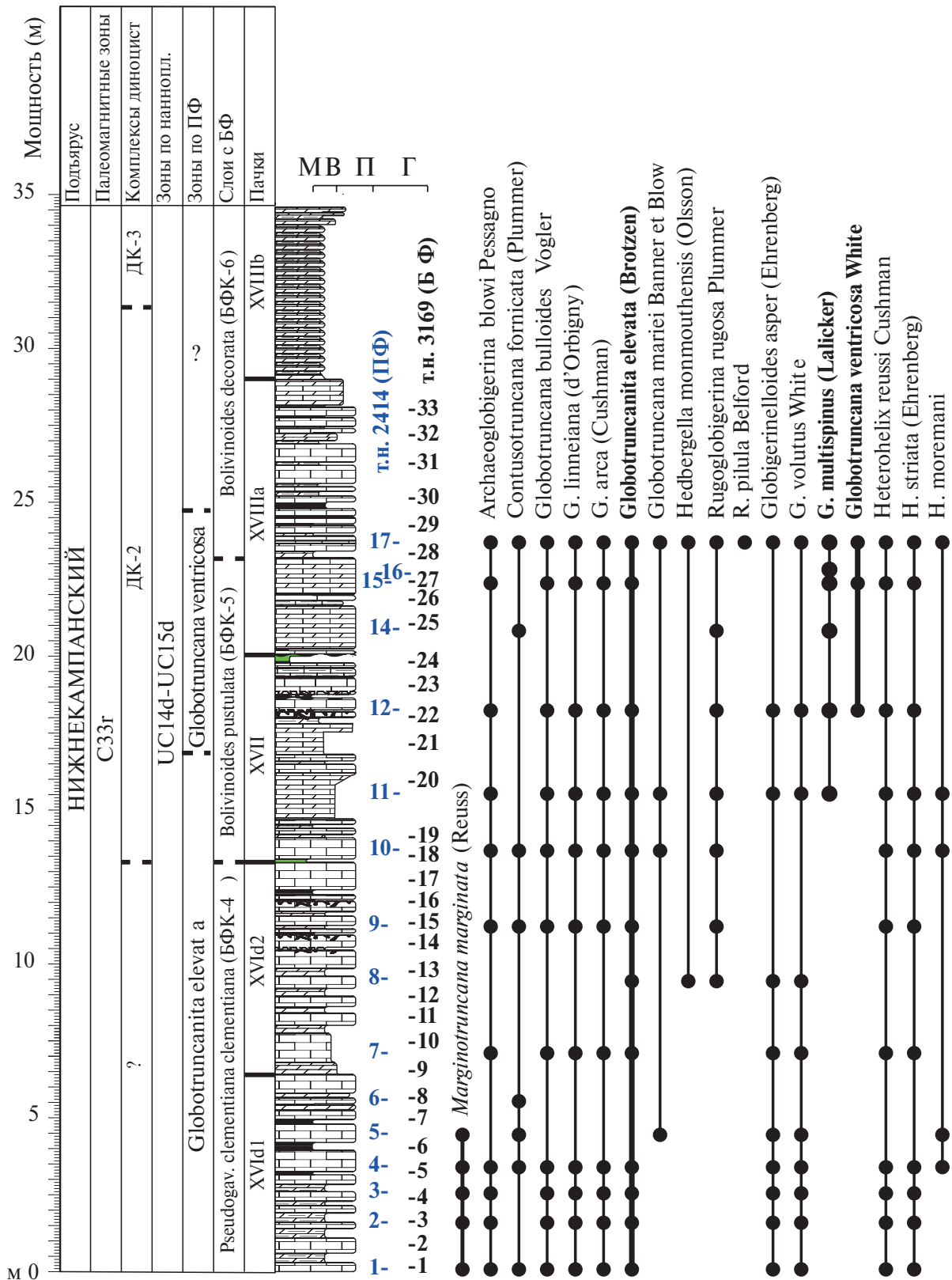


Рис. 4. Распределение планктонных фораминифер в изученном разрезе, точка наблюдения 2414 (2002 г.) (по Коравич, Vishnevskaya, 2016, с изменениями и скорректированным положением образцов). Условные обозначения см. на рис. 1.

средиземноморскую шкалу (Robaszynski, Caron, 1995), дополнив ее данными по крымским разрезам, о чем сказано ниже.

На основе многолетних исследований Н.И. Маслакова (1977) установила в кампане Крыма две зоны: *Globotruncanita elevata* в нижнем кампане и *Globotruncana morozovae* в верхнем. Зона *Globotruncanita elevata* выделялась по виду-индексу, “распространенному в данной зоне и известному в вышележащих отложениях”, а зона *Globotruncana morozovae* — по виду-индексу, “распространение которого, соответствующее стадиям становления и расцвета его, ограничивалось данной зоной” (т.е. появлялся он раньше) (Маслакова, 1977, с. 87).

А.С. Алексеев (1989), вслед Н.И. Маслаковой (1977), отнес пачки XVI–XVIII нижнего кампана к зоне *Globotruncanita elevata*, а пачку XIX верхнего кампана — к зоне *Globotruncana morozovae* (= *Contusotruncana morozovae* (Vasilenko) в современной номенклатуре).

Л.Ф. Копаевич (2010) выделяла в кампане Крымско-Кавказского региона зону частичного распространения *Globotruncanita elevata* в нижнем кампане и две интервал-зоны в верхнем кампане: *Globigerinelloides multispinus* и *Contusotruncana morozovae*.

Подошва зоны *G. elevata* фиксируется Л.Ф. Копаевич по присутствию зонального вида (без *Dicarinella asymetrica* (Sigal)) и по появлению *Globotruncana arca* (Cushman). Сам же вид *Globotruncanita elevata* (Brotzen) появляется несколько раньше и распространен совместно с последними *D. asymetrica*. Первые *G. elevata* в разрезе Кудрино-2 встречены совместно с *G. arca* в интервале образцов 3184/20–3184/40 (середина подпачки XVIa3–подпачка XVId) (Гужиков и др., 2021a), а в разрезе Аксу-Дере (т.н. 3168) вид-индекс не встречен, и зона *Globotruncana arca*/*Globotruncanita elevata* установлена по распространению вида *G. arca*. В разрезе Кудрино-1 нами выделяется зона ***Globotruncanita elevata*** (пробы 2414/1–2414/11, подпачка XVId1–нижняя половина пачки XVII; рис. 4). Подошва зоны в данном разрезе неизвестна, но, возможно, должна быть намечена по образцу 3184/40 в разрезе Кудрино-2 (см. выше). Кровля устанавливается по появлению *Globotruncana ventricosa* (см. ниже).

Подошва зон *Globigerinelloides multispinus* и *Contusotruncana morozovae* проводится Л.Ф. Копаевич по появлению зональных видов, хотя сами виды-индексы встречаются и в более молодых отложениях. В оригинальной трактовке в разрезах р. Висла (Польша) подошва зоны *G. multispinus* определяется появлением самого вида-индекса с основания верхнего кампана, а кровля — появлением раннемаастрихтского вида-индекса *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann (Peryt, 1980).

Зона *G. multispinus* помещена Л.Ф. Копаевич (2010) в зональную последовательность взамен зоны *Globotruncana ventricosa* (авторы — Robaszynski, Caron, 1995) на том основании, что последний вид-индекс не обладает хорошо выраженными морфологическими признаками и его появление является диахронным в различных регионах (Petritto et al., 2011). Уровень появления *Globigerinelloides multispinus* (Lalicker) установлен в разрезе Кудрино-1, где он приходится на середину пачки XVII (обр. 2414/11; Копаевич, Vishnevskaya, 2016) нижнего кампана, а вот точный уровень появления *Contusotruncana morozovae* и вертикальное распространение *G. multispinus* в разрезах Кудрино–Аксу-Дере остаются недостаточно изученными. Стоит подчеркнуть, что вид *G. multispinus* появляется здесь в нижнем, а не в верхнем кампане. Этот же вид зафиксирован в одном образце разреза Алан-Кыр, в зоне *Globotruncanella havanensis* верхнего кампана (Ovechkina et al., 2021). Отсюда очевидно, что стратиграфический объем зоны *G. multispinus* в Крыму (в понимании Л.Ф. Копаевич) хотя точно и не определен, но заведомо отличается от разрезов из стратотипической местности этой зоны в Польше. По этой причине тезис о меньшей диахронности вида *G. multispinus* явно преувеличен.

В верхней части разреза Аксу-Дере (пачка XVII, интервал проб 3168/60–3168/66) выше зоны *Globotruncana arca*/*Globotruncanita elevata* Л.Ф. Копаевич была установлена зона *Globotruncana ventricosa* (в Гужиков и др., 2021a, с. 36), хотя первые находки *G. ventricosa* более древние и происходят из обр. 3168/55. По данным Н.И. Маслаковой (1977), вид *Globotruncana ventricosa* White распространен в Крыму от верхнего сантона до верхнего кампана. Последние исследования сантон-кампанского интервала свидетельствуют о распространении *G. ventricosa* только в кампане Крыма (Ovechkina et al., 2021; Гужиков и др., 2021a), в том числе в разрезе Алан-Кыр, где зона *Globotruncana plummerae*/*Globotruncanita ventricosa*, отнесенная к нижнему кампану, находится внутри интервала прямой полярности C33n (согласно настоящей работе, это уже верхний кампан). В разрезе Алан-Кыр присутствует и *Contusotruncana morozovae*, появляющаяся в 2 м выше подошвы зоны *G. plummerae*/*G. ventricosa*, практически на границе нижнего и верхнего кампана по наннопланктону (Ovechkina et al., 2021).

Из сказанного следует, что *Globotruncana ventricosa* встречается гораздо чаще в крымских разрезах, чем *G. multispinus*, а диахронность ее границ сопоставима с диахронностью границ других фораминиферовых зон. Принимая во внимание, что зона *G. ventricosa* присутствует в стратиграфической шкале верхнего мела Восточно-Европейской платформы (ВЕР) (Олферьев, Алексеев, 2003) и в Общей стратиграфической шкале (Олферьев, Алексеев, 2002), *Globotruncana ventricosa* является

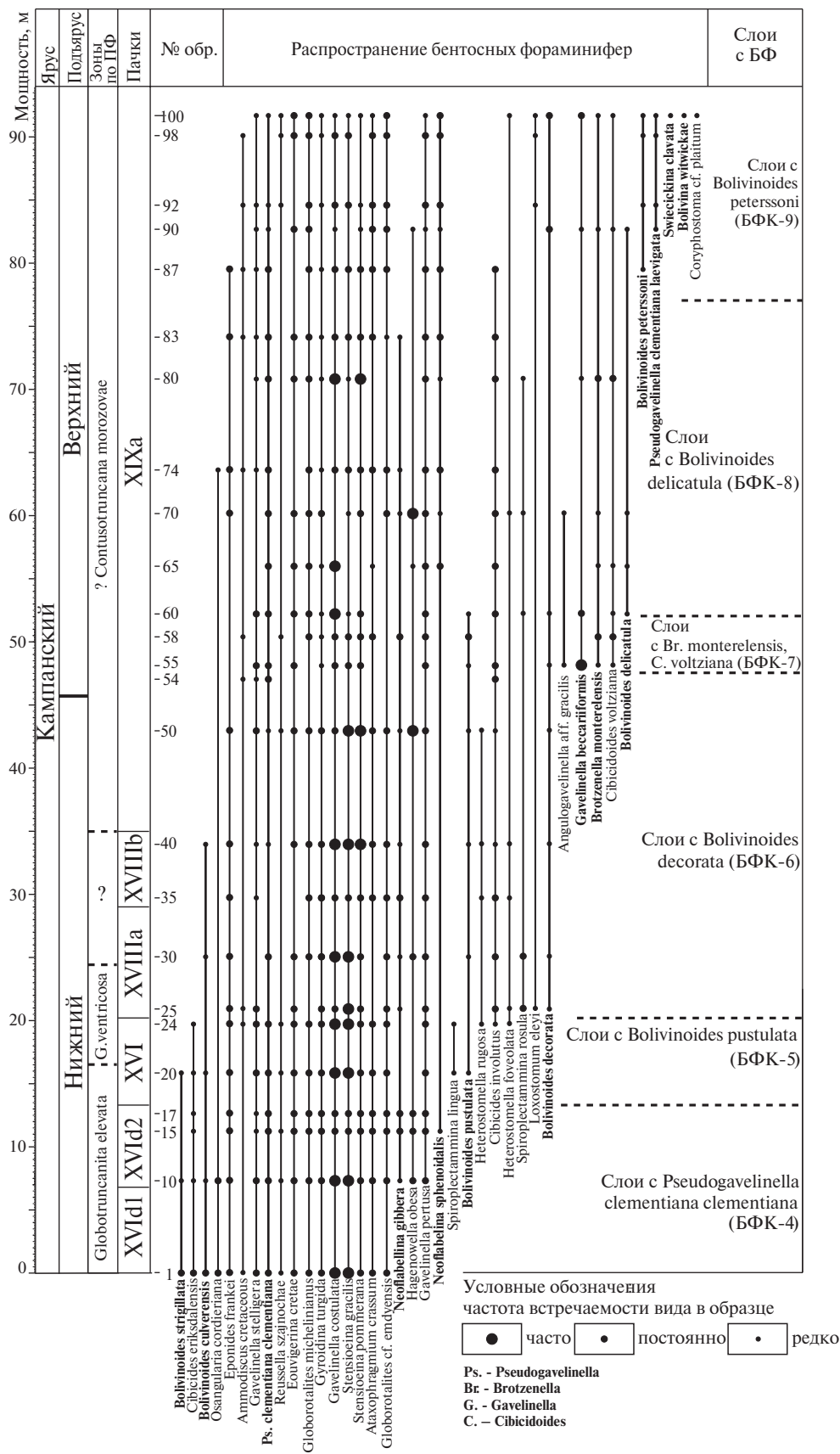


Рис. 5. Распределение видов бентосных фораминифер в разрезе Кудрино-1.

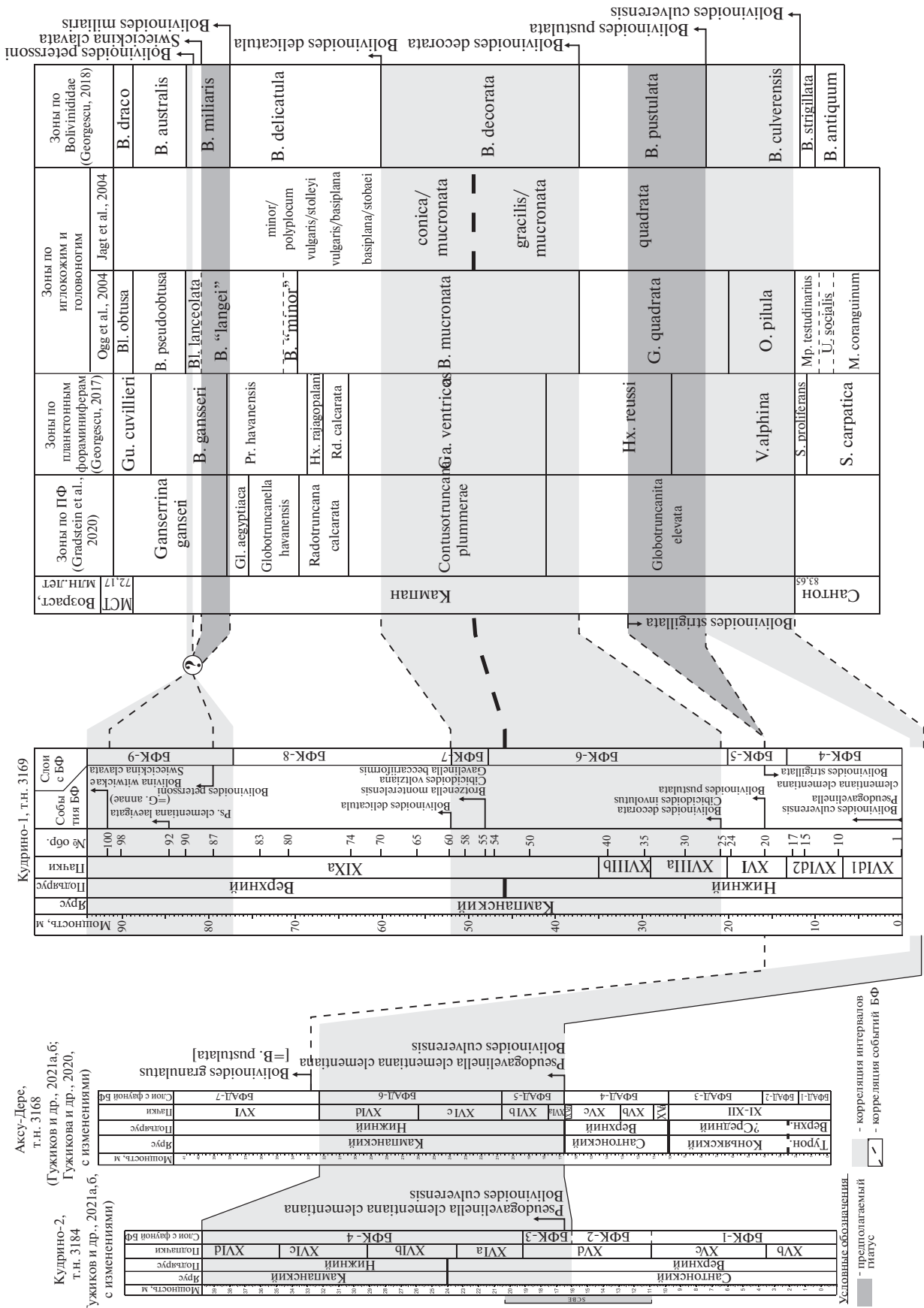


Рис. 6. Схема корреляции биособытий в сообществах бентосных фораминифер в разрезах Кудрино-1, Кудрино-2, Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б) и зональной схемы, составленной на основе распространения представителей семейства Bolvinoidea (Georgescu et al., 2018).

предпочтительным видом-индексом по сравнению с *G. multispinus*, хотя и уступает ей по надежности идентификации. По этим причинам в разрезе Кудрино-1 мы выделяем **зону *Globotruncana ventricosa***, а не зону *G. multispinus* (как в работе Кораевич, Vishnevskaya, 2016). Она устанавливается в интервале образцов 2414/12–2414/17 (верхняя половина пачки XVII–нижняя половина подпачки XVIIIа нижнего кампана) по первому присутствию зональной формы, но, возможно, распространяется и выше.

Комплексы ПФ более высокого интервала верхнего кампана, начинающегося с основания подпачки XIXа, не изучались, и мы, с долей условности, вслед за Н.И. Маслаковой (1977) и А.С. Алексеевым (1989) относим этот интервал к зоне ***Contusotruncana morozovae*** верхнего кампана.

Бентосные фораминиферы (БФ). Раковины бентосных фораминифер разреза Кудрино-1 были выделены из 25 образцов по методике ацетализа с ледяной уксусной кислотой. Изучение морфологии раковин фораминифер и их отбор для коллекции производились с помощью оптического микроскопа Bresser Advance ICD. Фотографии фораминифер получены на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе MIRA 2 LMU фирмы Tescan в Лаборатории диагностики наноматериалов и структур СГУ им. Н.Г. Чернышевского.

Определения производились с использованием базы данных по систематике БФ, представленной на платформе World Register of Marine Species <https://www.marinespecies.org/foraminifera> (Hayward et al., 2022), основанной на работах А. Леблика и Х. Тэппен (Loeblich, Tarran, 1987, 1992). Корреляция биособытий по БФ различных регионов Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) проведена с учетом местных зональных схем (Koch, 1977; King et al., 1989; Hart et al., 1989; Schönfeld, 1990; Gawor-Biedowa, 1992; Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016; Вишневская и др., 2018) и монографического изучения представителей семейства Bolivinoididae Loeblich et Tarran (Georgescu, 2018).

Первые данные о составе сообществ БФ для разреза Кудрино-1 представлены в работах (Никишин и др., 2013; Кораевич, Хотылев, 2014), где в его нижней части были определены *Gavelinella stelligera* (Marie), *G. clementiana* (d'Orb.), *Cibicides voltzianus* (d'Orb.), что позволило этим авторам установить подзону LC14b (Беньямовский, 2008) и предположить среднекампанский возраст вмещающих отложений при трехчленном делении кампана.

В настоящей работе определено 39 видов БФ и на основе их вертикального распространения выделено шесть подразделений в ранге слоев с фауной (рис. 5). Им присвоены индексы БФК (Бентосные Фораминиферы Кудрино), по аналогии

с ранее выделенными индексами подразделений в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а, 2021б), нумерация которых продолжена, а сами разрезы скоррелированы как между собой, так и с разрезом Аксу-Дере (рис. 6). Таким образом, в разрезе Кудрино-1 идентифицированы слои с БФК-4 и БФК-5, установленные ранее, а слои с БФК-6, БФК-7, БФК-8 и БФК-9 предложены впервые. Руководящие формы БФ изображены в табл. III и IV.

Слой с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (БФК-4) установлены в интервале проб 3169/1–3169/10 (подпачки XVIд1–XVIд2) по постоянному присутствию подвида-индекса *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d'Orbigny) и содержанию характерного комплекса из *Hagenowella obesa* (Reuss), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Globorotalites cf. emdyensis* Vassilenko, *Gavelinella costulata* (Marie), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *S. gracilis* (Marsson), *Gyroidina turgida* (Hagenow), *Eponides frankei* Brotzen, *Neoflabellina gibbera* (Wedekind), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), *Cibicides ribbingae* Brotzen, *C. eriksdalensis* (Brotzen), *Eouvigerina cretae* (Ehrenberg), *Bolivinoidea culverensis* Barr, *B. strigillata* (Chapman), *Gavelinella stelligera* (Marie), *Reussella szajnochae* (Grzybowski), единичных *Neoflabellina sphenoidalis* (Wedekind).

Подвид *P. clementiana clementiana* широко распространен в кампане Европейской палеобиогеографической области (ЕПО), однако его первое появление фиксируется как в нижнем кампане (Schönfeld, 1990; Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016), так и в терминальном сантоне (Маслакова, 1959; Gawor-Biedowa, 1992; Magniez-Jannin, 1995). В.Н. Беньямовский в схеме зонального расчленения верхнемеловых отложений ВЕП по бентосным фораминиферам связывает уровень появления *P. clementiana clementiana* с началом “псевдогавелинеллового” этапа развития БФ и сопоставляет это событие с основанием кампанского яруса (Беньямовский, 2008). Предложенная в этой схеме зона *Pseudogavelinella clementiana clementiana* LC12 по результатам корреляции зональных схем ВЕП (Вишневская и др., 2018) отвечает верхней (кампанской) части зоны CC17 по наннопланктону, занимающей в Международной стратиграфической шкале (МСШ) пограничное положение между сантоном и кампаном (Gradstein et al., 2020). В целом, несмотря на дискуссионность уровня первого появления вида-индекса, выявленный в подпачках XVIд1–XVIд2 комплекс БФ позволяет датировать отложения ранним кампаном. Аналогичный комплекс БФ был определен в разрезе Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а) под аббревиатурой БФАД-5, БФАД-6.

Слой с *Bolivinoidea pustulata* (БФК-5) установлены в интервале проб 3169/20–3169/24 (пачка XVII)

Таблица III. Бентосные фораминиферы из разреза Кудрино-1.

1 — *Bolivinooides strigillata* (Chapman), обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-14; 2 — *Bolivinooides strigillata* (Chapman), обр. 3169/10, экз. SSU IPR № 263/3169-10-26; 3 — *Bolivinooides culverensis* Barr, обр. 3169/10, экз. SSU IPR № 263/3169-10-25; 4 — *Bolivinooides pustulata* Reuss, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-15; 5 — *Bolivinooides pustulata* Reuss, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-27; 6 — *Trachelinella watersi* (Cushman), обр. 3169/60, экз. SSU IPR № 263/3169-60-45; 7 — *Bolivinooides decorata* (Jones), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-33; 8 — *Bolivinooides decorata* (Jones), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-41; 9 — *Bolivinooides delicatula* Cushman, обр. 3169/60, экз. SSU IPR № 263/3169-60-46; 10 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/87, экз. SSU IPR № 263/3169-87-96; 11 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/92, экз. SSU IPR № 263/3169-92-93; 12 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-12; 13 — *Swiecickina clavata* (Plotnikova), обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-65; 14 — *Bolivina witwickae* Gawor-Biedowa, обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-67; 15 — *Reussella szajnochae* (Grzybowski), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-24; 16 — *Loxostomum eleyi* (Cushman), обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-16; 17 — *Spiroplectamina lingua* Akimetz, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-28; 18 — *Spiroplectoides rosula* (Ehrenberg), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-29; 19 — *Heterostomella foveolata* (Marsson), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-31; 20 — *Eouvigerina cretae* (Ehrenberg), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-99; 21 — *Neoflabellina sphenoidalis* (Wedekind), обр. 3169/83, экз. SSU IPR № 263/3169-83-78; 22 — *Neoflabellina gibbera* (Wedekind), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-32; 23 — *Spiroplectoides rosula* (Ehrenberg), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-34; 24 — *Hagenowella obesa* (Reuss), обр. 3169/50, экз. SSU IPR № 263/3169-50-38; 25 — *Coryphostoma cf. plaitum* (Carsey), обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-68. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

по первому присутствию вида-индекса *Bolivinooides pustulata* Reuss. В составе комплекса присутствуют единичные *Spiroplectamina lingua* Akimetz, в кровле пачки в обр. 3169/24 встречены *Heterostomella foveolata* (Marsson), *H. rugosa* (d'Orbigny), *Cibicides involutus* (Reuss). В верхней части слоев (пробы 3169/20, 3169/24) отмечается высокое содержание кальцисфер и исчезновение *B. strigillata* и *C. eriksdalensis*.

Первое появление вида *B. pustulata*, который ранее определялся как *B. granulatus* (Hofker) (Гужиков и др., 2021a), фиксируется в средней–верхней частях нижнего кампана ЕПО (Gawor-Biedowa, 1992; Magniez-Jannin, 1995). В разрезах Англии и в Северо-Западной Германии его появление отмечено внутри зоны *Galeola senonensis* (Swiecicki, 1980; Schönfeld, 1990), а в Прикарпатье — в основании иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* (Walaszczyk et al., 2016), аналоги которой присутствуют и в разрезе Кудрино-1 (см. выше). Согласно данным глубоководного бурения (Georgescu, 2018), первое появление *B. pustulata* выявлено в верхней части зоны *Heterohelix reussi*, что соответствует нижней части белемнитовой зоны *Goniotoothis quadrata* (Ogg et al., 2004). Поэтому возраст пачки XVII определен как вторая половина раннего кампана. Ранее аналогичный комплекс БФ был выявлен в разрезе Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021a) с аббревиатурой БФАД-7.

Слой с *Bolivinooides decorata* (БФК-6) установлен в интервале проб 3169/25–3169/54 (подпачка XVIIIa–нижняя часть подпачки XIXa) по первому присутствию вида-индекса *Bolivinooides decorata* (Jones). Здесь состав комплекса БФ обновляется за счет появления *Spiroplectamina rosula* (Ehrenberg), *Heterostomella foveolata*, *H. rugosa*, *Loxostomum eleyi* (Cushman), *Cibicides involutus*. В кровле слоя отмечается исчезновение *Bolivinooides culverensis*.

Первое появление *B. decorata* прослеживается на всей территории ЕПО в нижнем кампана (Koch, 1977; Gawor-Biedowa, 1992) и отражает начало ламино-волошиновелло-цибисидоидесового этапа развития БФ на ВЕП (Беньямовский, 2008). Корреляция с наннопланктонной зональной схемой позволила увязать это событие в пределах ВЕП с верхней частью зоны СС17 (Вишневецкая и др., 2018). Однако присутствие вида *Cibicides involutus* [= *C. aktulagayensis* Vasilenko] дает основания сопоставлять слои БФК-6 с верхней частью зоны LC13 (Беньямовский, 2008), которая коррелируется с зоной СС18 и основанием зоны СС19 по наннопланктону (Вишневецкая и др., 2018).

По данным М. Д. Георгеску (Georgescu, 2018), *B. decorata* появляется в основании белемнитовой зоны *Belemnitella mucronata*, с которой связывали ранее подошву среднего кампана (Ogg et al., 2004). Схожее распространение вида было установлено в Южной Англии (Hart et al., 1989). В то же время в работе И. Валашика с соавторами по Прикарпатью (Walaszczyk et al., 2016) появление *decorata* отмечается ниже зоны “*Inoceramus*” *azerbaydjanensis*–“*Inoceramus*” *vorhelmensis*, которая коррелируется с зоной ‘*Inoceramus*’ *azerbaydjanensis* МСШ (Gradstein et al., 2020), внутри которой проводится граница нижнего и среднего кампана американской шкалы (Gradstein et al., 2012). Поэтому данный интервал предлагается относить к верхней части нижнего кампана.

Слой с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides voltziana* (БФК-7) установлены в интервале проб 3169/55–3169/58 (нижняя часть подпачки XIXa) по одновременному появлению видов-индексов *Brotzenella monterelensis* (Marie), *Cibicides voltziana* (d'Orbigny), что соответствует наступлению бротценеллового этапа развития БФ (Беньямовский, 2008). С этого же уровня отмечается появление и постоянное

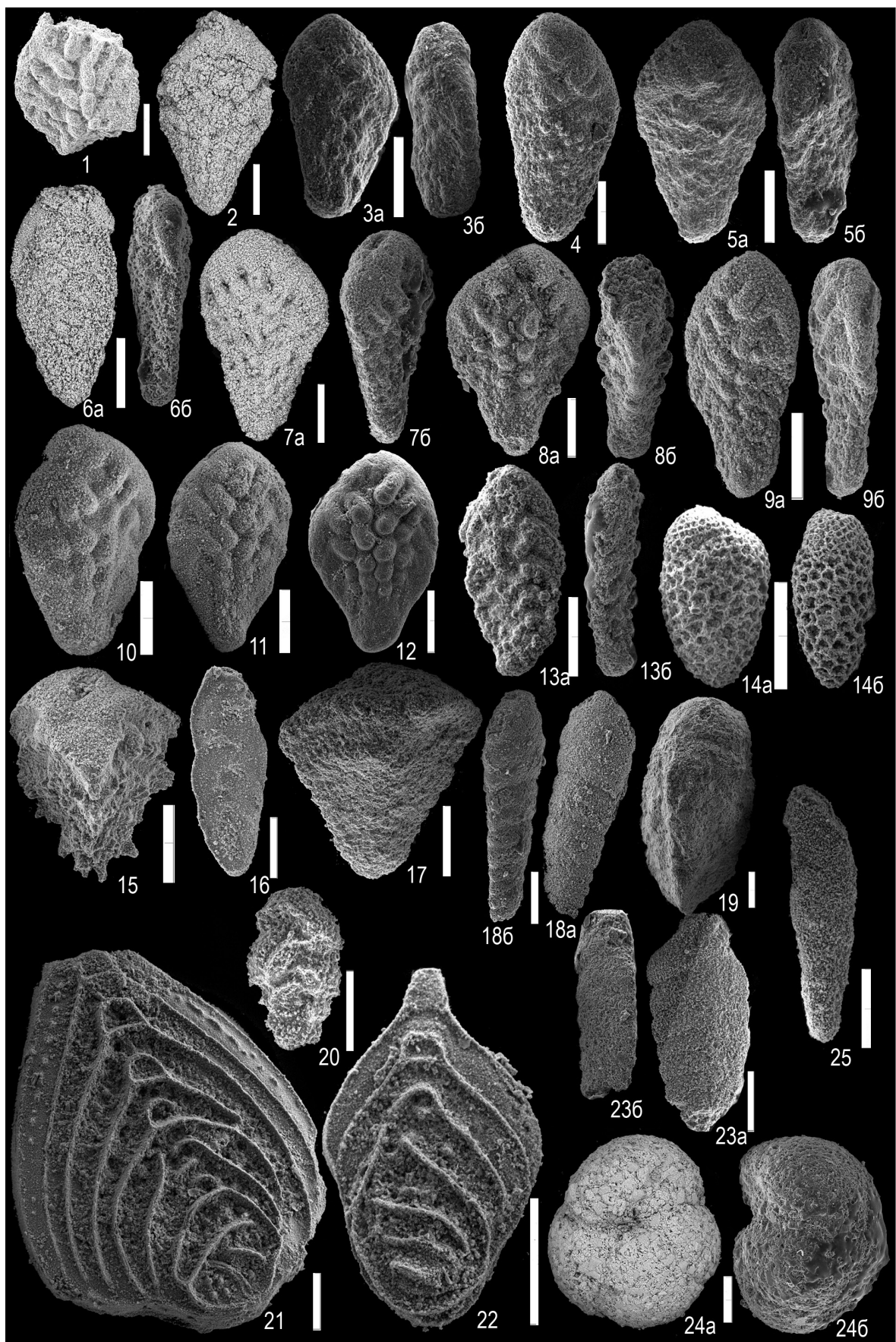


Таблица IV. Бентосные фораминиферы из разреза Кудрино-1.

1 — *Stensioeina pommerana* Brotzen, обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-1; 2 — *Stensioeina gracilis* Brotzen, обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-2; 3 — *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-4; 4 — *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d'Orbigny), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-19; 5 — *Cibicidoides aktulagayensis* Vasilenko, обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-20; 6 — *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen), обр. 3169/24, экз. SSU IPR № 263/3169-24-81; 7 — *Eponides franki* Brotzen, обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-35-76; 8 — *Gavelinella pertusa* (Marsson), обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-50; 9 — *Cibicides veltziana* (d'Orbigny), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-23; 10 — *Brotzenella monterelensis* (Marie), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-86; 11 — *Stensioeina beccariiformis* (White), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-40; 12 — *Stensioeina beccariiformis* (White), обр. 90, экз. SSU IPR № 263/3169-90-60; 13 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-74; 14 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-72; 15 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-73; 16 — *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-42; 17 — *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-53; 18 — *Stensioeina pommerana* Brotzen, обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-89; 19 — *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-52; 20 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), обр. 3169/92, экз. SSU IPR № 263/3169-92-92; 21 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), обр. 3169/90, экз. SSU IPR № 263/3169-90-63; 22 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), экз. SSU IPR № 263/3169-90-63. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

присутствие *Gavelinella beccariiformis* (White) и *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), больше характерного для терминального кампана. В верхней части слоев исчезает *V. pustulata*; продолжают встречаться виды, установленные ниже. Следует отметить, что в отмывках (но не в шлифах) пробы 3169/55 отмечается повышенное содержание кремнистого материала, что связано с частичным или полным замещением камер фораминифер кремнеземом.

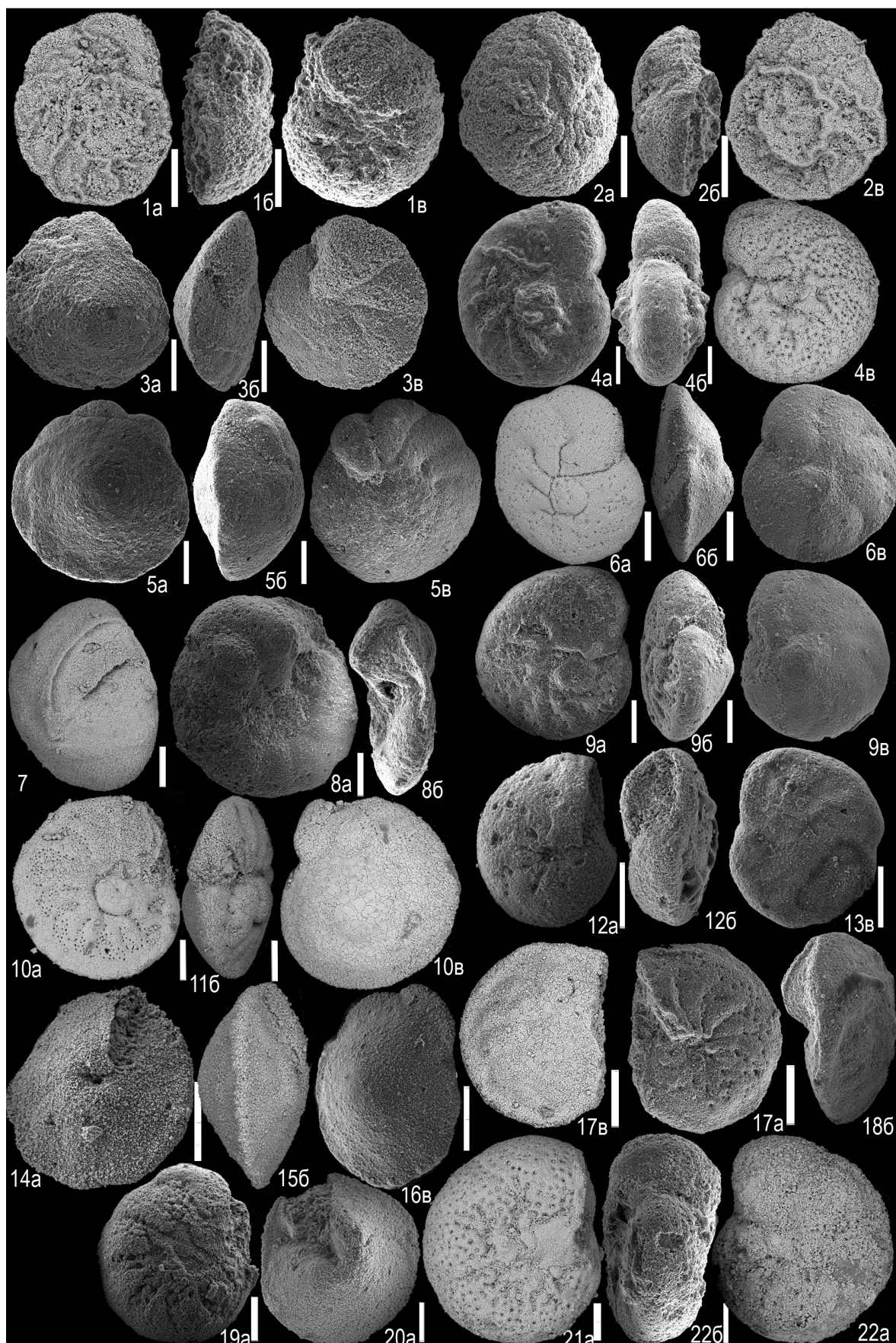
Появление видов *Vr. monterelensis* и *C. veltziana* в зональной схеме В.Н. Беньямовского по БФ для ВЕП (Беньямовский, 2008) указывает на основание как зоны LC14, так и ее верхней подзоны LC14b, положение которой соответствует нижней части верхнего кампана ОСШ (Вишневская и др., 2018). Одновременное появление в разрезе Кудрино-1 этих видов-индексов может указывать на вероятность перерыва в объеме подзоны LC14a, но это нуждается в проверке по другим данным.

Известно, что уровень появления *V. monterelensis* коррелируется с основанием зоны *Hoplitoplanceticeras coesfeldiensis*–*Belemnitella mucronata mucronata*, подошва которой отвечает нижней границе среднего кампана (Кораевич et al., 1999; Беньямовский, Копачевич, 2001; Барабошкин и др., 2013). В Южной Англии подошва зоны *Gavelinella monterelensis*/*G. usakensis* UKB.17 тоже соответствует основанию зоны *V. mucronata* (Hart et al., 1989). Детальное изучение характера распределения белемнитов и иглокожих на границе нижнего и верхнего кампана на юге Польши и севере Германии (Jagt et al., 2004) показало, что основание верхнего кампана (при двучленном делении яруса) находится выше уровня появления *V. mucronata* (рис. 6, 7). И именно к этой границе приурочено совместное появление *C. veltziana* и *Vr. monterelensis* в Прикарпатье (Walaszczuk et al., 2016).

Вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что слои БФК-7 можно относить к основанию верхнего кампана.

Слои с *Bolivinooides delicatula* (БФК-8) выделяются в интервале проб 3169/60–3169/83 (средняя часть подпачки XIXa) по появлению вида-индекса *Bolivinooides delicatula* (Cushman). Выше по разрезу отмечается постоянное присутствие *Neoflabelina suturalis suturalis* (Cushman).

Вид *V. delicatula* в Крыму ранее был описан Н.И. Маслаковой (1959) из маастрихт-датских отложений как *Bolivinooides delicatulus* (Cushman). Согласно результатам ревизии объема и стратиграфического распространения вида (Georgescu, 2018), уровень его появления отвечает верхней части зоны *V. mucronata* (верхняя часть среднего кампана–нижняя часть верхнего кампана). М.Д. Георгеску использует *V. delicatula* в качестве вида-индекса одноименной зоны, верхняя граница которой устанавливается по появлению *Bolivinooides miliaris* Hiltermann et Koch. Последний в разрезе Кудрино-1 не обнаружен, что может указывать на отсутствие в нем верхней части верхнекампанского подъяруса. В Прикарпатье в верхней части среднего кампана (зоны *V. langei* и “*Inoceramus*” *tenuilineatus*) отмечается присутствие *Bolivinooides sidestrandensis* Barr (Walaszczuk et al., 2016), переопределенного как *V. delicatula* (Georgescu, 2018). В изученных разрезах в районе с. Кудрино ростры *Belemnitella mucronata* встречены несколько выше по разрезу. Это заставляет предполагать некоторую диахронность рассматриваемых уровней БФ. В пределах ВЕП В.Н. Беньямовский отмечает характерное присутствие вида *V. delicatula* для зоны LC18 (Беньямовский, 2008), что соответствует верхней части наннопланктонной зоны CC22b (Вишневская и др., 2018), отвечающей верхнему подъярусу кампана (Gradstein et al., 2012). Уровень исчезновения вида *V. pustulata* в основании слоев БФК-8



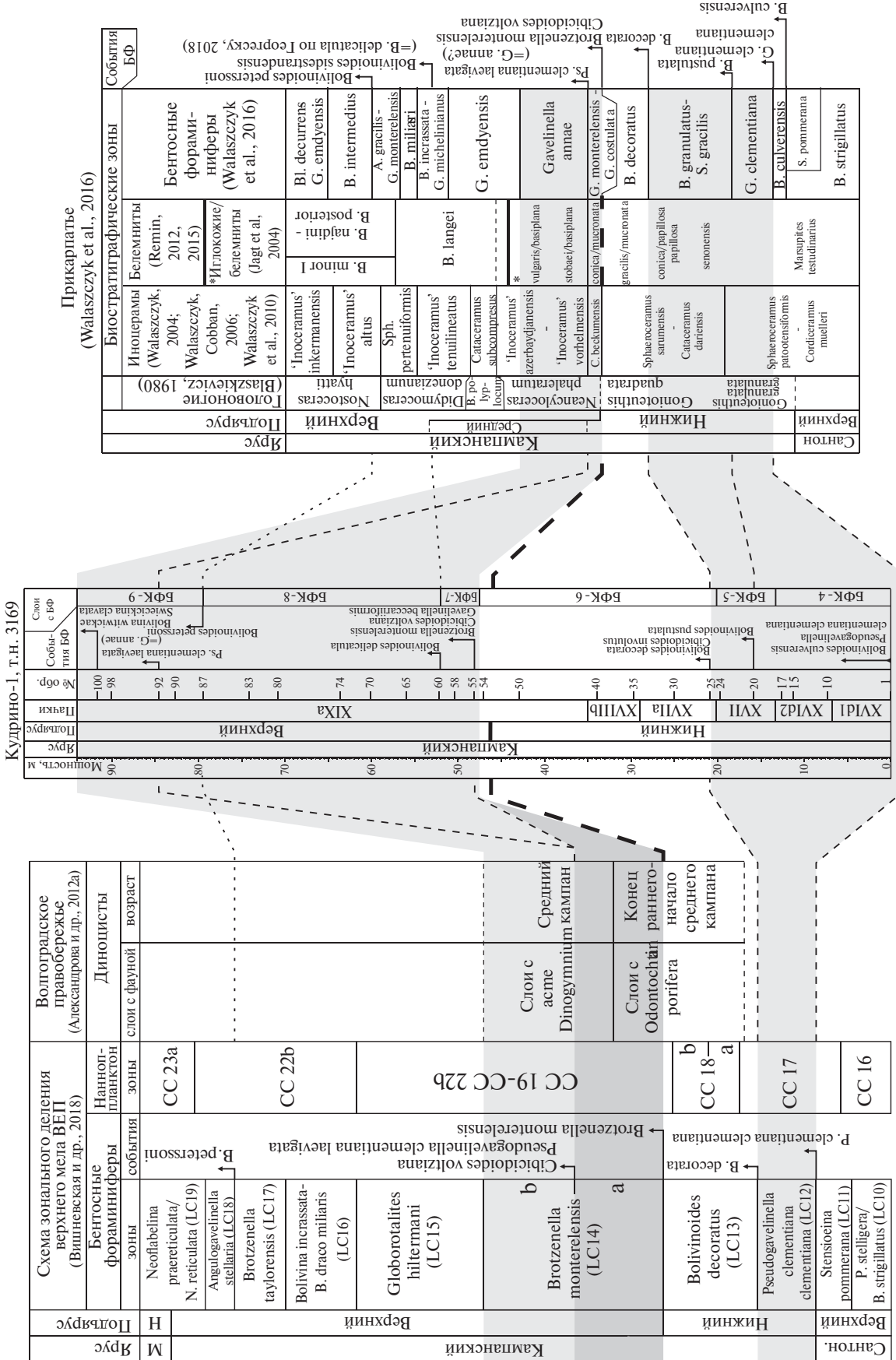


Рис. 7. Биособытия в сообществах бентосных фораминифер в разрезе Кулдино-1, зональных схемах Прикарпатья (Walaszczuk et al., 2016) и ВЕП (Беньямовский, 2008; Вишневецкая и др., 2018).

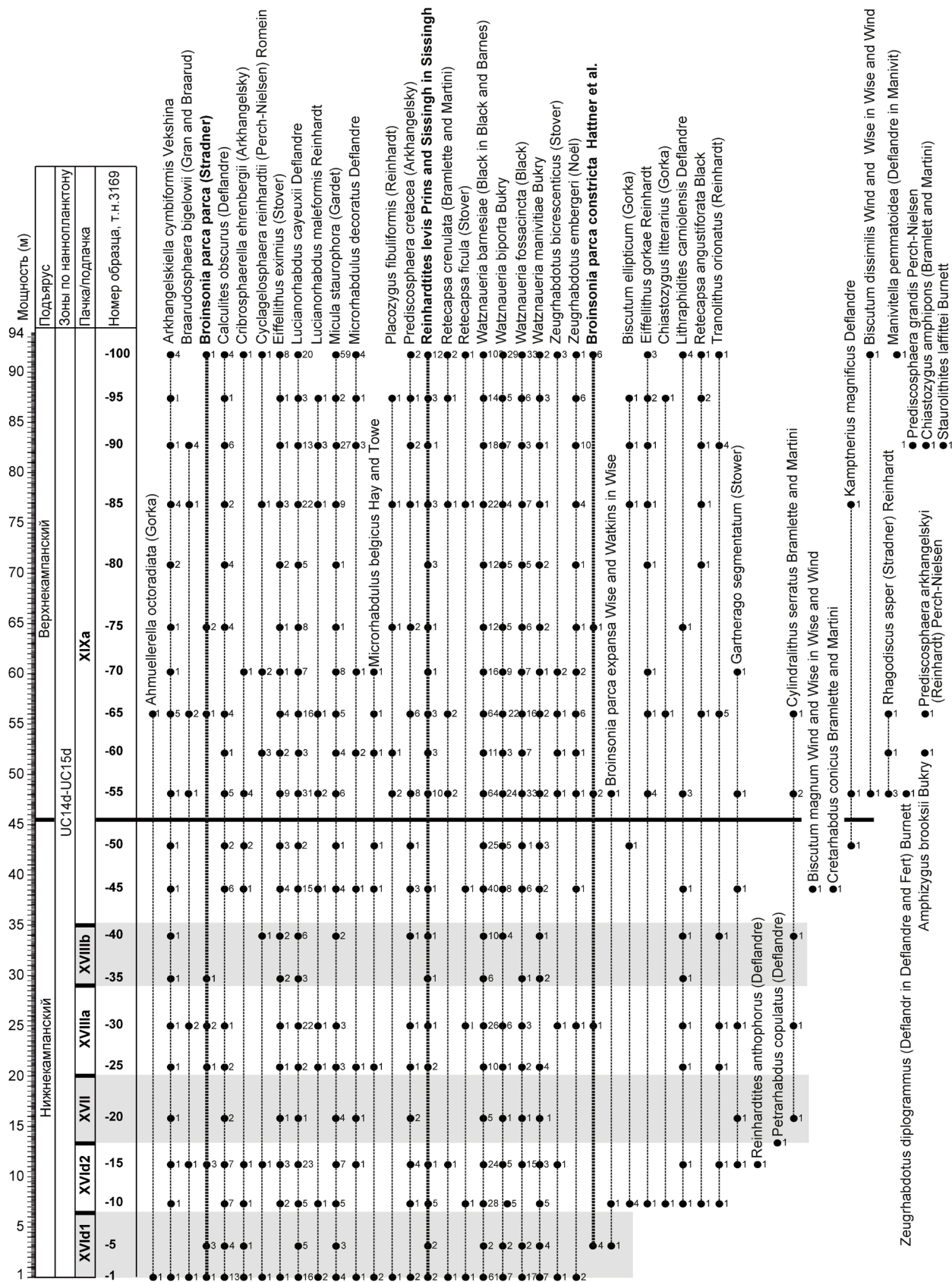


Рис. 8. Распределение нанопланктона в разрезе Кудрино-1.

прослеживается в ЕПО в верхней части кампана (Magniez-Jannin, 1995).

Таким образом, слои с БФК-8 относятся к нижней части верхнего кампана.

Гиатус небольшого перерыва, установленного на уровне образца 3169/82 (табл. I, фиг. д) по резкому обогащению мергелей терригенной примесью, определить невозможно.

Слой с *Bolivinooides peterssoni* (БФК-9) выделяют в интервале проб 3169/87–3169/100 (верхняя часть подпачки XIXa) по появлению вида-индекса *Bolivinooides peterssoni* Brotzen. Комплекс обновляется также за счет *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie) (= *Gavelinella annae* (Pozaryzka)?), *Swiecickina clavata* (Plotnikova), *Bolivina witwickae* Gawor-Biedowa и *Coryphostoma cf. plaitum* (Carsey), хотя продолжают доминировать виды, встреченные ниже. На уровне пробы 3169/90 установлена последняя находка *V. delicatula*.

Наиболее стратиграфически значимым видом является *V. peterssoni* — вид-индекс зональных схем различных регионов ЕПО. В Северо-Западной Германии появление *V. peterssoni* отвечает верхней части зоны *grimmensis/granulosus* (верхний кампан) (Schönfeld, 1990), а в Южной Англии — основанию зоны *lanceolata* (Hart et al., 1989), что при современном понимании границы кампана—маастрихта (Odin, Lamaurelle, 2001) также соответствует верхнему кампану. Эти и другие данные были использованы при ревизии семейства *Bolivinoidea* Loeblich et Tappan, опубликованной М.Д. Георгеску (Georgescu, 2018). Согласно выявленной последовательности смены видов, уровень появления *V. peterssoni* находится внутри зоны *Belemnitella lanceolata*, а уровень появления другого вида-индекса — *Swiecickina clavata* — совпадает с основанием зоны *lanceolata*.

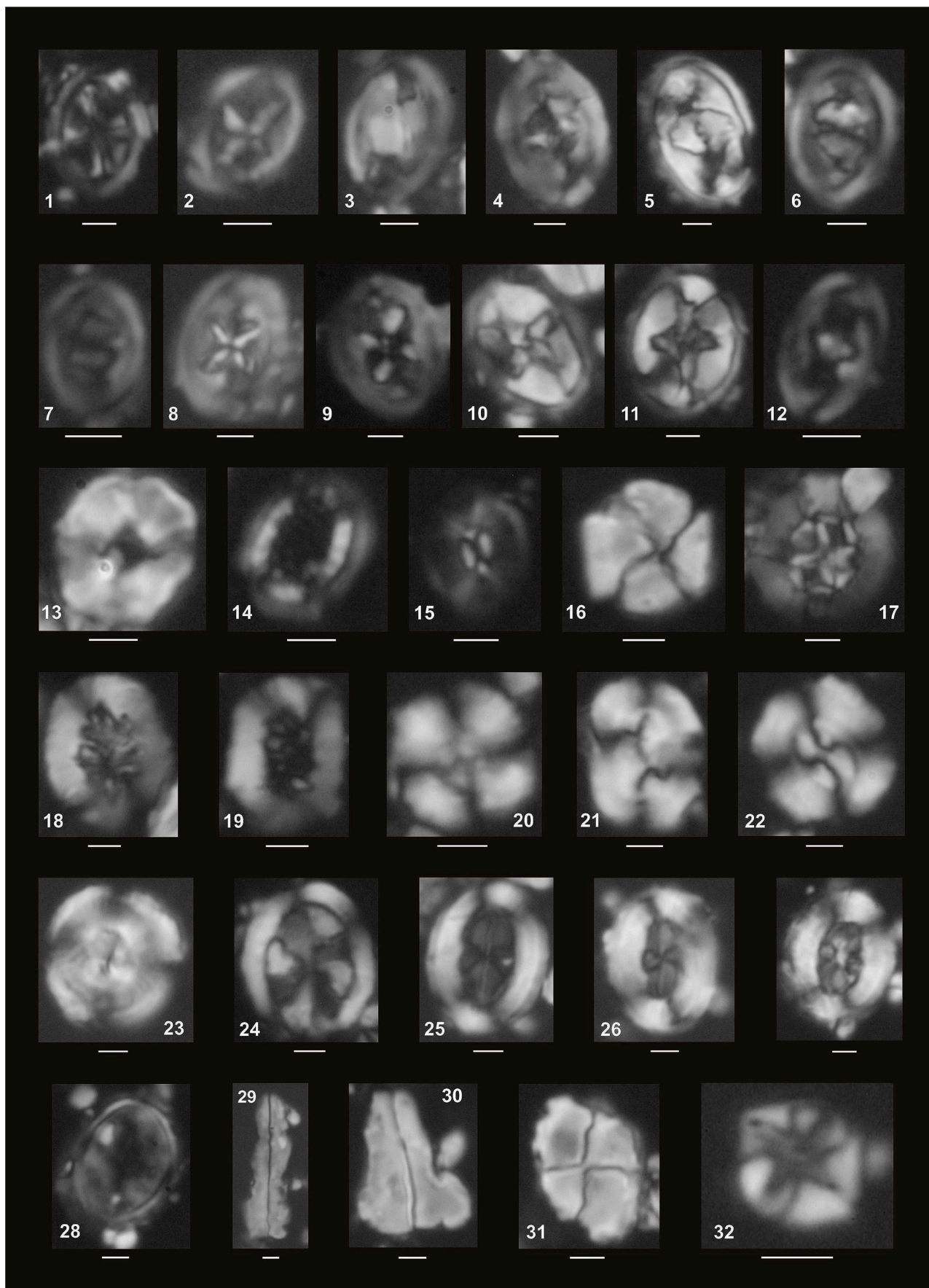
Вид *V. witwickae*, впервые установленный в Крыму, ранее был известен лишь из верхнего кампана и маастрихта (Lublin chalk) Восточной Польши (Gawor-Biedowa, 1992).

Из этого следует, что слои БФК-9 относятся к верхнему кампану. При этом, согласно последовательности видов рода *Bolivinoidea*, обоснованной Георгеску (Georgescu, 2018), следует отметить отсутствие терминальной части кампанского яруса в разрезе Кудрино-1, так как событие первого появления *Bolivinoidea australis* Edg. установлено не было, а зона *V. miliaris* определена лишь по косвенным признакам (появление *V. peterssoni*) и не подтверждается присутствием вида-индекса (рис. 7). К тому же не выявлено присутствие важного маркера верхней части верхнекампанского подъяруса — *Coryphostoma incassata* (Reuss) — вида-индекса зоны LC16 схемы Беньямовского (2008), отвечающей нижней части зоны CC22b по наннопланктону (Вишневецкая и др., 2018). Эти противоречия можно объяснить только диахронностью: появление *V. peterssoni*, *S. clavata* и *Bolivina witwickae* в Юго-Западном Крыму происходит раньше, чем в других регионах ЕПО, тем более что первые *Belemnitella micronata* встречены в более высокой части разреза.

Таким образом, в разрезе Кудрино-1 по бентосным фораминиферам выделяются слои, содержащие комплексы, характерные для нижнего (БФК-3–БФК-6) и верхнего (БФК-7–БФК-9) кампана. Комплекс БФ, характерный для среднего кампана американской шкалы, в соответствии с данными по Прикарпатыю (Walaszczuk et al., 2016) предлагается выделять по уровню появления вида *Gavelinella annae* (Pozaryzka), который, вероятно, является синонимом подвида *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), уровень появления которого в разрезе Кудрино-1

Таблица V. Наннопланктон из разреза Кудрино-1.

1 — *Ahmuelerella octoradiata* (Górka, 1957) Reinhardt, 1966, обр. 3169/1; 2 — *Staurolithes laffittei* Caratini, 1963, обр. 3169/90; 3 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b, обр. 3169/90; 4 — *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, обр. 3169/85; 5 — *Zeughrabdotus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984, обр. 3169/90; 6 — *Zeughrabdotus bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 3169/55; 7 — *Zeughrabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 3169/55; 8 — *Chiastozygus amphipons* (Bramlette et Martini, 1964) Gartner, 1968, обр. 3169/90; 9 — *Chiastozygus litterarius* (Górka, 1957) Manivit, 1971, обр. 3169/85; 10 — *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965, обр. 3169/90; 11 — *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, обр. 3169/90; 12 — *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hoffmann, 1970, обр. 3169/85; 13 — *Cylindralithus serratus* Bramlette et Martini, 1964, обр. 3169/55; 14 — *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952, обр. 3169/90; 15 — *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957) Grün in Grün et Allemann, 1975, обр. 3169/90; 16 — *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre, 1959) Wind et Wise in Wise, 1983, обр. 3169/18; 17 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, обр. 3169/85; 18 — *Retecapsa angustiforata* Black, 1971, обр. 3169/85; 19 — *Retecapsa ficula* (Stover, 1966) Burnett, 1997, обр. 3169/85; 20 — *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen, 1968) Romein, 1977, обр. 3169/85; 21 — *Watznaueria biporta* Bukry, 1969, обр. 3169/90; 22 — *Watznaueria barnesiae* (Black in Black et Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, обр. 3169/100; 23 — *Watznaueria manivittiae* Bukry 1973, обр. 3169/10; 24 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, обр. 3169/90; 25 — *Broinsonia parca expansa* Wise et Watkins in Wise, 1983, обр. 3169/10; 26 — *Broinsonia parca constricta* Hattner et al., 1980, обр. 3169/55; 27 — *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, обр. 3169/85; 28 — *Kamptnerius magnificus* Deflandre, 1959, обр. 3169/85; 29 — *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, 1959, обр. 3169/90; 30 — *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, 1966, обр. 3169/90; 31 — *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, обр. 3169/85; 32 — *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963, обр. 3169/90. Фотографии сделаны в световом микроскопе при скрещенных николях. Длина масштабных линеек 2 мкм.



отмечается в верхней части подпачки XIXa в пробе 3169/92 (рис. 7).

Наннопланктон

На наннопланктон было проанализировано 22 образца, включая образец из кировых глин. Препараты изготавливались по стандартной методике (Bown, Young, 1998) и изучались под световым поляризационным микроскопом БиОптик200 в проходящем свете и скрещенных николях при увеличении 1000^x. Фотографии сделаны при помощи цифрового фотоаппарата Canon EOS550D и фотонасадки Canon. Для оценки относительного количества определенных видов производился подсчет в 100 полях зрения подряд на произвольно выбранной площади препарата. Видовое разнообразие оценивалось по всему препарату, площадь предметного стекла которого составляет 24 × 24 мм. Сохранность наннофоссилий средняя, с незначительной вторичной перекристаллизацией, основные диагностические признаки сохранены. Микроостатки присутствуют во всех образцах. Комплекс известкового наннопланктона из кампана разреза Кудрино-1 насчитывает 46 видов, относимых к 25 родам (рис. 8).

Известковый наннопланктон кампанского яруса Горного и Равнинного Крыма изучался С.И. Шуменко и В.П. Стеценко (1978) и А.В. Матвеевым (2015). Новые сведения по этому интервалу в Юго-Западном Крыму были получены в 2021 г. при изучении разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021a).

В настоящее время для верхнего мела используются две биостратиграфические шкалы по наннопланктону. Одна из них разработана Дж. Барнетт (Burnett, 1998), другая — У. Сиссингом (Sissingh, 1977) и усовершенствована К.К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985). Эти шкалы хорошо сопоставляются друг с другом (Gradstein et al., 2020). Для биостратиграфического расчленения кампана Кудрино-1 использована шкала Дж. Барнетт, как более дробная.

В сравнении с одновозрастными комплексами разреза с. Малое Садовое (южные и юго-западные

склоны горы Арман-Кая (Матвеев, 2015)) отмечается снижение видового разнообразия. По присутствию в разрезе таких таксонов, как *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968, *Broinsonia parca parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, *Broinsonia parca constricta* Hattner et Wise, 1980 (табл. V, фиг. 26), выделены нерасчлененные зоны UC14d–UC15d (Burnett, 1998). *Reinhardtites levis* (табл. V, фиг. 4) распространен в интервале нижний кампан–маастрихт (зоны UC14d–UC18 по шкале (Burnett, 1998)), *Broinsonia parca parca* (табл. V, фиг. 27) характерна только для кампана (зоны UC14–UC15d шкалы (Burnett, 1998)). Граница между зонами UC14–UC15 не определена, потому что она проводится по появлению *Misceomarginatus pleniporus* Wind et Wise in Wise et Wind, 1977, а этот вид в разрезе Кудрино-1 не встречен.

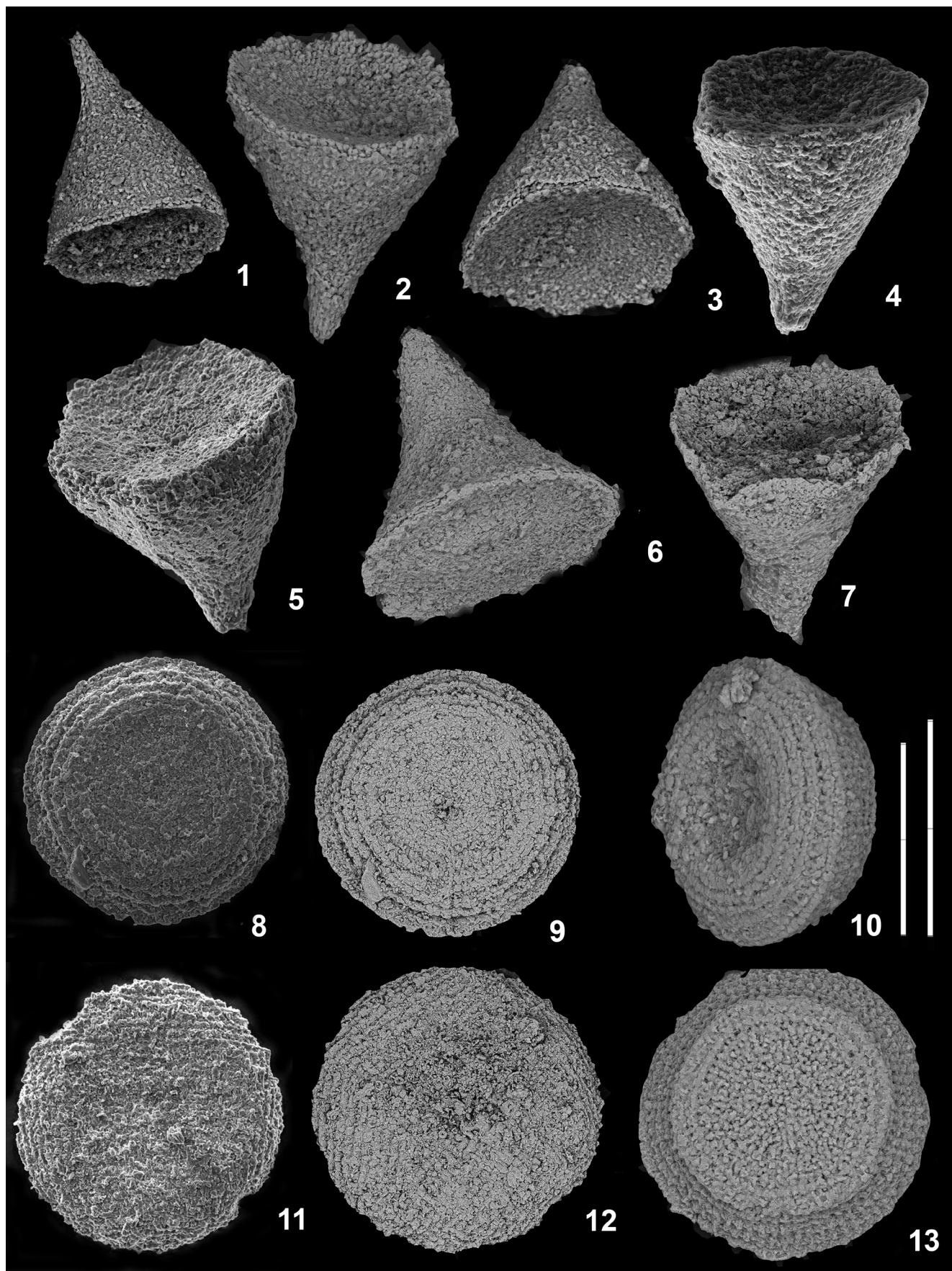
Если использовать данные только по наннопланктону, то возраст вмещающих отложений должен интерпретироваться как раннекампанский, поскольку не обнаружены появляющиеся в верхнем кампане *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, *Eiffellithus parallelus* Perch-Nielsen, 1973, *Uniplanarius sissinghii* (Perch-Nielsen, 1986) Farhan 1987, *U. trifidus* (Stradner in Stradner et Papp, 1961) Hattner et Wise in Wind et Wise, 1983. Вид *Reinhardtites anthophorus*, распространенный с турона до подзоны UC15d (основание верхнего кампана), встречен в разрезе в единственном экземпляре (рис. 8). Этот вывод не подтверждается по остальным группам микрофоссилий и другим данным. Очевидно, что общая бедность комплекса и растворение наннопланктона при диагенезе не позволяют сделать корректный вывод о возрасте комплекса.

В образце кировых глин обнаружен только 1 экземпляр *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre, 1959) Wind et Wise in Wise, 1983 (табл. V, фиг. 16), распространенный с кампана до нижнего маастрихта.

Что касается относительного количества наннофоссилий в каждом образце (рис. 8), то оно наиболее вариативно у таких таксонов, как *Watznaueria barnesiae* (табл. V, фиг. 22), *Watznaueria fossacincta*, *Lucianorhabdus cayeuxii*

Таблица VI. Известковые микропроблематики.

1–5 — *Tubellus hunzikeri* (Odin, 2008), обр. 3169/24: 1 — экз. 2022-4/14, на ножке воронки наблюдается продольная структура; 2 — экз. 2022-4/13, воронка затянута сетчатой тканью, по периметру воронки видны продольные ряды пор по направлению к центру; 3 — экз. 2022-4/19, на стыке колоколовидного конуса воронки и орального устья наблюдается щель в виде трещины; 4 — экз. 2022-4/9, оральная поверхность круглого очертания слегка вогнутая, конусовидная стенка воронки имеет струйчатое строение, которое продолжается на ножке; 5 — экз. 2022-4/31, в центре орального устья хорошо видна сеточка внутреннего слоя, составляющая треть диаметра воронки; 6 — *Cimicellus nudatus* Odin, экз. 2022-4/44, обр. 3169/20; обращает на себя внимание вогнутость боков конуса воронки; 7 — *Corniculum sinuosum* Odin, 2008, обр. 3169/20, экз. 2022-4/42; в центре воронки наблюдается круглое отверстие, составляющее четверть ее диаметра; 8–10 — *Aturella angulata* Odin: 8, 9 — экз. 2022-4/43, обр. 3169/20; 10 — экз. 2022-4/10, обр. 3169/24: 8, 9 — вид сверху, 10 — вид сбоку; 11, 12 — *Azymella cannabinata* Odin, обр. 3169/20: 11 — экз. 2022-4/38, 12 — экз. 2022-4/57; наблюдается структура линий, пересекающихся в двух перпендикулярных направлениях, как у холста; 13 — *Numismella tarbellica* Odin, экз. 2022-4/24, обр. 3169/24, хорошо видна радиально-лучистая структура. Масштабная линейка: левая — 100 мкм для фиг. 1, 7–10, правая — 100 мкм для остальных.



(табл. V, фиг. 29) и, в меньшей степени, *Micula staurophora* (табл. V, фиг. 32). Количество экземпляров видов наннопланктона увеличивается в прослоях известняка в видимом основании подпачки XVI_{d1}, в подпачке XVI_{d2} и пачке XVII. В мергелистых прослоях этих стратоннов оно, напротив, убывает. В подпачке XIX_a наблюдается рост количества экземпляров в прослоях мергелей и убывание его в прослоях глинистых мергелей. В самой верхней части разреза (проба 100, рис. 8) количество наннофоссилий резко увеличивается в прослое глинистых мергелей. Увеличение количества *Watznaueria* spp. свидетельствует об относительном повышении температуры поверхностных вод и олиготрофных условиях (Farouk et al., 2019). На низкий приток питательных веществ указывает присутствие представителей родов *Eiffellithus*, *Prediscosphaera*, *Lithraphidites* (Mandur, 2016), а на колебание глубин и температур — соотношение холодноводной *Micula staurophora* и тепловодной *Watznaueria barnesiae* (Ovechkina, Alekseev, 2004). Количество первой растёт с увеличением глубины, а количество второй, напротив, увеличивается с уменьшением глубины (Sanjary et al., 2019). Впрочем, представители холодноводных родов *Arkhangelskiella*, *Broinsonia*, *Prediscosphaera* и виды *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977 (табл. V, фиг. 31), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 (табл. V, фиг. 14), *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968 (табл. V, фиг. 11) встречаются по всему разрезу в единичных экземплярах (рис. 8).

В целом же изменение численности наннофоссилий по разрезу отражает нестабильность водных масс кампана в данной части бассейна, охарактеризованных изменением мезотрофного/эвтрофного режима с олиготрофными эпизодами, что установлено и по фораминиферам (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Известковые микропроблематики

В двух образцах (3169/20 и 3169/24) из верхней части (мощностью 5 м) пачки XVII в разрезе Кудрино-1 впервые установлены жилианеллы (известковые микропроблематики), характеризующиеся отчетливой осевой симметрией и относимые условно к известковым диноцистам (Odin, 2008a, 2008b, 2011). Название известковых микропроблематик “жилианеллы” происходит от мужского имени Gilles, автора этой группы, описавшего 60 видов этих микропроблематик из кампан-маастрихтских отложений Франции и Испании (Odin, 2009, 2011).

Для извлечения известковых микропроблематик использовался метод, примененный для отмывки раковин бентосных фораминифер.

В образце 3169/20 установлен 41 экземпляр известковых микропроблематик, среди которых до вида определены позднекампанско-маастрихтские *Aturella angulata* Odin (табл. VI, фиг. 8, 9) и *Scutellella crassa* Odin, кампанская *Azymella cannabinata* Odin (табл. VI, фиг. 11, 12), позднекампанские *Cimicellus nudatus* Odin (табл. VI, фиг. 6) и *Corniculum sinuosum* Odin (табл. VI, фиг. 7) (Odin, 2008a, 2008b).

Выше по разрезу в образце 3169/24 установлено 57 экземпляров известковых микропроблематик, среди которых продолжают присутствовать все вышеназванные виды, включая *Aturella angulata* Odin (табл. VI, фиг. 10). Появляется *Numismella tarbellica* Odin (табл. VI, фиг. 13), распространенная в позднекампане и маастрихте (Odin, 2008a, 2008b), и наблюдается расцвет *Tubellus hunzikeri* (Odin) (табл. VI, фиг. 1–5), формы, характерной для позднего кампана (Odin, 2008b).

Таким образом, все встреченные виды очень близки к формам, описанным из узкого стратиграфического интервала верхнего кампана в разрезе Терси на юго-западе Франции (Odin, 2008a, 2009) и из кампанской зоны *Radotruncana calcarata* разреза Наварра на севере Испании, где маркирующими видами планктонных фораминифер являются *Globotruncana elevata* и *G. ventricosa* (Odin, 2008b, 2011), присутствующие и в разрезе Кудрино-1.

Сходные формы известны из верхнекампанской зоны *Bostrychoceras polyplacum* района Лагердорф в Северо-Западной Германии (Bison et al., 2004; Wendler, Willems, 2004; Versteegh et al., 2009).

В разрезе Кудрино-1 эти микропроблематики найдены в пачке XVII, в самом основании зоны *Globotruncana ventricosa* по ПФ и внутри слоев с *Bolivinooides pustulata* по БФ верхней части нижнего кампана.

Палинологический анализ

Методы и материал исследований. Из разреза Кудрино-1 (точка наблюдения 3169) был изучен 21 образец (рис. 9). Из них в 16 образцах содержались палиноморфы удовлетворительной и плохой сохранности. Представительные спектры выявлены в интервале образцов с 3169/20 по 3169/95, где палиноморфы представлены многочисленными диноцистами, прازیнофитами, на некоторых уровнях совместно со спорами и пылью высших растений, и таксонами неясной систематической принадлежности.

Сравнение комплексов диноцист из разреза Кудрино-1 проводилось с зональными комплексами, установленными в разрезах верхнего мела Англии и Бельгии, поскольку комплексы диноцист Западной Сибири (Lebedeva, 2006), Гренландии (Nøhr-Hansen, 1996; Nøhr-Hansen et al., 2019), Норвежского и Баренцева морей (Radmacher et al., 2014, 2015) показывают либо существенные

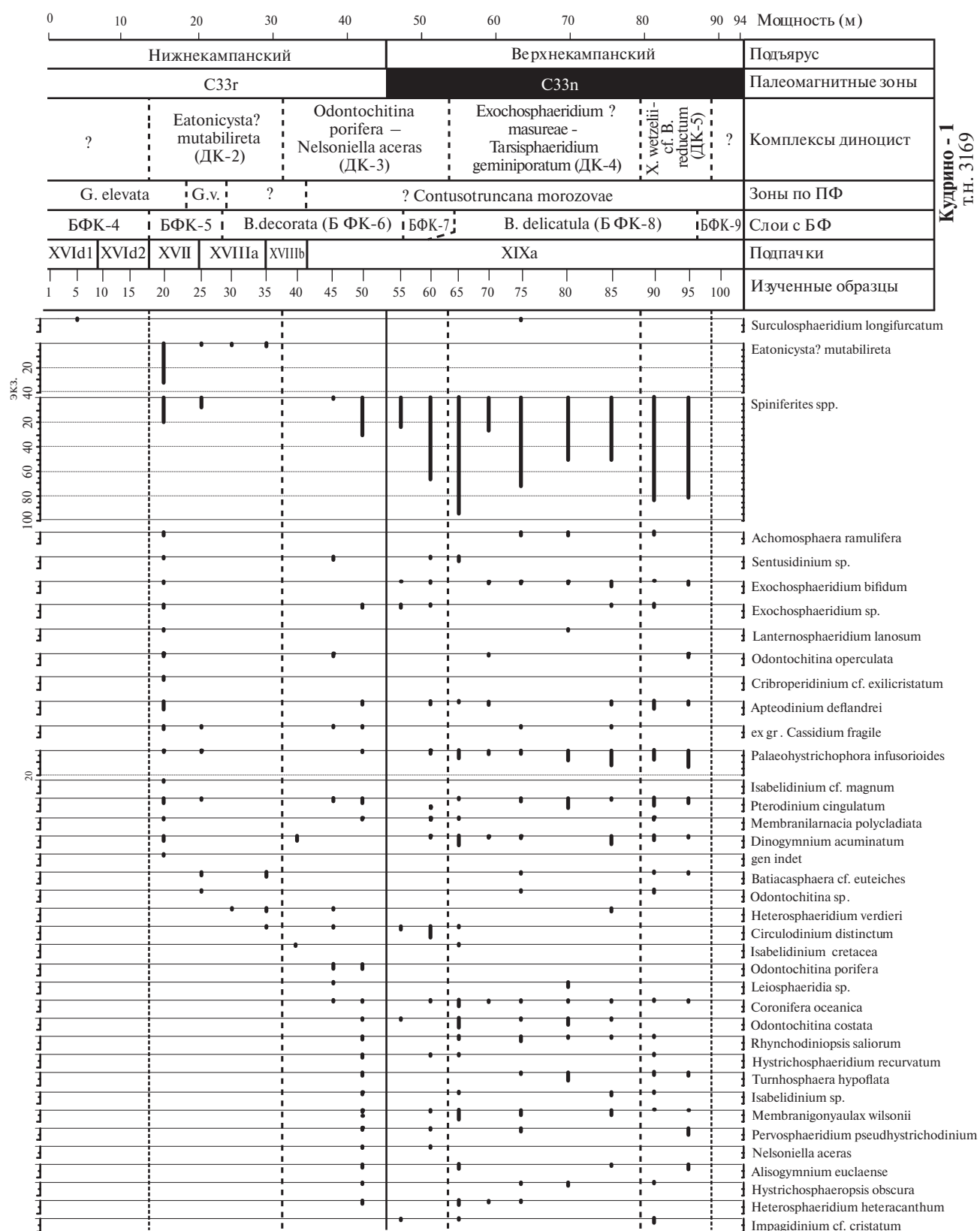


Рис. 9. Распределение палиноморф в разрезе Кудрино-1.

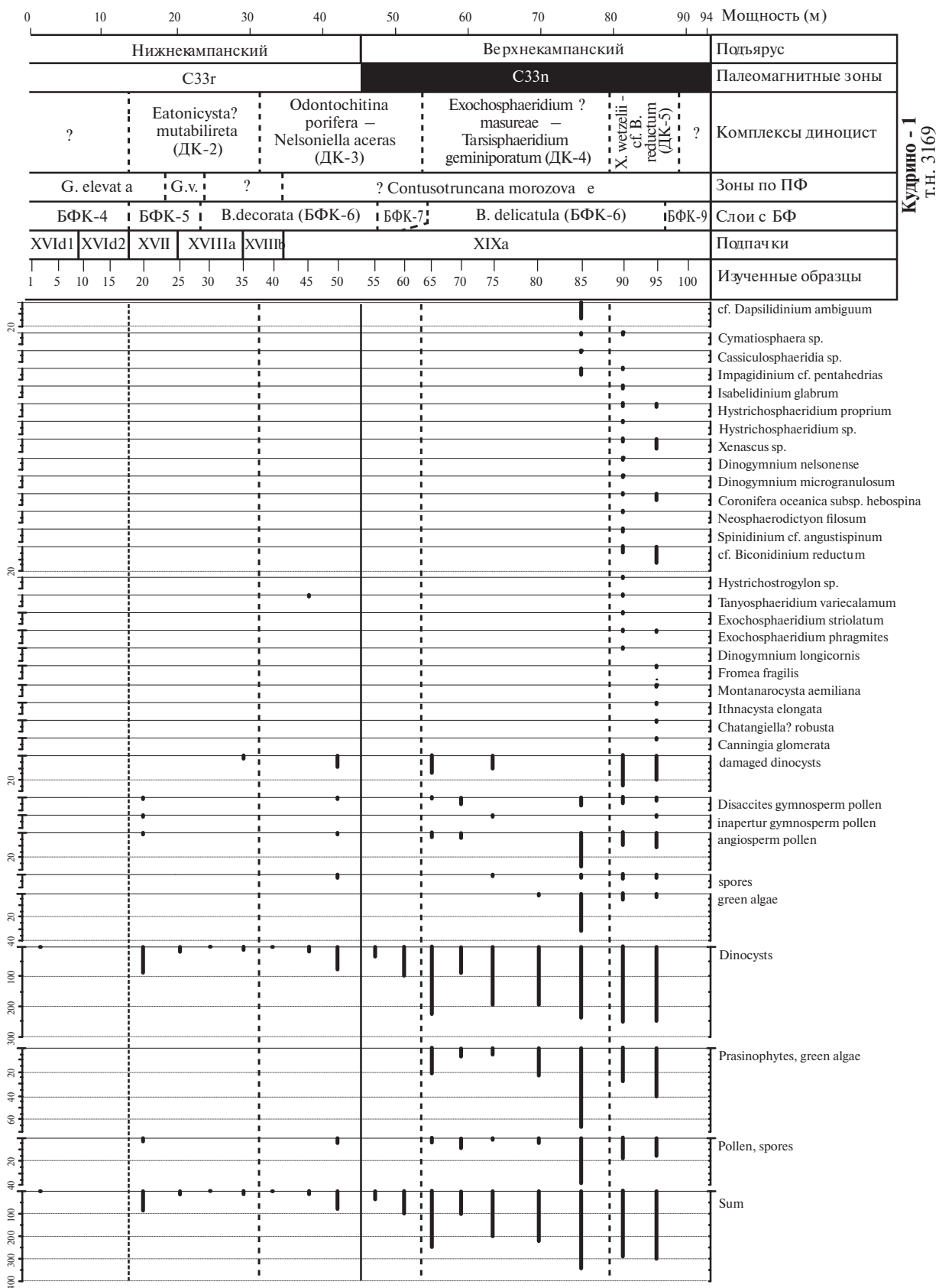


Рис. 9. Окончание

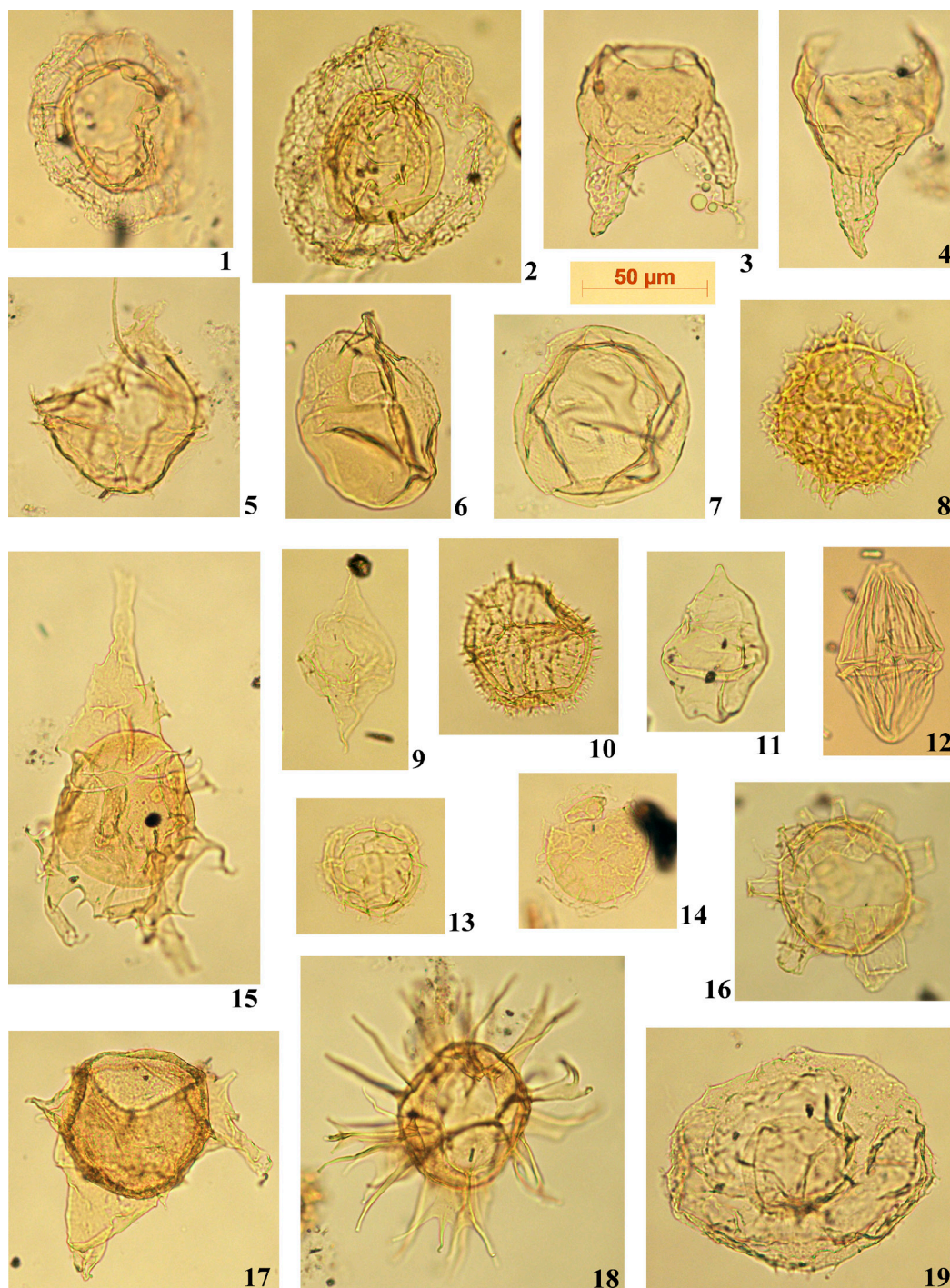


Таблица VII. Диноцисты и акритархи разреза Кудрино-1. Все фигуры в одном увеличении.

1, 2 — *Eatonicysta mutabilireta* Pearce, 2010, 1 — обр. 3169/20, 2 — обр. 3169/35; 3, 4 — *Odontochitina porifera* Cookson, 1956, обр. 3169/45; 5 — *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997, обр. 3169/50; 6 — *Nelsoniella aceras* Cookson et Eisenack, 1960a, обр. 3169/40; 7 — *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, обр. 3169/65; 8 — *Exochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, обр. 3169/65; 9 — cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991, обр. 3169/90; 10 — *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, обр. 3169/65; 11 — *Isabelidinium bakeri* (Deflandre et Cookson, 1955) Lentin et Williams, 1977a, обр. 3169/85; 12 — *Dinogymnium muticum* (Vozzhennikova, 1967) Lentin et Williams, 1973, обр. 3169/85; 13 — *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, обр. 3169/65; 14 — *Membranilarnacia polycladiata* Cookson et Eisenack in Eisenack, 1963a, обр. 3169/50; 15 — *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937b) Lentin et Williams, 1973, обр. 3169/65; 16 — *Raetiaedinium truncigerum* (Deflandre, 1937) Kirsch, 1991, обр. 3169/85; 17 — *Xenascus wetzellii* Slimani, 1996, обр. 3169/90; 18 — *Pervosphaeridium intervalum* Kirsch, 1991, обр. 3169/70; 19 — *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010, обр. 3169/95.

различия в их систематическом составе, либо наличие перерывов, что делает невозможным их прямое сопоставление.

Изменения в составе ассоциаций диноцист позволили выделить последовательность из четырех диноцистовых комплексов (ДК — диноцисты Кудрино), установленных по присутствию/появлению стратиграфически важных таксонов и/или по определенным количественным характеристикам комплексов палиноморф. Их номера продолжают нумерацию комплексов, установленных ранее в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а).

Стратиграфическое распределение диноцист показано на рис. 9, 10, а изображения руководящих форм приведены на табл. VII.

Комплекс с *Eatonicysta? mutabilireta* (ДК-2) (пачка XVII—низы подпачки XVIIIб, интервал образцов 3169/20–3169/35). Чрезвычайно бедный комплекс (рис. 9). Наиболее полная количественная характеристика получена в образце 3169/20, в котором присутствуют *Eatonicysta? mutabilireta* Pearce, 2010, *Lanternosphaeridium lanosum* Morgenroth, 1966, *Isabelidinium cf. magnum* (Davey, 1970) Stover et Evitt, 1978, *Membranilarnacia polycladiata* Cookson et Eisenack in Eisenack, 1963, *Batiacasphaera cf. euteiches* (Davey, 1969) Davey, 1979, *Heterosphaeridium verdieri* Yun Hyesu, 1981, *Circulodinium distinctum* (Deflandre et Cookson, 1955) Jansonius, 1986. В более высокой части разреза (т.н. 3169) палиноморфы представлены единичными экземплярами.

На основании присутствия *Eatonicysta? mutabilireta* Pearce, 2010, впервые описанной из нерасчлененной толщи мела Бернхем-Флемборо (Burnham-Flamborough Chalk) в разрезе скважины Trunch (юго-восток Англии (Pearce, 2010)) и имеющей узкий стратиграфический диапазон распространения внутри зоны *Goniatoteuthis quadrata* (рис. 10), интервал ДК-2 сопоставляется со средней–верхней частями нижнего кампана.

Комплекс с *Odontochitina porifera*–*Nelsoniella aceras* (ДК-3) (подпачка XVIIIб–нижняя часть подпачки XIXа, интервал образцов 3169/40–3169/60). Состав комплекса диноцист снизу вверх по разрезу обогащается, в основном за счет таксонов широкого стратиграфического распространения, а также *Turnhosphaera hypoflata* (Yun Hyesu, 1981) Slimani, 1994, *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972 и др. (рис. 9). В интервале разреза, охарактеризованного ДК-3, снизу вверх увеличивается как количество таксонов, так и различных видов *Spiniferites*, вплоть до доминирования последних (рис. 9). Только на этом уровне встречены *Isabelidinium cretaceum* (Cookson, 1956) Lentin et Williams, 1977а, *Odontochitina porifera* Cookson, 1956, *Nelsoniella aceras* Cookson et Eisenack, 1960,

широкое распространение которых присуще разрезам кампана и маастрихта Южного полушария.

Присутствие в ДК-3 *Turnhosphaera hypoflata* (Yun Hyesu, 1981) Slimani, 1994, *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935, *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwye, 1997, *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, совместная встречаемость которых указывается для диноцистовой зоны “А”, установленной на уровне зоны *Goniatoteuthis quadrata* Бельгии (Slimani, 2001), свидетельствует о раннекампанском возрасте пород (рис. 10).

В разрезах гельветских и ультрагельветских покровов Германии *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 и *Arteodinium deflandrei* (Clarke et Verdier, 1967) Lucas-Clark, 1987 установлены внутри зоны “4 *Areoligera coronata*”, которая охватывает большую часть кампана — от середины зоны *Globotruncanites elevata* до зоны *Radotruncana calcarata* по планктонным фораминиферам (Kirsch, 1991). В разрезах верхнего мела Англии первое появление единичных экземпляров *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 выявлено в середине конька, а постоянное присутствие фиксируется с зоны *Uitacrinus socialis* верхнего сантона (Pearce et al., 2020). В австрийских и венгерских разрезах данный таксон отмечается на уровне подзоны *Arteodinium deflandrei* зоны *Odontochitina operculata* по диноцистам и зон CC18–CC19 (нижняя половина) по наннопланктону (Siegl-Farkas, 1997; Siegl-Farkas, Wagreich, 1996). Появление *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 в Полярном Предуралье установлено в нижнем кампане в основании слоев с *Chatangiella niiga* (Лебедева, 2005, 2006).

По распространению руководящего вида эта часть разреза может быть сопоставлена со слоями с *Odontochitina porifera* по диноцистам, установленными в пудовкинской свите Нижнего Поволжья в пределах зоны *Cibicidoides temirensis/Bolivinooides decoratus* (LC13) по БФ и слоев с *Prunobrachium crassum*–*Archaeospongoprunum salumi* по радиоляриям нижнего кампана (Александрова и др., 2012а).

Состав диноцист не позволяет точно судить о возрасте вмещающих пород в этой части разреза. По своему положению и на основании комплексов фораминифер и магнитостратиграфических данных интервал ДК-3 отвечает пограничным частям нижнего и верхнего кампана (рис. 10).

Комплекс с *Exochosphaeridium? masureae*–*Tarsisphaeridium geminiporatum* (ДК-4) (средняя часть подпачки XIXа, интервал образцов 3169/65–3169/85). Ассоциация диноцист очень разнообразна — определено более 80 таксонов (рис. 9). Состав диноцист на этом уровне значительно обогащается за счет новых таксонов в дополнение к уже упомянутым. Впервые отмечаются в основании этого

интервала (образец 3169/65) *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, *Eochosphaeridium cf. muelleri* Yun Hyesu, 1981, *Gillinia hymenophora* Cookson et Eisenack, 1960a, *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969, cf. *Renidinium vitilare* (Cookson, 1965) Stover et Evitt, 1978, *Pervosphaeridium intervalum* Kirsch, 1991, cf. *Dapsilidinium ambiguum* (Deflandre, 1937) Wheeler et Sarjeant, 1990, *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937) Lentin et Williams, 1973, *Cometodinium whitei* (Deflandre et Courteville, 1939) Stover et Evitt, 1978, *Trigonopyxidina ginella* (Cookson et Eisenack, 1960) Downie et Sarjeant, 1965 и празиофиты *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, в средней и верхней частях — *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978, различные виды *Dinogymnium*, *Cleistosphaeridium aciculare* Davey, 1969 и др. Комплекс диноцист характеризуется преобладанием *Spiniferites* spp., частой постоянной встречаемостью cf. *Renidinium vitilare* (Cookson, 1965) Stover et Evitt, 1978, *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969, *Cometodinium whitei* (Deflandre et Courteville, 1939) Stover et Evitt, 1978, *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937) Lentin et Williams, 1973 и празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, а также обильными и разнообразными представителями рода *Dinogymnium*.

Комплекс диноцист ДК-4 на основании присутствия *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, *Acantaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997, *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010, *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978 уверенно коррелируется с подзоной “а” зоны *Eochosphaeridium? masureae* Бельгии, установленной в нижней части зоны *Belemnitella mucronata* (Slimani, 2001; Slimani et al., 2011), что свидетельствует о позднекампанском (при двучленном делении кампана) возрасте пород (рис. 10).

Частая встречаемость празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975 зафиксирована в венгерских и австрийских разрезах в подзоне *Tarsisphaeridium geminiporatum* зоны *Odontochitina operculata* по диноцистам на уровне зон СС19 (*S. ovalis*, вторая половина)–СС20 (*S. aculeus*) по наннопланктону (Siegl-Farkas, Wagreich, 1996; Siegl-Farkas, 1997). Вышесказанное позволяет датировать интервал с комплексом диноцист ДК-4 первой половиной позднего кампана.

Высокое разнообразие диноцист в ДК-4, а также частая встречаемость празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, близких к семейству *Tasmanitaceae* (Tappan, 1980), свидетельствуют о теплых, близких к тропическим условиях накопления осадков. Вероятно, эта часть разреза отвечает так называемому “Mid-Campanian event” — положительному изотопному

экспедиции $\delta^{13}\text{C}$, установленному в основании зоны *Belemnitella mucronata* (Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Voigt et al., 2010) и связываемому с крупной “мукронатовой” трансгрессией (“*mucronata-transgression*”).

Комплекс с *Xenascus wetzeli*–cf. *Biconidinium reductum* (ДК-5) (верхняя часть подпачки XIXa, интервал образцов 3169/90–3169/95). В ДК-5 отмечается плохая сохранность диноцист и много разрушенных форм. Присутствует большая часть встреченных ниже по разрезу таксонов. Впервые появляются *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996; *Neosphaerodictyon filosum* Slimani, 2003; cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991; *Chatangiella? robusta* (Benson, 1976) Stover et Evitt, 1978; *Hystrichosphaeridium proprium* Slimani, 2003; *Dinogymnium nelsonense* (Cookson, 1956) Evitt et al., 1967; *Dinogymnium microgranulosum* Clarke et Verdier, 1967; *Dinogymnium longicorne* (Vozzhennikova, 1967) Harland, 1973; *Coronifera oceanica* subsp. *hebosspina* Yun Hyesu, 1981; *Tanyosphaeridium variecalamum* Davey et Williams, 1966; *Hystrichostrogylon* sp., *Ithnacysta elongata* Slimani, 1994; *Montanarocysta aemiliana* Corradini, 1973; *Eochosphaeridium striolatum* (Deflandre, 1937) Davey, 1969; *Fromea fragilis* (Cookson et Eisenack, 1962) Stover et Evitt, 1978 и др. (рис. 9).

Для комплекса характерно доминирование *Spiniferites* spp. и частая встречаемость *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978; *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969; *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996; *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935; *Gillinia hymenophora* Cookson et Eisenack, 1960; cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991; *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975.

Первое появление *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996, cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991 и их совместное распространение с *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996; *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997; *Acantaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981; *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010 позволяют коррелировать данную часть разреза с подзоной “b” зоны *Eochosphaeridium? masureae* Бельгии, установленной в верхней части зоны *Belemnitella mucronata* (Slimani, 2001; Slimani et al., 2011), что свидетельствует о ее позднекампанском возрасте (рис. 10). Однако таксонов, характерных для второй половины позднего кампана, не встречено.

В результате анализа данных по диноцистам показано, что в разрезе Кудрино-1 достоверно присутствует уровень средней части нижнего кампана–основания верхнего кампана при его двучленном делении, а граница нижнего и верхнего подъярусов проходит внутри интервала

с комплексом диоцист ДК-3 между образцами 3169/50 и 3169/55.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования

Методика исследований. В разрезе Кудрино-1 с помощью шанцевого инструмента отобраны ориентированные штуфы для палео- и петромагнитных исследований со 102 уровней. Для лабораторных измерений из каждого штуфа выпиливались 3–4 образца кубической формы размером $2 \times 2 \times 2$ см.

Массовые петромагнитные исследования включали измерения следующих параметров: K — магнитная восприимчивость и ее анизотропия (АМВ); K_f (термокаппа) — магнитная восприимчивость после прогрева пород при температуре 500°C в течение часа (приrost $dK = K_f - K$ при этом отражает содержание тонкодисперсного пирита в образце, благодаря фазовому переходу немагнитного FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре свыше 400°C); J_n — естественная остаточная намагниченность; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения (максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем); B_{cr} — поле, соответствующее остаточной коэрцитивной силе, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению J_n к индуктивной намагниченности; параметр магнитной жесткости $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным направлению поля насыщения) и отношение K/J_{rs} . Фактор $Q \geq 1$ указывает на высокую степень упорядоченности магнитных моментов частиц. Величины параметра S , близкие к нулю, свидетельствуют о доминировании в образце магнитомягкой фазы, а близкие к единице — о преобладании магнитомягких минералов. Отношение K/J_{rs} пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен, при условии постоянства вида минерала — носителя J_n .

Измерения K велись на каппабридже МФК1-ФВ, J_n — на спин-магнитометре JR-6. Гистерезисные характеристики (J_{rs} , B_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (поэтому в данной работе за J_{rs} условно принята остаточная намагниченность после воздействия полем интенсивностью 700 мТл, заведомо достаточным для насыщения магнитомягких образцов). Величина dK измерялась после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (agico.com).

Выборочные образцы подвергались термомагнитному анализу (ТМА) на термоанализаторе фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”) и изучались на коэрцитивном спектрометре J_meter в Казанском федеральном университете.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключающейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 после магнитных чисток переменным полем (\tilde{H}) или температурой (T°). Возможные фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждой термочистки. Для проведения \tilde{H} -чисток использовалась установка LDA-3AF, для терморазмагничивания — печь конструкции Апарина. Палеомагнитные исследования образцов с 33 различных уровней продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprices в ИФЗ РАН (Москва). Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Носителем намагниченности в исследуемых отложениях являются магнитомягкие минералы. Близкие к единице значения параметра S поля, соответствующие значениям остаточной коэрцитивной силы 35–55 мТл, и поля насыщения (B_s) < 300 мТл (рис. 11, 12а) характерны для тонкодисперсного магнетита и/или титаномагнетитов, близких по составу к Fe_3O_4 . Единичное повышение B_{cr} до 114 мТл (рис. 11), скорее всего, связано с магнитомягкими гидроксидами железа — продуктами окисления магнетита (титаномагнетитов) и/или пирита.

По термомагнитным кривым магнетит (как и другие магнитные фазы) диагностировать не удалось, ввиду крайне малой концентрации ферромагнетиков. Однако в соседнем разрезе Кудрино-2, в котором вскрываются низы подпачки XVIa, на некоторых кривых ТМА были зафиксированы малозаметные перегибы в районе температуры Кюри Fe_3O_4 — 578°C , а также термомагнитные эффекты, характерные для титаномагнетитов из вулканических пеплов (Гужиков и др., 2021б).

Коэрцитометрические характеристики образцов на диаграмме Дея (рис. 12б) располагаются вблизи участка теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (Dunlop, 2002).

Магнитная текстура изученных отложений соответствует первичной текстуре осадков с аллотипными ферромагнетиками (короткие оси магнитных эллипсоидов ($K3$) группируются в центре, а длинные и средние оси ($K1$ и $K2$ соответственно) равномерно распределены по краю стереопроекции; рис. 12в-1), что является благоприятной предпосылкой для сохранности первичной намагниченности. Показатель магнитной анизотропии P , за редкими исключениями, варьирует от 1 до 1.4, указывая на близкую к изометричной форму

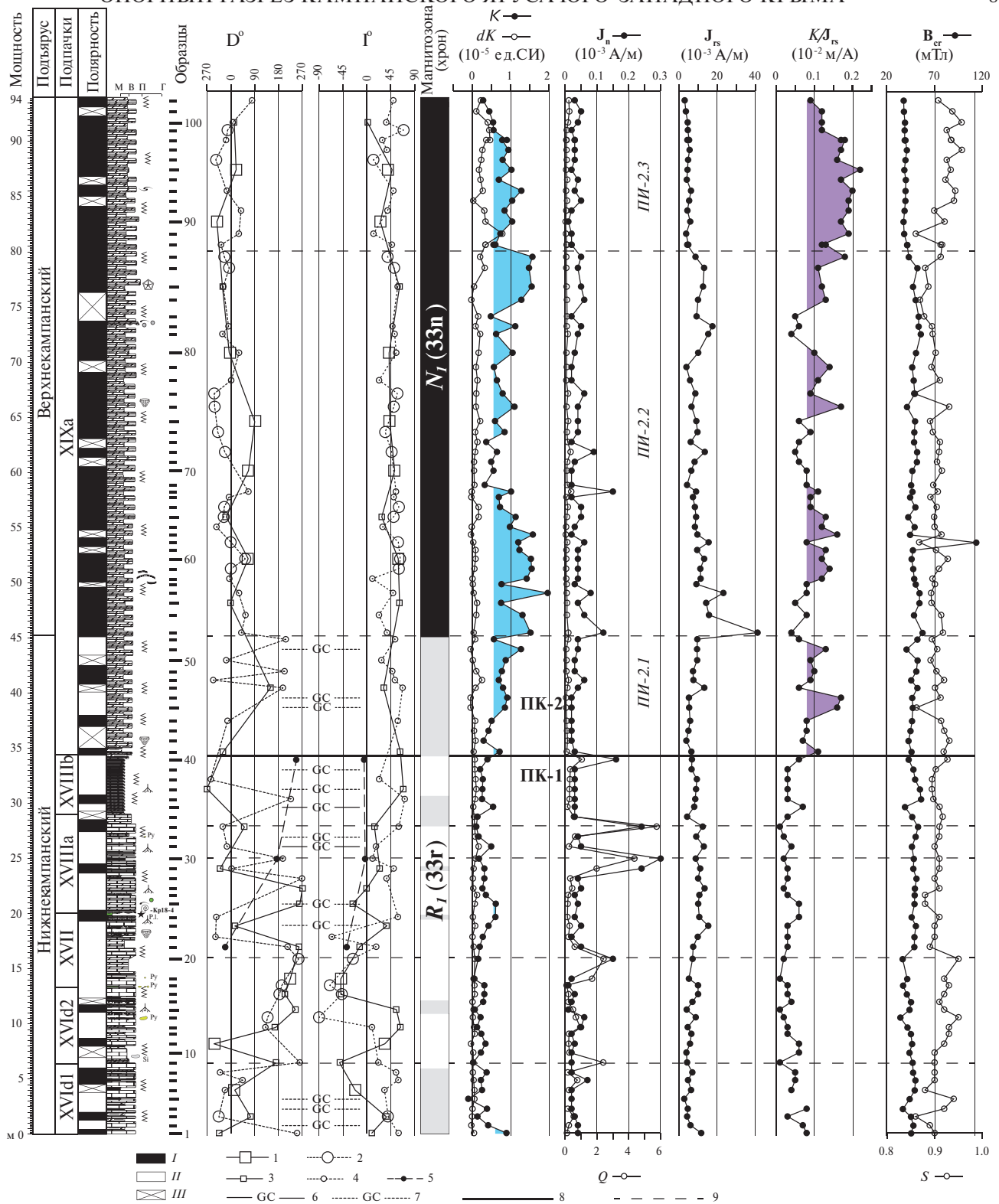


Рис. 11. Магнитостратиграфический разрез Кудрино-1.

На петромагнитных графиках заливкой показаны интервалы, в которых величины параметров превышают медианные значения параметров по всему разрезу. Затемнения в нижней части палеомагнитной колонки “Магнитозона (хрон)” означают участки, на которые определения обратной полярности интерполированы или экстраполированы. Условные обозначения: I – полярность прямая; II – полярность обратная; III – отсутствие данных о полярности; 1, 2 – $ChRM$; 3, 4, 5 – J_{st} ; 6, 7 – большие круги по результатам Н-чисток на SQUID (1, 3, 6), JR-6 (2, 4, 6) и T°-чисток на JR-6 (5); 8 – уровень границы петромагнитных комплексов (ПК), 9 – границы петромагнитных интервалов (ПИ).

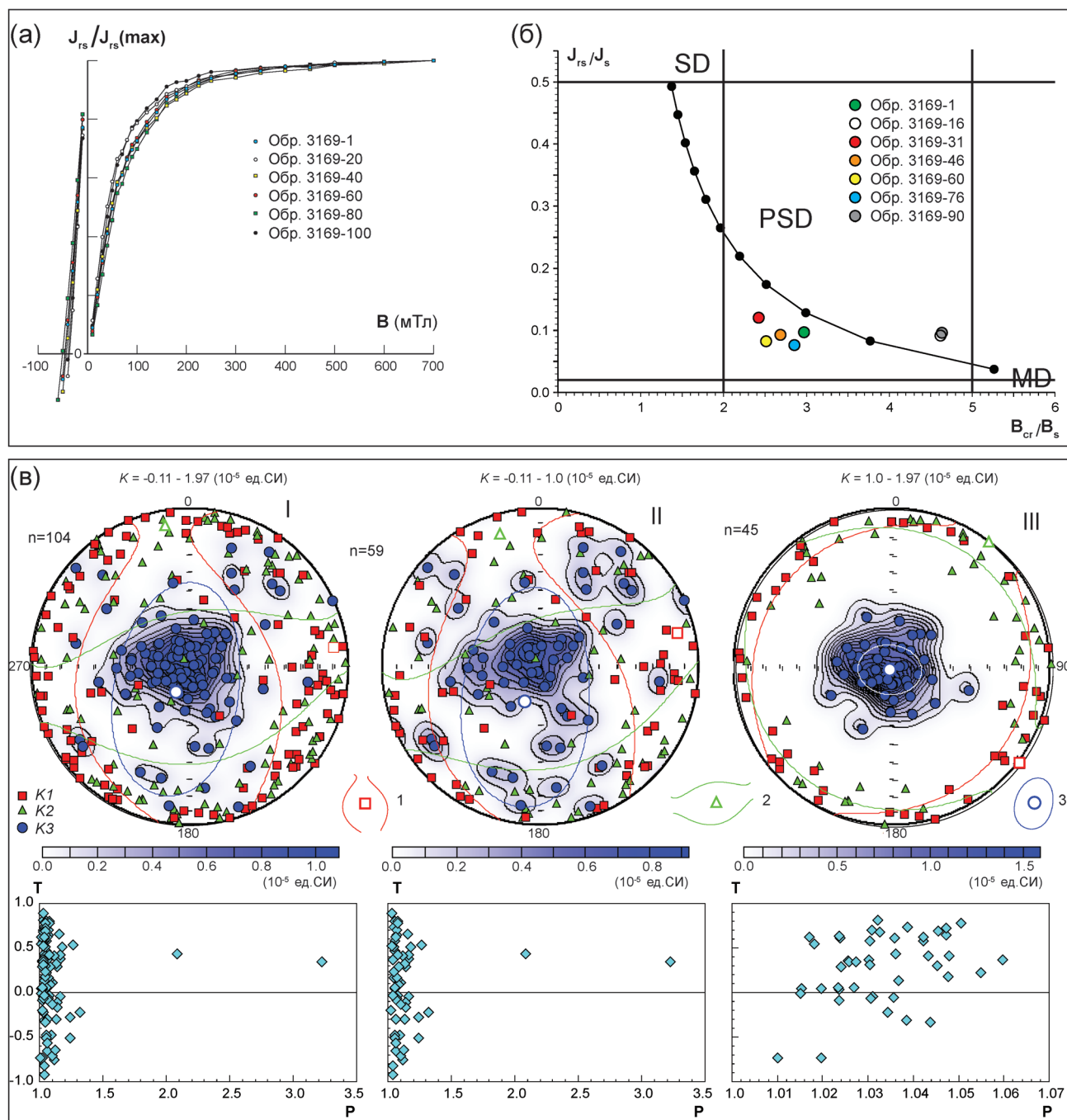


Рис. 12. Результаты магнито-минералогических исследований.

(а) — кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) — диаграмма Дея (SD, PSD и MD — области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно); (в) — данные по анизотропии магнитной восприимчивости: стереограммы проекций длинных (K1), средних (K2) и коротких (K3) осей АМВ в палеогеографической системе координат (изолинии отражают концентрацию K3) и диаграммы P–Т (P — показатель анизотропии, положительные и отрицательные значения Т указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно). I — данные АМВ для всего разреза, II — данные АМВ для низов разреза (ниже уровня обр. 3169/53), III — данные АМВ для верхов разреза (выше уровня обр. 3169/52). n — число образцов в выборке. Условные обозначения: 1, 2, 3 — средние направления с овалами доверия K1, K2 и K3 соответственно.

ферромагнитных частиц (рис. 12в-1). На первый взгляд может показаться, что значительные отклонения K_3 от вертикали и повышенные P свойственны только низам разреза, в то время как для верхов характерны почти идеальная первичная магнитная текстура и практически изометричная форма магнитных частиц ($P < 1.1$). Однако сопоставление данных АМВ с величиной магнитной восприимчивости не оставляет сомнений в том, что разброс K_3 и увеличение P обусловлены в основном погрешностью измерений, потому что фиксируются только в самых слабомагнитных образцах (рис. 12в-II) и отсутствуют в выборке с относительно высокой магнитной восприимчивостью (рис. 12в-III).

Изученные породы очень слабомагнитны: магнитная восприимчивость варьирует от (-0.1) до 2×10^{-5} ед. СИ (при этом более 75% образцов характеризуются $K < 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ), а естественная остаточная намагниченность изменяется от 0.01 до 0.3×10^{-3} А/м (свыше 80% образцов имеют $J_n < 0.05 \times 10^{-3}$ А/м) (рис. 11). Несмотря на это, разрез Кудрино-1 дифференцирован в петромагнитном отношении: верхи разреза (обр. 3169/41–3169/102) отличаются от нижележащих отложений повышенными относительно медианы значениями K , K/J_{rs} и (не столь явно) dK (рис. 11). Началу устойчивого превышения медианных значений K и K/J_{rs} предшествуют аномальные пики Q и J_n (обр. 3169/40), наиболее четко определяющие уровень границы между нижним и верхним петромагнитными комплексами (ПК-1 и ПК-2 соответственно). Приуроченность рубежа между ПК-1 и ПК-2 к подошве пачки XIX (рис. 11) закономерна, потому что и литологические особенности, и магнитные свойства пород обусловлены перестройкой режима осадконакопления. Поэтому уровень обр. 3169/40 (точнее, между образцами 3169/40 и 3169/41) мы помещаем в основание подпачки XIXа, отвечающей верхнему кампану по (Алексеев, 1989). Низкие, даже по меркам осадочных пород, значения Q (в основном порядка 0.01–0.1) типичны для детритной природы намагниченности, что согласуется с предположением о преимущественно аллотигенном происхождении ферромагнетиков, основанном на материалах АМВ. В этом случае повышенную магнитную восприимчивость верхов разреза можно связать с замедлением скорости поставки карбонатного микрита, вследствие чего аллотигенные компоненты в ПК-2 разубожены в меньшей степени, чем в ПК-1, а вариации K по разрезу следует рассматривать как обратное отражение скорости седиментации (Гужиков, Суринский, 2017).

Нижние границы подпачки XVIд2, пачки XVII, подпачек XVIIIа и XVIIIб в целом не находят прямого отражения в петромагнетизме, но петромагнитная ритмичность в этой части разреза хорошо проявлена на графиках Q и J_n (рис. 11). Особенностью ПК-1 является наличие отдельных уровней с максимальными значениями Q (несколько

единиц), в сочетании, как правило, с повышенными величинами J_n ($> 0.1 \times 10^{-3}$ А/м) (рис. 11). Эти петромагнитные аномалии не сопровождаются существенными изменениями других магнитных свойств, что позволяет исключить их связь с увеличением концентраций или появлением новых видов ферромагнитных минералов. Оставшиеся варианты интерпретации природы всплесков Q допускают либо резкое увеличение напряженности геомагнитного поля во время формирования пород, либо химический генезис намагниченности. В случае справедливости последней версии, носителем химической намагниченности может быть аутигенный магнетит, возможно биогенного происхождения, продуцированный во время замедления скорости седиментации или кратковременных перерывов в осадконакоплении. При таких обстоятельствах аномалии Q фиксируют естественные границы дробных литологических подразделений (рис. 11), а приуроченность трех из пяти петромагнитных границ, намеченных в пределах ПК-1, к подошвам подпачки XVIд2, пачки XVII, подпачек XVIIIа и XVIIIб (рис. 11) не случайна.

Верхи разреза (в пределах ПК-2) также дополнительно могут быть расчленены по особенностям вертикального распределения петромагнитных параметров. Вариации графика J_{rs} образуют три петромагнитных интервала (ПИ-2.1, ПИ-2.2 и ПИ-2.3), средний из которых выделяется повышенными значениями этого параметра (рис. 11). Подошва ПИ-2.2 отмечена возрастанием J_{rs} . Подошва ПИ-2.3, фиксируемая по уменьшению параметра, менее выразительна, но этот интервал дополнительно индивидуализирован заметным убыванием V_{cr} и возрастанием S . Вероятно, снижение магнитной жесткости связано с менее интенсивным окислением магнетитовых зерен.

Палеомагнетизм. Палеомагнитное качество изученных пород нельзя признать хорошим, но всесторонний анализ полученных данных позволяет дать магнитополярную характеристику разреза, пригодную для использования в магнитостратиграфических целях.

\tilde{H} -чистки, в которых были задействованы спин-магнитометр JR-6 и установка LDA-3AF, проводились до 20 мТл (в редких случаях до 30–40 мТл), с шагом в 2 мТл. Дальнейшее размагничивание было невозможно, потому что при воздействии более высоких полей величина намагниченности становилась сопоставимой с измерительной погрешностью прибора, и направления J_n изменялись хаотично. \tilde{H} -чистки с помощью криогенного магнитометра позволяли проследить изменение вектора намагниченности до 50 мТл (редко до 60 мТл), с шагом 1–4 мТл в диапазоне до 20 мТл и с шагом 4–5 мТл в диапазоне свыше 20 мТл. Результаты размагничивания переменным полем, полученные на разных приборах в независимых

лабораториях, обнаружили хорошую сходимость (рис. 13а), что позволяет с доверием относиться к результатам измерений на спин-магнитометре, несмотря на ограниченный верхний диапазон разрывающего поля.

Малые величины J_n (зачастую $< 0.000015 \times 10^{-3} \text{ А/м}$ уже после самых слабых воздействий переменным полем или температурой) являются причиной невысокого качества диаграмм Зийдервельда, построенных по результатам измерений как на JR-6, так и на SQUID (рис. 13б, 13в). Тем не менее на большинстве диаграмм удается выделить участки, при аппроксимации которых прямолинейными отрезками максимальный угол отклонения (MAD) менее 15° (в противном случае компоненты J_n не выделялись). В образцах с 26 уровней выделены характеристические компоненты намагниченности (ChRM), при расчете которых центр координат учитывался в качестве конечной точки (рис. 13б, в). Если аппроксимирующая интервал диаграммы прямая существенно отклонялась от направления к началу координат, то дополнительные точки в расчеты не включались, а выделенные компоненты намагниченности условно назывались “стабильными” (J_{st}). В образцах с 22 уровней никаких компонент J_n выделить не удалось. Термочистки, выполненные в диапазоне от 100 до 400°C , с шагом 50°C , оказались безрезультатными (за исключением 3 уровней, на которых все же удалось выделить J_{st}). В образцах с 13 уровней в нижней части разреза проекции J_n в процессе размагничивания смещаются вдоль дуг большого круга (GC) (рис. 13г).

Верхам разреза (обр. 3169/53–3169/102) свойственны компоненты намагниченности, группирующиеся в северных румбах нижней полусферы (рис. 11, 13б, 14а). Такие направления типичны для прямой полярности (N, n) геомагнитного поля.

Низы разреза (обр. 3169/1–3169/52) отмечены хаотичным распределением компонент J_n на сфере и наличием GC (рис. 11, 13в, 14б). Одни компоненты проецируются на южные румбы верхней полусферы, что характерно для обратной полярности (R, r) поля, другие соответствуют прямой полярности. Значительная часть J_{st} (реже ChRM) имеет южные склонения (D) при положительных (нередко пологих) наклонениях (I) или северные склонения при отрицательных наклонениях. В практике магнитостратиграфических исследований подобных аномальных направлений встречаются часто. Как правило, они представляют собой стабилизированные суммы двух антипараллельных

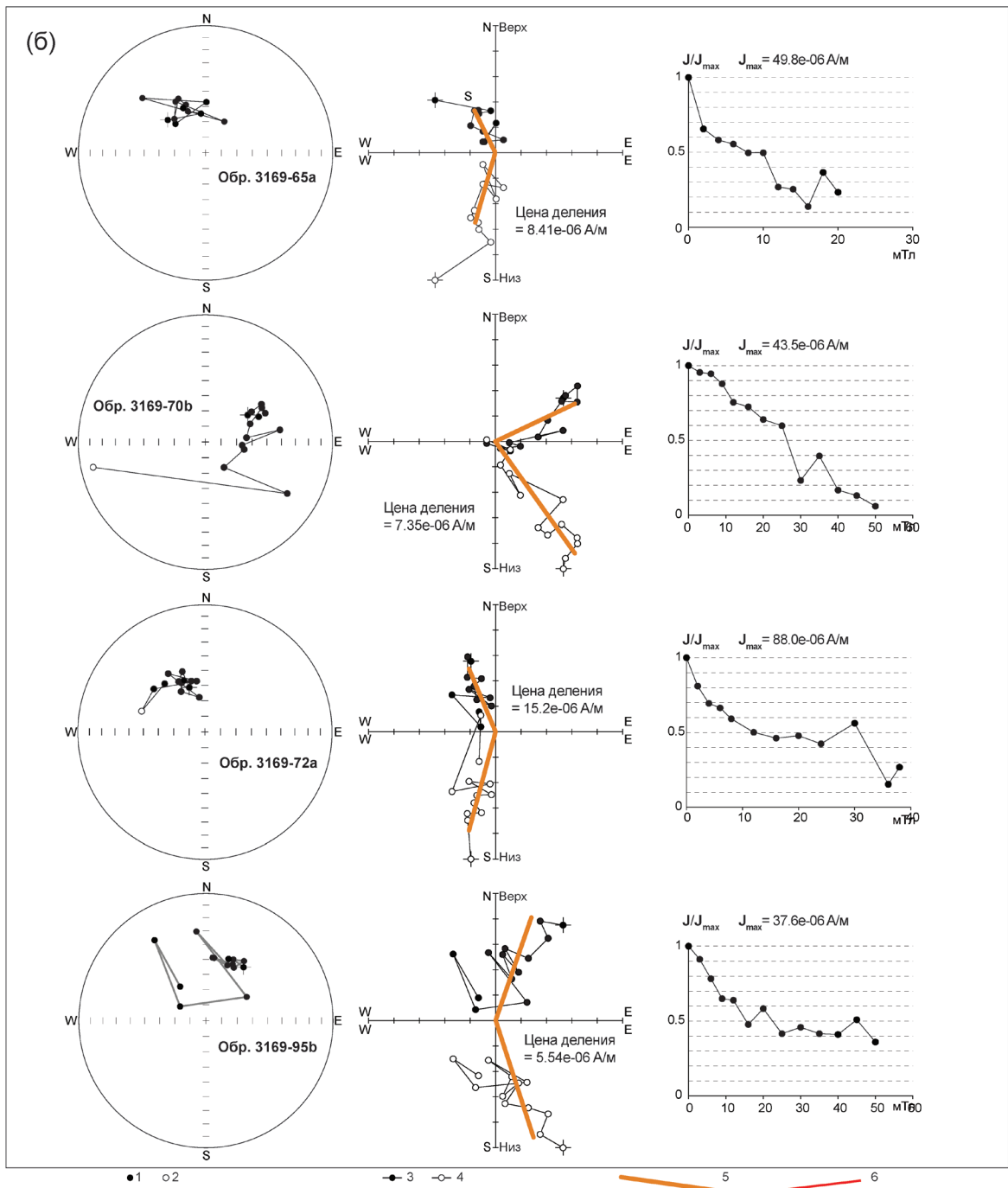
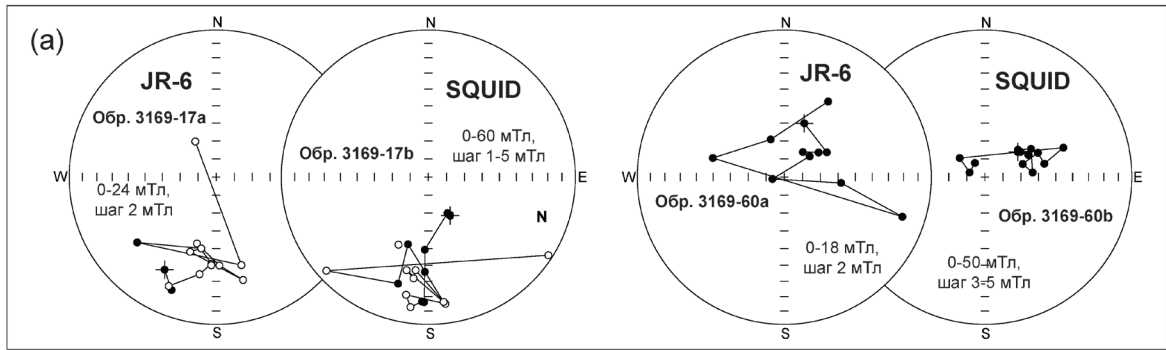
компонент — первичной, соответствующей обратной полярности, и вторичной, связанной с современным полем. Разная степень “загрязнения” суммарной намагниченности вязкой компонентой приводит к очень большому разбросу J_{st} в случае обратного знака древней намагниченности и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по изначально нормально намагниченным образцам ввиду того, что направления современного и позднемелового нормального поля близки. Наличие разнонаправленных компонент намагниченности является также причиной смещения палеомагнитных векторов по дугам больших кругов (Гужиков и др., 2010, 2021а; Karpuk et al., 2018 и др.). Поэтому в палеомагнитной колонке на уровнях, где зафиксированы GC или аномальные компоненты J_n с отрицательными и пологими положительными ($< 20^\circ$) наклонениями, показан знак обратной полярности (рис. 11).

Обсуждая структуру палеомагнитной колонки, необходимо отметить, что уровни с прямой полярностью встречаются повсеместно, а с обратной — только в нижней половине разреза, не выше интервала между обр. 3169/52 и 3169/53 (рис. 11). Из 12 п-интервалов, зафиксированных в низах разреза, 10 обоснованы образцами с одного, а 2 — с двух уровней, в то время как для выделения магнитозоны необходимо документировать один и тот же знак полярности минимум на трех соседних уровнях (Храмов, Шолпо, 1967). Между тем на ряде участков г-интервалы группируются в разрезе на трех (обр. 3169/12–3169/15, обр. 3169/30–3169/33), на четырех (обр. 3169/25–3169/29, обр. 3169/37–3169/40), даже на семи (обр. 3169/17–3169/23) уровнях подряд (рис. 11, 14в). Поскольку, в соответствии с формальными требованиями (Храмов, Шолпо, 1967), единичные п-интервалы не должны учитываться при выделении магнитостратиграфических подразделений, низы разреза (обр. 3169/1–3169/52) остаются охарактеризованными только R-зонами, которые объединяются в одну крупную зону обратной полярности (R_1). Выделение зоны прямой полярности (N_1) в верхах разреза (обр. 3169/53–3169/102) в дополнительной аргументации не нуждается (рис. 11).

К полученным материалам невозможно применить стандартные полевые тесты, потому что данные, по которым обоснована зона R_1 (рис. 13б, 14в), непригодны для расчета палеомагнитной статистики, а предпосылки для проведения тестов складки и конгломератов отсутствуют. Однако

Рис. 13. Типичные результаты компонентного анализа (полярные стереопроекции, диаграммы Зийдервельда, графики размагничивания).

(а) — сопоставление результатов \tilde{N} -чисток образцов-дублей на JR-6 и SQUID; (б–г) — результаты по образцам, в которых выделены ChRM, соответствующие прямой полярности (б), обратной полярности (в) и большие круги (г). Все данные приведены в стратиграфической системе координат. Условные обозначения: 1–4 — проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы, на горизонтальную (3) и вертикальную (4) плоскости; 5, 6 — отрезки, аппроксимирующие ChRM (5) и “низкокоэрцитивную” компоненту J_n (6).



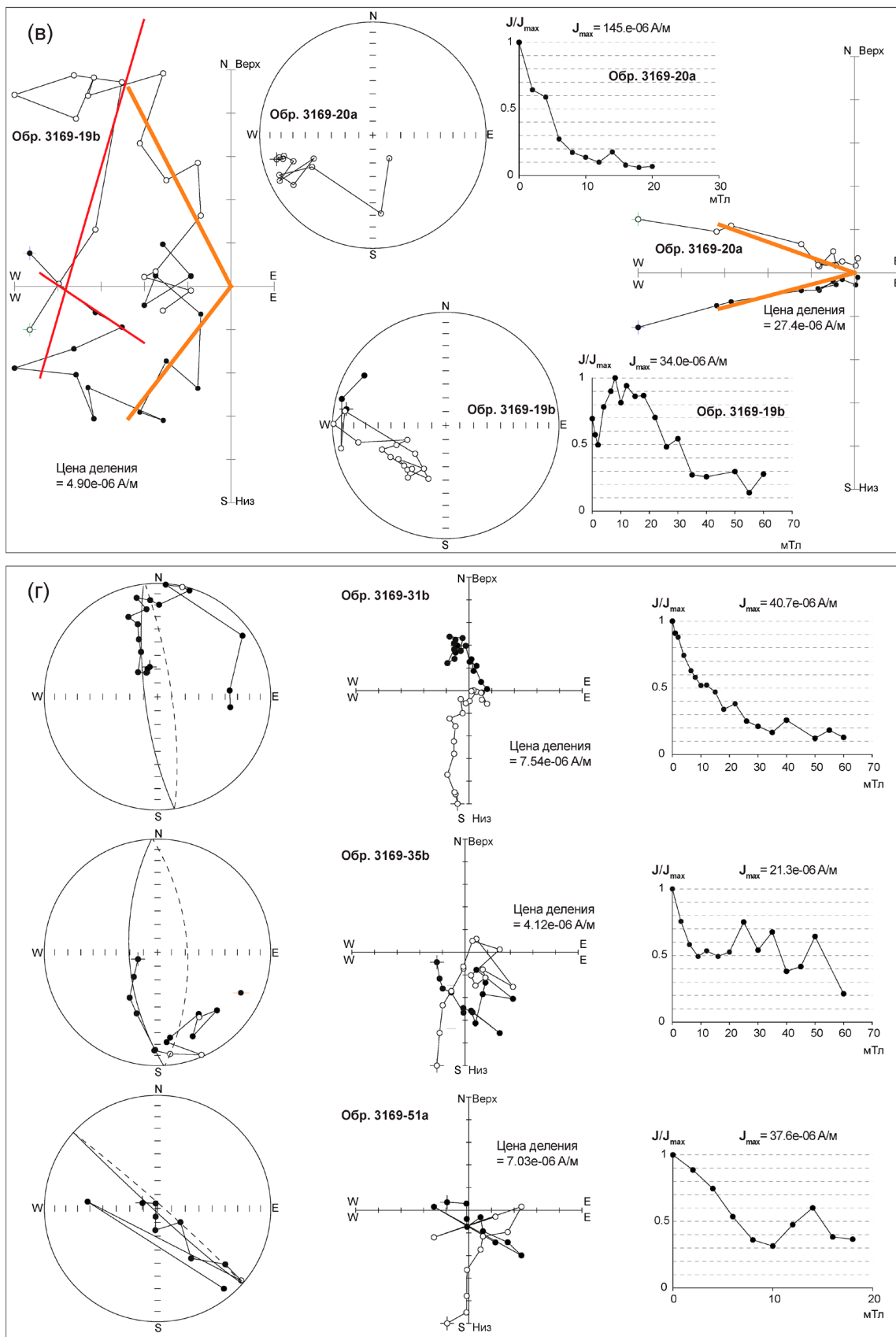


Рис. 13. Окончание

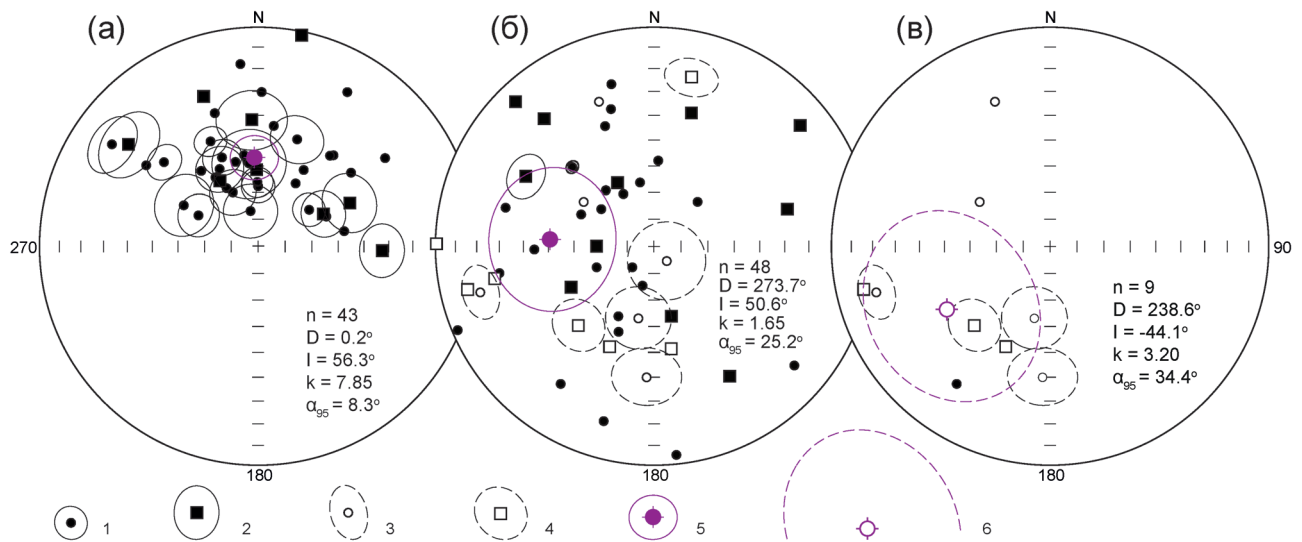


Рис. 14. Полярные стереопроекции компонент J_n (в стратиграфической системе координат).

(а) — в верхах разреза (выше уровня обр. 3169/52), (б) — в низах разреза (ниже уровня обр. 3169/53), (в) — в интервале между обр. 3169/17-23. n — число образцов в выборке, D , I — склонение и наклонение среднего палеомагнитного вектора соответственно, k — межпластовая кучность, α_{95} — радиус доверия. Условные обозначения: 1–4 — проекции компонент J_n с кругами доверия (радиусом которых является MAD) на нижнюю (1, 2) и верхнюю (3, 4) полусферы (компоненты определены по данным измерений на JR-6 (1, 3) и SQUID (2, 4), круги доверия показаны только для ChRM); 5, 6 — проекции средних палеомагнитных направлений с кругами доверия (α_{95}) для них на нижнюю (5) и верхнюю (6) полусферы. Остальные условные обозначения см. на рис. 13.

о первичности J_n можно судить по ряду косвенных признаков, совокупность которых свидетельствует в пользу того, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим кампанского геомагнитного поля:

1. Интервалы одного знака полярности, определенного по направлениям ChRM, закономерно группируются по разрезу, образуя две крупные магнитозоны — R_1 и N_1 (рис. 11).

2. Независимость знака полярности от вещественного состава и физических свойств пород является признаком древней природы J_n , в то время как приуроченность той или иной полярности к определенному типу отложений наводит на мысль о возможном перемагничивании. Явной связи выделенных магнитозон с литологическими и петромагнитными подразделениями не наблюдается, но приуроченность участков разреза с более надежно обоснованной обратной полярностью к слабому магнитному ПК-1 и совпадение кровли зоны R_1 с подошвой петромагнитного ритма ПИ-2.2, на первый взгляд, кажутся подозрительными. Однако наличие R-зоны в разрезе Кудрино-2 (сопоставимой по качеству палеомагнитных определений с зоной R_1 в Кудрино-1) в “сильномагнитных” ($K = 1-2 \times 10^{-5}$ ед. СИ и более) низах подпачки XVIa (Гужиков и др., 2021a) опровергает предположение о корреляции обратного знака полярности с минимальными значениями магнитной

восприимчивости. Скачкообразные изменения петромагнитных параметров, как правило, соответствуют перерывам в осадконакоплении (Гужиков, 2013), и резкий рост величин J_{rs} в основании ПИ-2.2, скорее всего, фиксирует кратковременное прекращение или замедление седиментации. Совпадение же палеомагнитной и петромагнитной границ на уровне перерыва не является редкостью.

3. Среднее палеомагнитное направление, определенное по N-зоне (рис. 14а), статистически совпадает со средним направлением в верхнекампанских–маастрихтских отложениях разреза Бешкош (примерно в 4.5 км к С–СЗ от разреза Кудрино-1) (Барабоскин и др., 2020), но значительно отличается от направления современного поля в стратиграфической системе координат. В первом случае угол между векторами (4.7°) меньше ошибки ($\pm 6.7^\circ$), определяемой согласно (Debiche, Watson, 1995), во втором, напротив, больше: $9.8^\circ \pm 9.5^\circ$. (При статистической проверке за α_{95} для современного поля была принята максимальная амплитуда вековой вариации — 10° (Бахмутов, 2006).)

4. Полученные палеомагнитные данные соответствуют критерию внешней сходимости, то есть согласуются с известными представлениями о магнитополярной структуре кампана (Gradstein et al., 2020). С учетом полученных палеонтологических данных о кампанском (ранне- и позднекампанском) возрасте отложений в выделенных

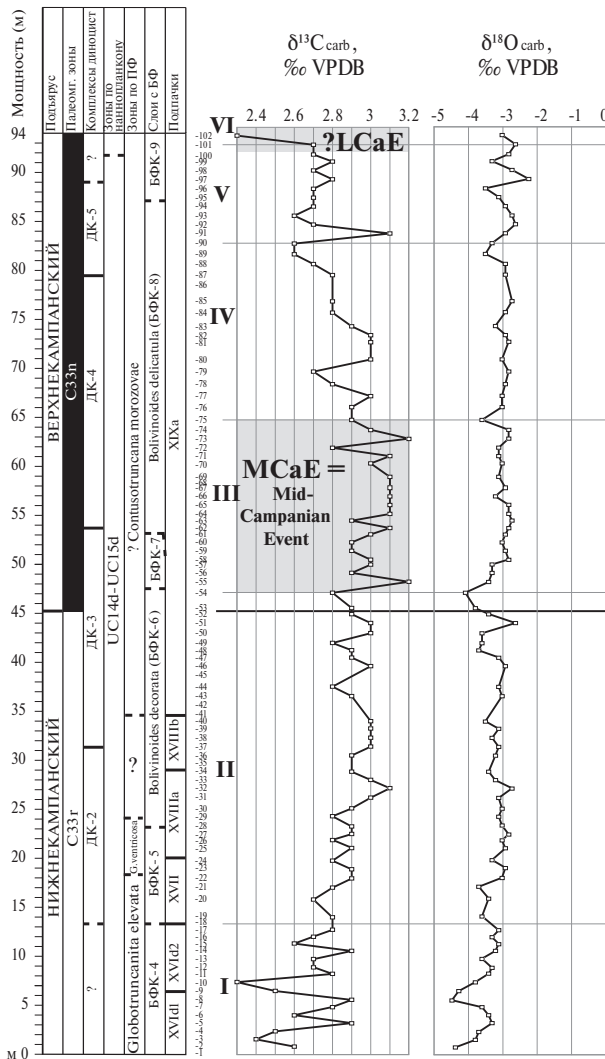


Рис. 15. Изотопные данные $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ‰ VPDB и $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, ‰ VPDB для кампанских отложений разреза Кудрино-1 и характерные интервалы $\delta^{13}\text{C}$ (римские цифры). LCaE — Late Campanian Event.

магнитозонах R_1 и N_1 легко опознаются аналоги хронов 33г и 33п соответственно (рис. 11).

Очевидно, что в разрезе Кудрино-1 обнаружены верхи хрона 33г, низы которого зарегистрированы ранее в соседнем разрезе Кудрино-2 и, вероятно, в Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б). Благодаря выдержанному залеганию пластов (падение к 3–С3 под углами от 9° до 19°), можно оценить истинную мощность аналога хрона 33г в районе с. Кудрино. Она составляет приблизительно 120 м (при расчете использованы горизонтальное проложение 500 м, взятое между подошвой 33г в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а, 2021б) и предполагаемой кровлей этого хрона в разрезе Кудрино-1, средний азимут падения 310° и угол падения 14°). Средняя

скорость седиментации (sedimentation rate) определяется как отношение мощности пород к продолжительности временного интервала, за который они образовались. С учетом данных о длительности 33г (~3 млн лет; Gradstein et al., 2020), средняя скорость формирования отложений в разрезах Кудрино-1 и Кудрино-2 в течение хрона обратной полярности равнялась примерно 4 см/тыс. лет.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Измерение изотопного состава углерода (C) и кислорода (O) в образцах проведены на масс-спектрометре Delta V Advantage с приставкой GasBench II (Лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, ГИН РАН). Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при температуре 50°C . Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно стандарта VPDB. При калибровке использованы международные стандарты IAEA C-O-1. Через каждые 10 образцов для контроля точности измерений использовалась сверочная проба. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.1\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\pm 0.2\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$. Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr не определялись.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в изученных известняках варьируют от -4.5 до -2.2‰ (рис. 15). Это ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от -2 до 0‰). Как и в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021б), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не обнаруживают зависимостей друг от друга, что свидетельствует об отсутствии эпигенетической перекристаллизации при участии атмосферных вод (Покровский и др., 2020).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 2.3 до 3.2‰ (рис. 15) и близки к аналогичным значениям в мезозойских морских карбонатах тетических и перитетических палеобассейнов (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022; Jarvis et al., 2023). По значениям $\delta^{13}\text{C}$ можно выделить несколько интервалов, которые частично согласуются с выделенными литологическими интервалами. В интервале I (подпачки XVIId1–XVIId2) значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 2.0 до 2.9‰ (рис. 15). В интервале II (пачка XVII–нижняя часть подпачки XIXa, немного выше кровле хрона C33r) значения повышенные при небольшом разбросе: от 2.4 до 2.9‰. В интервале III (подпачка XIXa, обр. 3169/54–3169/75) значения $\delta^{13}\text{C}$ максимальны и варьируют от 2.8 до 3.2‰. Представляется, что этот интервал, приходящийся на нижнюю часть верхнего кампана, может быть сопоставлен с положительной аномалией (или ее частью) “BUCE” — Base Upper Campanian Event (Voigt et al., 2010, 2012; Wendler, 2013) или “MCaE” — Mid-Campanian Event (Pearce et al., 2022). Вышележащий интервал IV (подпачка XIXa, обр. 3169/76–3169/90) характеризуется устойчивым снижением значений $\delta^{13}\text{C}$ от 3.0 до 2.6‰. Интервал V (подпачка XIXa,

обр. 3169/91–3169/101) начинается одиночным максимумом $\delta^{13}\text{C}$ в 3.1‰, но выше значения снуга уменьшаются до 2.8–2.6‰. Наконец, самый верхний интервал VI отвечает единичному минимальному значению 2.3‰ (подпачка XIXa, образец 3169/102). Возможно, это аналог события “LCE” — Late Campanian Event (Wendler, 2013), но для уверенности в этом выводе нужны дополнительные данные, которые могут быть получены по соседним разрезам. Корреляция выделенных интервалов с палеомагнитными и биособытиями рассмотрена ниже.

U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ

Методика исследований. Образец киловых глин (обр. 1-2018) был помещен в дистиллированную воду, и с помощью ультразвукового диспергирования была подготовлена суспензия, которая позволила при последующем удалении глинистой взвеси в воде предварительно отделить минеральные фракции высокой плотности от глин. Затем были выделены цирконы с использованием стандартной техники, включающей разделение в тяжелых жидкостях и электромагнитную сепарацию. 25 кристаллов циркона поместили в шашку из особо чистой эпоксидной смолы (диск диаметром 25 мм и толщиной около 4 мм) вместе с зернами стандартного циркона TEMORA. Затем шашка была отполирована, и таким образом была обнажена внутренняя часть кристаллов циркона. Наблюдения под микроскопом в проходящем и отраженном свете помогли наметить чистые, без трещин и микровключений, участки кристаллов, пригодные для ионного микроанализа. Перед анализом были получены изображения кристаллов в катодолюминесцентном излучении и обратнорассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе, что позволило выявить характер зональности и внутреннюю структуру циркона (рис. 16).

U–Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (вторично-ионная масс-спектрометрия с высоким пространственным разрешением) в ЦИИ ВСЕГЕИ с использованием стандартных процедур (Williams, 1998). Обработку результатов измерений осуществляли с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2012). Традиционно для относительно молодых меловых цирконов опирались только на возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, так как для таких кристаллов, учитывая низкое количество накопленного радиогенного ^{207}Pb и большую погрешность определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, существует проблематичность оценки дискордантности возрастов по двум независимым изотопным системам. В нашем случае $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты скорректированы на ^{207}Pb (Williams, 1998), при допущении, что небольшая дискордантность цирконов является следствием

простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Воспроизводимость SHRIMP-анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ в стандарте составляет порядка 1–2% (Black et al., 2004), что эквивалентно погрешности в датировании для фанерозойских цирконов на 1–3 млн лет и меньше.

Результаты U–Pb датирования цирконов. Практически все извлеченные кристаллы циркона размером около 130–300 мкм хорошо ограненные, прозрачные и удлиненные, с отношением толщина/длина от 1 : 3 до 1 : 8 (в большинстве случаев 1 : 5). Это указывает на их инзитный генезис, характерный для вулканических пеплов, вероятно, риолитового или дацитового состава. В катодолюминесцентном излучении в кристаллах наблюдается осцилляционная и секториальная зональность, обычная для магматического циркона (рис. 16). Отношения Th/U в 12 измеренных кристаллах варьируют от 0.9 до 1.6 (табл. 1), что также характерно для циркона магматического генезиса. Средневзвешенное значение конкордантного возраста для двенадцати кристаллов циркона составило 77 ± 1 млн лет (СКВО = 0.08, $p = 0.77$, $N = 12/12$, рис. 16), при этом в большинстве кристаллов возраст варьирует от 77 до 80 млн лет, что соответствует раннему кампану.

По оценкам (Gradstein et al., 2020), уровень смены геомагнитной полярности C33г–C33п имеет возраст 79.9 млн лет. Отобранные образцы цирконов происходят из интервала обратной полярности C33г, ниже уровня смены полярности. Учитывая разброс полученных абсолютных значений, они в целом согласуются с указанной цифрой.

Датировки несколько отличаются от существующих оценок возраста биостратиграфических зон. Согласно (Walaszczyk, 1997), кровля иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* примерно совпадает с кровлей нижнего кампана североамериканской шкалы и может быть датирована примерно в 80.5 млн лет (Walaszczyk et al., 2008), тогда как в разрезе Кудрино-1 этот уровень, хотя и более молодой по датировкам, расположен ниже уровня находок *Sphaeroceramus cf. sarumensis*.

Согласно датировкам туфов из разрезов на территории США, граница нижнего и верхнего кампана европейской шкалы, отвечающая подошве зоны *Vacuulites obtusus* (подошва среднего кампана североамериканской шкалы), имеет возраст 80.58 ± 0.55 млн лет (Cobban et al., 2006, 2008). Этот уровень попадает внутрь интервала обратной полярности C33г (Leahy, Lerbekmo, 1995), подобно образцу из разреза Кудрино-1, и, как мы видим, близок к нему по возрасту.

Учитывая недостаточную прецизионность инструмента SHRIMP в части измерений

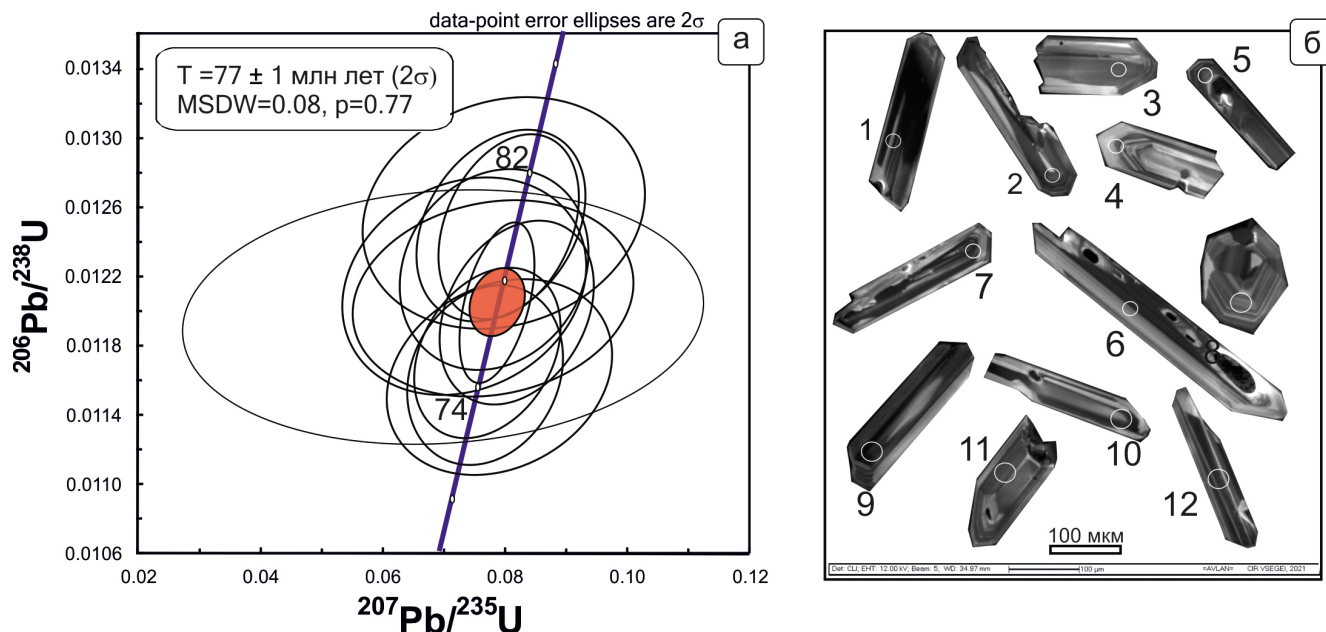


Рис. 16. Диаграмма с конкордией результатов U–Pb датирования циркона из кировых пеплов Крыма (а) и изображение кристаллов датированных цирконов в катодолуминисцентном излучении (б). Номера соответствуют точкам в табл. 1.

содержания ^{207}Pb и связанную с этим проблематичность корректной оценки конкордантности, можно принять, что с наибольшей вероятностью возраст кирового прослоя находится в интервале от 77 до 80 млн лет, и в этом случае наши результаты согласуются с существующими оценками возраста по другим данным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О подъярусном делении кампана

Существуют представления о двух-, трех- и четырехчленном делении кампанского яруса на подъярусы (Стратиграфия..., 1986–1987). После обсуждения этой проблемы и голосования на Международном меловом симпозиуме в Брюсселе в 1995 г. было рекомендовано разделение кампана на три подъяруса примерно равного объема (Hancock, Gale, 1996), но официальных предложений по определению подъярусов или их GSSP пока нет (Gradstein et al., 2020).

В Европе кампан традиционно имеет двучленное строение, предложенное А. Де Гроссувром (De Grossouvre, 1901). При этом делении граница подъярусов маркируется вымиранием белемнитов *Goniatites quadrata* (Blainville) и появлением белемнитов группы *Belemnitella mucronata*, с некоторым перекрытием их вертикального распространения (зона *Goniatites quadrata gracilis*/*Belemnitella mucronata senior*; Ernst et al., 1979; Schulz et al., 1984), а за подъярусную границу принимается уровень

исчезновения рода *Goniatites* (Christensen, 1997). По бентосным фораминиферам подошва европейского верхнего кампана проводится в основании зоны *Gavelinella monterelensis*–*Gavelinella costulata* с почти одновременным появлением *Brotzenella monterelensis* и *C. voltzianus* (Walaszczuk et al., 2016).

В североамериканской шкале кампан подразделяется на три подъяруса примерно равной продолжительности, которые начинаются по первому появлению эндемичных аммонитов *Scaphites leei* III Cobban, *Vaculites obtusus* Meek и *Didymoceras nebrascense* (Meek et Hayden) соответственно (Cobban et al., 2006). Подошва аналогов североамериканского среднего кампана по аммонитам недавно была установлена в разрезе р. Северная Сосьва на восточном склоне Урала (Барабошкин и др., 2022), однако проследить ее на территории Восточно-Европейской платформы и южнее пока не удается.

При двучленном разделении подошва верхнего кампана примерно соответствует подошве зоны “*Vaculites sp. (smooth)*” У. Коббана и др. (Cobban et al., 2006), что основано на распространении *Scaphites hippocrepis* III в обоих регионах (Kennedy, 2019; Ernst et al., 1979). При этом поздний кампан имеет существенно большую продолжительность, чем ранний. По иноцерамам это сопоставление представляется несколько иначе (Walaszczuk et al., 2016): основание североамериканского среднего кампана находится в пределах нижней части зоны “I.” *azerbaydjanensis*–*vorhelmensis*, что отвечает

Таблица 1. Результаты U–Pb (SHRIMP) датирования циркона из киловых (бентонитовых) глин из заброшенного карьера около разреза Кудрино-1 (обр. 1-2018, координаты: 44°42'20.4" с.ш., 33°56'29.4" в.д., h = 248 м)

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	мкг/г U	мкг/г Th	²³² Th / ²³⁸ U	мкг/г ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст ± 1σ	(1) ±%	(1) ±%	(1) ±%	(1) ±%	(1) ±%	(1) ±%	err corr		
1	0.00	762	672	0.91	7.89	77.2 ±1.2	83	1.6	0.0473	2.8	0.0787	3.2	0.01205	1.6	0.508
2	1.04	225	216	0.99	2.36	77.4 ±1.5	82.8	1.9	0.047	12	0.0783	12	0.01208	1.9	0.164
3	0.82	120	112	0.96	1.31	80.5 ±1.7	79.6	2.2	0.0459	12	0.0795	12	0.01257	2.2	0.183
4	0.70	148	123	0.86	1.55	77.8 ±1.6	82.4	2.1	0.0438	11	0.0734	11	0.01214	2.1	0.193
5	0.38	284	361	1.32	2.94	76.8 ±1.4	83.4	1.8	0.0495	6.1	0.0818	6.3	0.01199	1.8	0.284
6	0.39	258	363	1.46	2.77	80 ±1.4	80.1	1.8	0.0458	6.5	0.0789	6.8	0.01249	1.8	0.267
7	0.35	294	341	1.20	3.17	80 ±1.4	80.1	1.8	0.0472	5.9	0.0813	6.1	0.01249	1.8	0.288
8	0.51	209	232	1.15	2.21	78.4 ±1.5	81.7	1.9	0.0464	7.9	0.0782	8.1	0.01224	1.9	0.235
9	0.50	493	753	1.58	5	75.4 ±1.3	85	1.7	0.0476	6.1	0.0773	6.3	0.01176	1.7	0.266
10	0.59	190	236	1.28	1.91	74.4 ±1.4	86.2	2	0.0495	9.3	0.0791	9.5	0.01161	2	0.206
11	2.08	113	124	1.14	1.18	76.7 ±1.9	83.5	2.5	0.042	25	0.07	25	0.01197	2.5	0.099
12	0.00	357	359	1.04	3.56	74.5 ±1.3	86	1.8	0.0479	6.5	0.0768	6.7	0.01163	1.8	0.266

Примечание. Spot – номер кристалла и точки анализа (рис. 2). ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Погрешности единичных анализов – 1σ. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный ²⁰⁴Pb. “err corr” – корреляция ошибок. Погрешность калибровки стандарта TEMORA – 0.42% (не включено в погрешности единичных анализов).

зоне *Pachydiscus stobaei*/*Galeola papillosa basiplana*–*Galerites vulgaris*/*Galeola papillosa basiplana*. Поэтому подошва зоны *Vaculites obtusus* должна соответствовать основанию европейской зоны *stobaei*/*basiplana* или более высокому уровню, т.е. она должна быть проведена несколько выше подошвы традиционного европейского верхнего кампана. По белемнитам корреляцию провести невозможно, а по бентосным фораминиферам эта граница в Европе совпадает с основанием зоны *Gavelinella annae* (Walaszczuk et al., 2016).

Положение подошвы североамериканского верхнего кампана в европейских разрезах может быть определено по иноцерамидам (Walaszczuk et al., 2016). Она располагается в верхней части зоны “*Inoceramus*” *tenuilineatus*, что соответствует средней части аммонитовой зоны *Didymoceras donezianum*. По бентосным фораминиферам эта граница должна проходить примерно в пределах зоны *Bolivina incrassata*–*Globorotalites michelinianus*.

В Общей стратиграфической шкале России кампанский ярус традиционно разделялся на два подъяруса (Стратиграфия..., 1986–1987). В ее действующем варианте нижний кампан начинается аммонитовой зоной *Placenticeras bidorsatum*, а верхний – зоной *Noplitoplacenticeras marroti* (Олферьев, Алексеев, 2002). Эти формы, однако, не встречены

ни на Русской плите, ни в разрезах на ее южном обрамлении. Границы зоны ПФ *Globotruncanites elevata* и зоны по наннопланктону *Broinsonia parca*, помещенных в ОСШ, также не совпадают с подъярусными границами кампана и, аналогично другим палеонтологическим границам, отличаются диахронностью.

Трехчленное разделение кампанского яруса ранее предлагалось для разрезов Мангышлака на основе бентосных фораминифер (Кораевич et al., 1999) и для разрезов кампана Русской плиты на основе бентосных и планктонных фораминифер, диноцист и радиолярий (Александрова и др., 2012а, 2012б; Гужиков и др., 2017). К сожалению, это разделение почти никак не соотносится с трехчленным разделением кампана североамериканских разрезов, а ссылка на их привязку к “Секвентной стратиграфии позднего мела Западной Европы” в работе (Hardenbol et al., 1998) в действительности переадресует нас именно к североамериканскому разделению, обозначенному как “неформальное”. Представления авторов (Александрова и др., 2012б) о трехчленном делении кампана по белемнитам на нижний (“этап” *Belemnitella mucronata alpha* (s.l.)), средний (*B. mucronata mucronata*) и верхний (*B. langei* (s.l.)) кампан также не совсем точное, принимая

во внимание зону *Belemnella licharewi* и то, что граница кампана и маастрихта проводится теперь на Русской плите внутри зоны *Belemnella lanceolata* (Барабошкин и др., 2019). Зональные виды-индексы бентосных фораминифер для установления трех ярусов кампана предлагались разные (сравни Коравич et al., 1999 и Александрова и др., 2012а, 2021б), а стратоны на базе планктонных фораминифер, диноцист и радиолярий в разрезах на территории Поволжья пока выделены только в ранге слоев с фауной (Александрова и др., 2012а, 2012б).

Предложение о выделении в кампане трех подъярусов обсуждалось на совещании по совершенствованию ОСШ (Барабошкин и др., 2013), что нашло свое развитие в небольшой статье В.Б. Сельцера и В.Н. Беньямовского (2014). В ней, помимо трехчленного деления кампана на основе БФ, предлагалось его разделение по встречающимся на Русской плите аммонитам, увязанное с границами белемнитовых зон этого региона. Нижнюю границу среднего кампана предлагалось проводить в подошве зон *Hoplitoplacenticerias coesfeldiense* и *Belemnitella mucronata*, а нижнюю границу верхнего кампана — по подошве зон *Didymoceras donezianum* и *Belemnitella langei*. При этом подошва и кровля кампана по аммонитам авторами не были обозначены, а по белемнитам совпадали с принятыми для ВЕП границами — подошвой зоны *Belemnitella praecursor mucronatiformis* и кровлей зоны *Belemnella licharewi* соответственно (Олферьев, Алексеев, 2005). Это предложение лишь частично отвечает представлениям о корреляции одноименных (и эквивалентных) зон и границ кампана Северной Европы и Северной Америки (Hardenbol et al., 1998; Walaszczyk et al., 2016), что, впрочем, признавали и сами авторы (Сельцер, Беньямовский, 2014).

Перечисленные проблемы заставляют пока с осторожностью относиться к предложениям о трехчленном разделении кампанского яруса, хотя и заслуживают внимания и дальнейшего анализа.

Полученные нами результаты (Гужиков и др., 2021а, 2021б и настоящая статья) позволяют несколько иначе подойти к подъярусному делению кампана. Как было обозначено в начале статьи, мы (1) придерживаемся здесь традиционного двучленного деления кампанского яруса и (2) поддерживаем предложения рабочей группы по границе сантона и кампана о проведении подошвы кампана по основанию магнитного хрона, практически совпадающего с положением изотопной аномалии SCBE (Gale et al., 2023). В такой трактовке граница сантона и кампана является глобальной и изохронной для разнофациальных (включая морские и континентальные) отложений в силу природы магнитного поля. Поэтому ее принятие вносит больше определенности в межрегиональную

корреляцию границы сантонского и кампанского ярусов. Используя тот же самый подход, мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана по границе магнитных хронов C33г и C33п, что обсуждается ниже.

Корреляция пограничных отложений нижнего и верхнего кампана по палеомагнитным и изотопно-геохимическим данным

В настоящее время в кампанском интервале, отвечающем по стратиграфическому объему разрезам Кудрино-1 и Кудрино-2, выделяют до 10 изотопных событий (Jarvis et al., 2006; Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022). Наиболее крупными из них являются SCaBE (Santonian–Campanian Boundary Event), MСaE (Mid-Campanian Boundary Event) и LCaE (Late Campanian Boundary Event) (Pearce et al., 2022), аналоги которых установлены в изученных разрезах. Согласно (Thibault et al., 2016, fig. 8), изотопное событие на границе хронов C33г и C33п — это событие “*Papillosa*”, которое в разрезе Губбио отвечает максимальным значениям $\delta^{13}\text{C}$ в кровле хрона прямой полярности C34п (рис. 17). По данным (Thibault et al., 2016), “*Papillosa*” прослеживается в разрезе Сиффорд Хед в Англии, но приходится на интервал обратной полярности (согласно Montgomery et al., 1998), отождествление которого с хроном 33г в работе (Gale et al., 2023) признается недостаточно обоснованным. На наш взгляд, идентификация изотопного события “*Papillosa*” в разрезе Сиффорд Хед не менее спорная, поскольку сведения о положении границы хронов C33г и C33п для него отсутствуют.

В разрезе Губбио событие “*Papillosa*” (по Thibault et al., 2016) расположено несколько ниже кровли зоны *Globotruncanita elevata* по ПФ. Кровля зоны *G. elevata* в разрезе Кудрино-1 находится в пачке XVII и в верхней части хрона C33г (т.е. ниже, чем в Губбио), а также в слоях с *Bolivinooides pustulata* по БФ, надстраивающих зону *Pseudogavelinella clementiana clementiana* и перекрываемых слоями с *Bolivinooides decorata* БФ. В разрезе Пуаньи во Франции граница нижнего и верхнего кампана и изотопное событие “MСaE” — Mid-Campanian event (Pearce et al., 2022) располагаются в зоне *Bolivinooides decorata*. Событие “*Papillosa*” в том же разрезе интерпретируется в середине зоны *P. clementiana clementiana* по БФ, то есть существенно ниже, чем в Кудрино-1. Даже если коррелировать уровень появления *V. decorata* в разрезах Кудрино-1 и Пуаньи, все равно ближайшим значимым изотопным событием будет MСaE, что подтверждается и положением уровня последнего присутствия диноцист *Eatonicysta? mutabilireta* в верхней части хрона C33г в разрезах Кудрино-1, Пуаньи и Транч (Pearce et al., 2020, 2022). Исходя из сказанного, мы считаем, что изотопный максимум “*Papillosa*” разреза Губбио (по Thibault et al., 2016) и MСaE разреза Пуаньи (Pearce et al., 2022) — это

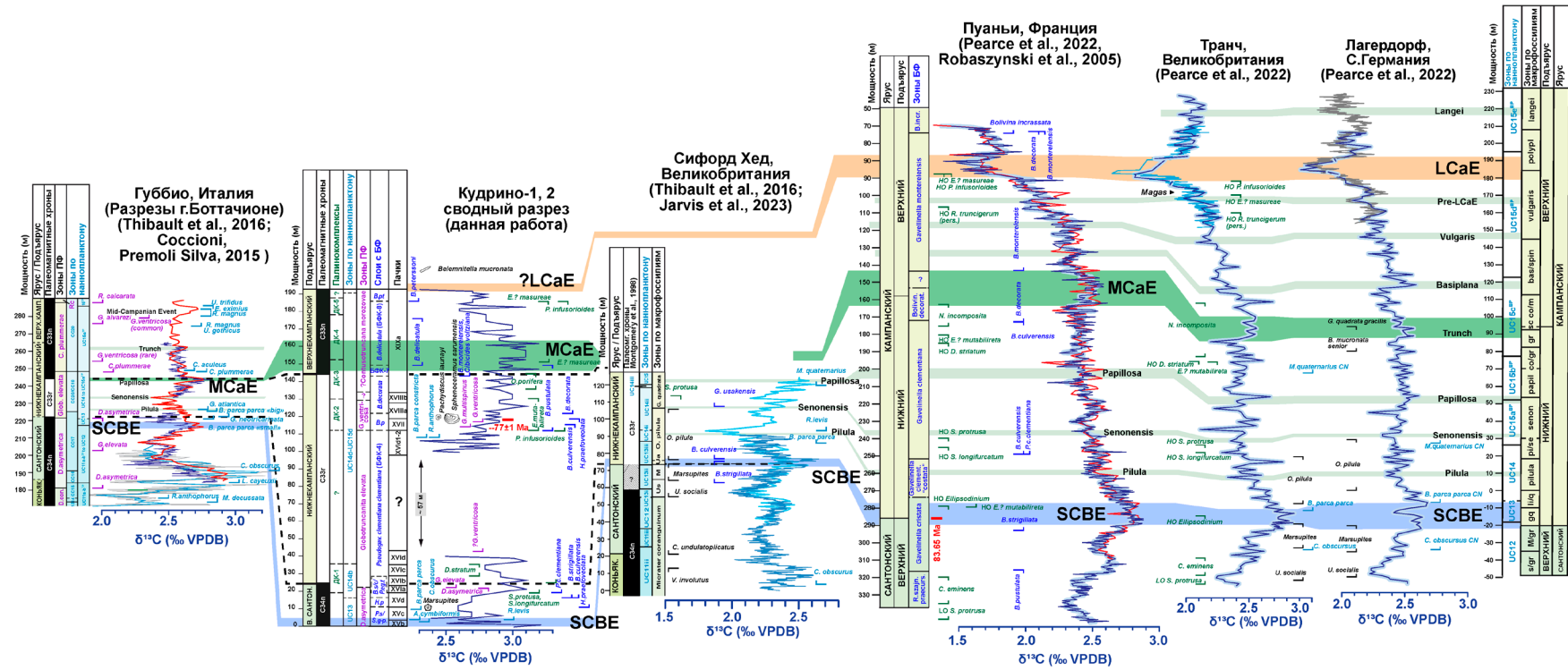


Рис. 17. Палеомагнитная и изотопно-геохимическая корреляция разреза и биособытий Кудрино-1 с разрезами Губбио (Боттачione) (по Thibault et al., 2016, с изменениями), Сифорд Хед (по Thibault et al., 2016; Jarvis et al., 2023, с изменениями), Пуаньи (по Pearce et al., 2022; Robaszynski et al., 2005, с изменениями), Транч и Лагердорф (по Pearce et al., 2022, с изменениями). Сокращения. К разрезу Губбио: D.con. = *Dicarinella concavata*, Rc = *Radotruncana calcarata*. К разрезу Кудрино-1: B.p. = *Bolivinoidea pustulata*, B. incr. = *Bolivina incrassata*, *Bolivin. decorat.* = *Bolivinoidea decorata*, R. szajn. praecurs. = *Reussella szajnochae praecursor*; B.pt = *Bolivinoidea peterssoni*. К разрезу Пуаньи: B.incr. = *Bolivina incrassata*. К разрезу Лагердорф: s/gr = *Uintacrinus westfalicus* / *Goniteuthis granulata*, M/gr = *Marsupites testudinarius* / *Goniteuthis granulata*, gq = *Goniteuthis granulataquadrata*, li/q = *Sphenoceras lingua* / *Goniteuthis quadrataquadrata*, pilula = *Offaster pilula*, pi/se = *Offaster pilula/Galeola senonensis*, senon = *Galeola senonensis*, papil = *Galeola papillosa*, co/gr = *Echinocorys conica/Goniteuthis quadrata gracilis*, gr = *Goniteuthis quadrata gracilis*, sc = *Belemnitella mucronata senior*, co/m = *Echinocorys conica/Belemnitella mucronata*, bas/spin = *Galerites papillosa basiplana* / *Trachyscapites spiniger*, vulgaris = *Galerites vulgaris*, polypl = *Bostrychoceras polyplacum*, langei = *Belemnitella langei*. Изотопные события, скоррелированные по данному (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022): Langei, Lagerdorf, Pre-LCaE, Vulgaris, Basiplana, Trunch, Papillosa, Senonensis, Mid-Campanian Event. Изотопные события, скоррелированные в данной работе, с учетом корреляции (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022): SCBE — сантон-кампанское, MCaE — середины кампана, LCaE — позднего кампана. Пунктир — корреляция на основе палеомагнитных данных.

одно и то же событие. Граница нижнего и верхнего кампана при такой корреляции должна быть проведена существенно ниже, чем в (Thibault et al., 2016). Это подтверждается и сравнением положения МСаЕ в разрезе Губбио, где оно обозначено вблизи кровли зоны UC15a наннопланктона, т.е. относительно высоко в верхнем кампане (Thibault et al., 2016), и в разрезе Лагердорф, где это событие расположено выше кровли зоны UC15a.

Если следовать изотопной корреляции, предложенной в работе (Pearce et al., 2022), то событие МСаЕ, прослеживающееся в разрезе Транч, отвечает одноименному событию по (Thibault et al., 2016) и уровню последнего присутствия *Goniatites quadrata gracilis* (Stolley) в разрезе Лагердорф, что выглядит вполне правдоподобно с учетом данных по польским разрезам и корреляций по бентосным фораминиферам (Walaszczuk et al., 2016). В разрезах Крыма находки *Goniatites* крайне редки (Йолкичев, Найдин, 1999), а их точное положение в кампанской последовательности, к сожалению, неизвестно.

Еще один потенциальный уровень изотопной корреляции расположен в кровле изученного разреза (интервал VI, рис. 15). Он отвечает самым низким значениям $\delta^{13}\text{C}$ и может быть сопоставлен с изотопным событием LCaE (Late Campanian Event). Хотя на схеме корреляции этот уровень приходится на слои с *Bolivina* *peterssoni* (БФК-9), он попадает в интервал, где продолжают совместно встречаться *B. monterelensis* и *B. decorata*, аналогично разрезу Пуаньи, в котором зона *Brotzenella monterelensis*, ограниченная сверху по появлению "*Bolivina*" (= *Coryphostoma*) *incrassata* (Robaszynski et al., 2005), имеет больший объем. Кроме того, последнее нахождение диноцист *Palaeohystrichophora infusorioides* и *Eochosphaeridium? masureae* в разрезах Пуаньи и Транч почти аналогично по отношению к изотопному уровню LCaE и приходится на его основание (Pearce et al., 2022). В разрезе Кудрино-1 это событие фиксируется по единичному уровню немного ниже основания негативного изотопного экскурса в интервале VI, что очень близко к таковому в упомянутых разрезах. К сожалению, этот негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ пока не подтвержден в других разрезах на территории Крыма, а учитывая, что он установлен на основании единственного образца, то, безусловно, нуждается в дополнительном обосновании.

Остальные менее выразительные изотопные экскурсы коррелировать достаточно проблематично и чревато ошибочными выводами, во всяком случае до получения надежных изотопных данных для полного разреза кампана Крыма.

Из проведенной корреляции (рис. 17) следует, что биостратиграфические события, если их сопоставлять с хорошо опознаваемыми изохронными уровнями, проведенными по смене магнитной

полярности или изотопным экскурсам, являются в разной степени диахронными. Хотя это хорошо известно (Гужиков, Барабошкин, 2006; Гужиков и др., 2021б; Jarvis et al., 2023), первичными маркерами ("событиями") для большинства меловых GSSP являются биостратиграфические (Kennedy et al., 2004, 2005; Walaszczuk et al., 2021 и др.). В этой связи мы предлагаем изменить подход к установлению границ ярусов и подъярусов и проводить их по наиболее заметным палеомагнитным или изотопным событиям, вблизи соответствующих биотических событий, по которым эти границы изначально и были намечены. Де-факто этот подход уже в какой-то мере реализован при выборе ряда меловых GSSP (например, Odin, Lamaurelle, 2001; Kennedy et al., 2005, 2017), в том смысле, что положение первичного биостратиграфического маркера находится вблизи или на уровне какого-либо изотопного события.

Предложения по проведению границы нижнего и верхнего кампана

Как уже отмечалось, граница нижнего и верхнего кампана в российской шкале принята в основании аммонитовой зоны *Hoplitoplacenticeras marroti* (Олферьев, Алексеев, 2003). Находки этого аммонита неизвестны на территории России и, более того, крайне редки в Европе, включая стратотипическую местность кампана (Kennedy, 1986). Несмотря на встречаемость вида в Европе (Франция, Испания, Португалия, Бельгия, Германия), в Израиле, Таджикистане, в США, Анголе и на Мадагаскаре трассировать подошву верхнего кампана по находкам *Hoplitoplacenticeras marroti* весьма затруднительно.

Из ядер аммонитов зоны *Marroti* (включая сам вид-индекс) типового района верхнего кампана Аквитании (департамент Арьеж) был изучен наннопланктон, показавший ее принадлежность к подзоне CC18B (Kennedy et al., 1992), отвечающей подзоне UC14c середины нижнего кампана (Burnett, 1998). Зона CC18 — это зона совместного распространения, устанавливаемая как интервал между появлением *Broinsonia parca parca* (Stradner) Bukry и исчезновением *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre et Fert) Deflandre (Sissingh, 1977).

Сочетание находок *Hoplitoplacenticeras* spp. (но не *H. marroti*) и наннопланктона подзоны CC18c приводится для разреза Мезино-Лапшиновка в Поволжье (Олферьев и др., 2004). Хотя комплекс наннопланктона справедливо интерпретируется как раннекампанский, стоит отметить его общую бедность.

В крымских разрезах Кудрино-2 и Аксу-Дере подвид *Broinsonia parca parca* появляется уже в верхней части сантона, в интервале прямой полярности хрона C34n, где встречены представители

Marsupites (Гужиков и др., 2021a, 2021b), а вид *Marthasterites furcatus* вообще не встречен. Таким образом, если использовать наннопланктон как косвенный критерий для прослеживания аммонитовой зоны *Hoplitoplacenticeras marroti*, мы зайдем в тупик, поскольку тогда в разрезах Кудрино и Аксу-Дере эта зона должна начинать кампан.

В работе (Олферьев, Алексеев, 2002), вслед за (Hardenbol et al., 1998), зона *Marroti* сопоставлена с зоной CC19 тетической шкалы по наннопланктону, относимой к “позднему раннему кампану” (Perch-Nielsen, 1985, p. 346). Согласно этой работе, верхний кампан начинается с зоны CC21 (Perch-Nielsen, 1985, p. 346), что отвечает середине верхнего кампана ОСШ (Олферьев, Алексеев, 2002).

Из сказанного понятно, что границы зон наннопланктона могут обладать значительной диахронностью и, к сожалению, их сложно использовать для определения подошвы нижнего кампана.

Важные сведения о находках *Hoplitoplacenticeras marroti* в нескольких метрах выше основания хрона нормальной полярности C33n приводятся для разреза Laño в Испании (Corral et al., 2016), что подтверждает близость подошвы этого хрона к подошве верхнего кампана. В разрезах Северной Испании появление *Hoplitoplacenticeras marroti* сопровождается находками морских ежей *Offaster pilula* (Küchler, 2000), однако в других регионах появление этих ежей (“событие *Pilula*”) происходит существенно раньше (рис. 17).

Hoplitoplacenticeras marroti были найдены в Техасе и Вайоминге (США) (Young, 1963; Cobban, Kennedy, 1992; Kennedy, Cobban, 2001 и др.). Находки из Вайоминга происходят из зоны *Vaculites obtusus* среднего кампана североамериканской шкалы (Cobban, Kennedy, 1992, p. 445) и, согласно данным (Leahy, Lerbekmo, 1995), должны быть отнесены к средней части интервала обратной полярности C33г. В той же самой работе (Leahy, Lerbekmo, 1995, fig. 11) указывается, что смена полярности C33г/C33n происходит стратиграфически выше — в середине зоны *Vaculites asperiformis*. На основе совместного нахождения *Vaculites obtusus* и *Hoplitoplacenticeras marroti* кампанский ярус североамериканской шкалы был скоррелирован с европейской шкалой и разделен на две части (Cobban et al., 2006, 2008), а подъярусная граница была совмещена с подошвой зоны *Vaculites obtusus* и датирована в 80.58 ± 0.55 млн лет назад.

Планктонные фораминиферы также не позволяют точно фиксировать положение подошвы верхнего кампана, если ее принимать в основании зоны *Marroti*. Согласно (Hardenbol et al., 1998; Олферьев, Алексеев, 2002), эта граница приходится на верхнюю часть зоны *Globotruncanita elevata*, но не совпадает с ее кровлей. При этом она попадает внутрь хрона обратной полярности C33г. В разрезе Губбио кровля зоны *G. elevata* проводится

в нижней части хрона C33n (Coccioni, Premoli Silva, 2015), т.е. она моложе, чем в разрезах Центральной Европы (см. рис. 17). Разрез Кудрино-1 в таком случае ближе именно к центральноевропейским разрезам.

Про бентосные фораминиферы уже было сказано выше, в соответствующем разделе. Здесь можно добавить, что в разрезах Нидерландов (Robaszynski et al., 1985) граница подъярусов кампана проводится по появлению белемнитов *Belemnitella mucronata* и БФ *Brotzenella monterelensis*, правда, после небольшого перерыва и при отсутствии *Hoplitoplacenticeras*. В скважине Пуаньи в Парижском бассейне (Robaszynski et al., 2005; Pearce et al., 2022) эта же граница (в оригинале — граница между нижней и верхней частями кампана) намечена в подошве зоны *Brotzenella monterelensis*. В разрезах на Русской плите граница нижнего и верхнего кампана проводится вблизи основания или в основании зоны *B. monterelensis* (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005; Олферьев и др., 2004; Беньямовский, 2008 и др.) и сопровождается появлением *Belemnitella mucronata mucronata* (v. Schlotheim), *Belemnitella mucronata senior* (Nowak), *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* и *H. vari* (Олферьев, Алексеев, 2005). Если обратиться к конкретным разрезам на ВЕП, то *Belemnitella mucronata mucronata* и *B. mucronata senior* указываются и из нижнего кампана (Олферьев и др., 2004, 2007a, 2007b). При этом надо отметить, что существование подвида *Belemnitella mucronata senior* вообще подвергается сомнению (Christensen, 1995).

В Крыму находки белемнитов редки, и в большинстве случаев их точная привязка неизвестна. В разрезе Кудрино-1, как уже было сказано, по появлению *Brotzenella monterelensis* биостратиграфически установлена подошва верхнего кампана, а *B. mucronata* по нашим данным появляется значительно выше (в Кудрино-3, см. описание разреза). Несмотря на то что белемниты широко применяются для деления кампана в Северной Европе (Ernst et al., 1979; Schulz et al., 1984; Christensen, 1995, 1997 и др.), использовать их в качестве надежного маркера подъярусной границы довольно сложно не только из-за диахронности их появления, но и из-за дискуссионности видовых признаков позднемиоценовых белемнитов и проблем идентификации.

Разрезов, в которых встречаются те или иные биостратиграфические маркеры, претендующие на использование для установления границы нижнего и верхнего кампана, довольно много, но, как следует даже из приведенной информации, все эти маркеры в разной степени диахронны. Поэтому мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана по изохронному уровню — границе магнитных хронов C33г и C33н. Этот уровень, расположенный между обр. 3169/52 и 3169/53 в разрезе Кудрино-1, лежит в пределах слоев с БФ *Bolivinoidea*

decorata (БФК-6) и слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides vultziana* (БФК-7), находится на 0.5 м ниже начала изотопного события $\delta^{13}\text{C}$ МСаЕ и на 2.4 м выше подошвы зоны *Globotruncana ventricosa* по ПФ, приходится на середину интервала с комплексом диоцист с *Odontochitina porifera*—*Nelsoniella aceris* (ДК-3) и занимает положение внутри интервала подзон UC14d—UC15d по наннопланктону. Очевидно, что разрез Кудрино-1 по комплексности обоснования может быть потенциальным кандидатом в лимитотипы границы нижнего и верхнего подъярусов кампана или, по крайней мере, дополнительным разрезом к лимитотипу.

В дальнейшем, если возникнет необходимость в более дробном разделении кампанского яруса, существует достаточное количество изохронных уровней и в более высокой части кампанской последовательности. К ним, в частности, относится негативный изотопный экскурс LCaE, который, возможно, присутствует и в разрезе Кудрино-1, или хрон C32г, пока не выявленный в кампане Крыма.

ВЫВОДЫ

Подводя итог, можно сделать следующие выводы.

1. Получены новые данные по нижней части стратотипа кудринской свиты Кудрино-1, которые дополняют опубликованные ранее сведения по разрезам Кудрино-2 и Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б). По своему комплексному охвату (аммониты, белемниты, иноцерамы, бентосные и планктонные фораминиферы, наннопланктон, диоцисты, жилианеллы, стабильные изотопы, палеомагнетизм и радиоизотопные датирование) они не уступают данным по наиболее хорошо изученным разрезам кампанского яруса — Губбио, Сиффорд Хед, Пуаньи, Транч, Лагердорф, с которыми проведена корреляция. В дальнейшем результаты по разрезу Кудрино могут быть дополнены и детализированы.

2. В разрезе установлен уровень границы нижнего и верхнего кампана ОСШ и европейской шкалы, подтверждаемый разными группами биоты и другими методами. Биостратиграфически наиболее убедительно этот уровень определяется по смене комплексов бентосных фораминифер и проводится по появлению *Brotzenella monterelensis*, аналогично разрезам, расположенным на Русской плите (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005; Беньямовский, 2008 и др.), в Западной Европе (разрез Пуаньи) (Pearce et al., 2022; Robaszynski et al., 2005) и других регионах.

3. Подошва слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides vultziana* (БФК-7) в разрезе Кудрино-1 почти совпадает с границей магнитных хронов C33г и C33н и с началом изотопного события $\delta^{13}\text{C}$ МСаЕ. Поэтому мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана

по подошве магнитного хрона C33н. Сам разрез Кудрино-1 в случае принятия такого предложения можно рассматривать как лимитотип границы нижнего и верхнего кампана в ОСШ при его двучленном делении или как дополнительный к лимитотипу МСШ разрез.

4. Палеомагнитная и изотопно-геохимическая корреляция позволила проследить и уточнить границу нижнего и верхнего кампана в других хорошо изученных разрезах и, в частности, исправить неточности изотопной корреляции с разрезом Губбио (Thibault et al., 2016). Стоит отметить, что, несмотря на все плюсы корреляции на основе изотопно-геохимических данных, в ряде случаев возникают заметные сложности в идентификации изотопных экскурсов. В этом смысле корреляция на основе палеомагнитных данных (при условии их хорошей сохранности) выглядит более однозначно, хотя, разумеется, и здесь могут быть проблемы. Использование не палеонтологических методов, наряду с биостратиграфическими, позволяет делать их взаимодополняющими и в целом повышает надежность корреляций, особенно в удаленных друг от друга регионах.

5. Получены первые результаты U—Pb датирования цирконов из слоя килевых глин вблизи интервала находок важных биостратиграфических маркеров — аммонита *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* и иноцерамов, характеризующих нижнекампанскую зону *Sphaeroceramus sagumensis*—*Cataceramus dariensis*. Датировка относится примерно к средней части зоны БФ *Bolivinooides pustulata* (БФК-5) и диоцистового комплекса ДК-2, а также к пограничному интервалу зон *Globotruncanella elevata* и *Globotruncana ventricosa* ПФ. Средневзвешенное значение конкордантного возраста для двенадцати кристаллов циркона составило 77 ± 1 млн лет, при этом в большинстве кристаллов возраст варьирует от 77 до 80 млн лет, что дополнительно подтверждает раннекампанский возраст килевого прослоя.

Благодарности. Авторы признательны А.Г. Маникину и Е.В. Наумову (СГУ) за участие в полевых работах, В.А. Грищенко (СГУ) за помощь в отборе образцов и лабораторных исследованиях, И. Валашику (Варшавский университет, Республика Польша) за определения иноцерамов, Н. Кетгену (Университет природных ресурсов и естественных наук, Австрия) за обсуждение находок белемнитов, Б.Г. Покровскому (ГИН РАН) за консультации по геохимии изотопов, А.М. Захаревичу (СГУ) за проведение съемки раковин БФ на сканирующем микроскопе.

Мы благодарим рецензентов за большую работу с рукописью, способствовавшую существенному улучшению статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского

научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожных А.С.* Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012а. Т. 20. № 5. С. 25–64.
- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Копачевич Л.Ф.* К вопросу о среднем кампане и нижней границе маастрихта на Восточно-Европейской платформе // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VI Всеросс. совещ., Геленджик, 10–15 сентября 2012 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Барабошкин К.Е., Бондаренко Н.А. Краснодар: Изд-во Кубанского гос. ун-та, 2012б. С. 8–11.
- Алексеев А.С.* Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н.* (Ред.). Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.
- Барабошкин Е.Ю.* Ихнокомплексы сантон-кампанских отложений (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МА-ОБТИ”, 2020. С. 24–27.
- Барабошкин Е.Ю.* Первая находка *Pachydiscus launayi* (De Grossouvre) в нижнекампанских отложениях (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2023. № 1. С. 31–34.
- Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю., Копачевич Л.Ф., Яхт-Языкова Е.А.* Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Сборник статей Всеросс. конф., Москва, 23–25 мая 2013 г. Ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013. С. 289–297.
- Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Овечкина М.Н., Калякин Е.А., Копачевич Л.Ф., Гужикова А.А., Покровский Б.Г., Барабошкин Е.Е., Яковичина Е.В.* Комплексное изучение пограничного интервала кампана/маастрихта в Поволжье (Россия) и на плато Актолагай (Западный Казахстан) Русской плиты // Проблемы геологии и расширение минерально-сырьевой базы стран Евразии. Материалы Международной научной конференции. Ред. Жолтаев Г.Ж. Алматы: ТОО “Институт геологических наук К.И. Сатпаева”, 2019. С. 69–79.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В.* Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
- Барабошкин Е.Ю., Маринов В.А., Семаков Н.Н., Мирзабаев Д.А., Барабошкина Т.А.* Новые данные о кампанских отложениях р. Северная Сосьва (Северный Урал). Предварительные результаты // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ред. Барабошкин Е.Ю. Материалы XI Всеросс. совещ., Томск, 19–24 сентября 2022 г. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2022. С. 45–49.
- Бахмутов В.Г.* Палеоэоковые геомагнитные вариации. Киев: Наукова думка, 2006. 295 с.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 65–79.
- Вишневская В.С., Копачевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н.* Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2018. № 1. С. 26–35.
- Гужиков А.Ю.* Геологическая информативность магнетизма керна и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин // Приборы и системы разведочной геофизики. 2013. № 4 (46). С. 51–61.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю.* Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.
- Гужиков А.Ю., Сурицкий А.М.* Способ оценки скорости осадконакопления. Патент на изобретение № 2633659. Дата государственной регистрации в Государственном реестре изобретений РФ 16.10.2017.
- Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Маленкина С.Ю., Маникин А.Г., Астаркин С.В.* Результаты палеомагнитных, петромагнитных и терригенно-минералогических исследований верхнебатских–нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 45–66.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Копачевич Л.Ф., Первушов Е.М., Гужикова А.А.* Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 24–61.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А.* Новые данные по

- био- и магнитостратиграфии пограничного интервала сантона—кампана ЮЗ Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 76–80.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29. № 4. С. 71–117.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хеомстратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29. № 5. С. 27–58.
- Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер.: Науки о Земле. 2019. Т. 18. Вып. 1. С. 41–49.
- Гужикова А.А., Рябов И.П., Копаевич Л.Ф. Новые палеомагнитные и микрофаунистические данные по туруну-сантону разреза Аксу-Дере (ЮЗ Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 24–27.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 75. Вып. 5. С. 48–59.
- Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
- Копаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2014. № 6. С. 59–69.
- Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 114–131.
- Лебедева Н.К. Первая находка цист динофлагеллат в верхнемеловых отложениях Полярного Предуралья // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. № 8. С. 107–123.
- Лебединский В.И., Кириченко Л.Н., Ладан А.Н. Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 6. С. 1442–1445.
- Маслакова Н.И. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвин М.М. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.
- Маслакова Н.И. Зональная схема верхнего мела юга СССР по глоботрунканидам и методы ее разработки // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 77–98.
- Матвеев А.В. Палеогеографический анализ распространения известкового наннопланктона в позднем мелу юга Украины // Вестн. Харьковского нац. ун-та. Сер. геол.—геогр.—экол. 2015. № 42 (1157). С. 31–36.
- Михайлов Н.П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии (кампан, маастрихт) // Тр. ИГН. 1951. Вып. 129. Геол. сер. № 50. 142 с.
- Молоствовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. 180 с.
- Москвин М.М. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 503 с.
- Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Янаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2013. № 3. С. 6–18.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66–80.
- 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.: ПИН РАН, 2005. 203 с.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Вишневская Г.С., Иванов А.В., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. 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., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения СЗ Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007а. Т. 15. № 6. С. 62–109.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Овечкина М.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения СЗ Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона //

- Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007б. Т. 16. № 3. С. 47–74.
- Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Корбут Е.Б.* Меловая система. Верхний отдел // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Ред. Тесленко Ю.В. Киев: Наукова думка, 1984. С. 74–84.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А.* С-, О-, Sr- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию на западном склоне Алданского шита (р. Олекма) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н.* Этапность эволюции головоногих моллюсков и бентосных фораминифер как основа деления кампана Восточно-Европейской платформы на три подъяруса // Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Материалы LX сессии Палеонтологического о-ва при РАН. Ред. Богданова Т.Н. СПб.: Палеонт. о-во при РАН, 2014. С. 117–120.
- Стратиграфия СССР. Меловая система. Ред. Москвин М.М. М.: Недра, 1986–1987. Полутом I. 340 с.; Полутом II. 326 с.
- Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 251 с.
- Шуменко С.И., Стеценко В.П.* Известковые наннофоссилии в верхнемеловых отложениях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 1. С. 130–137.
- agico.com — AGICO (Advanced Geoscience Instruments Company) [Электронный ресурс]. <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F.* Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian–Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
- Bison K.-M., Wendler J., Versteegh G.J.M., Willems H.* *Tetrapropis terrina* sp. nov., a new calcareous dinoflagellate cyst from the Upper Campanian polyplacum zone of Lägerdorf (NW Germany) // J. Micropalaeontol. 2004. V. 23. P. 127–132.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Blaszkiewicz A.* Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River valley, Poland: a stratigraphic and paleontological study // Prace Inst. 1980. Geol. V. 92. 63 p.
- Bown P.R., Young J.R.* Techniques // Calcareous nannofossil biostratigraphy (British Micropalaeontol. Soc. Ser.). Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall, 1998. P. 16–28.
- Bromley R.G.* A stratigraphy of marine bioerosion // The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Ed. McIlroy D. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2004. V. 228. P. 455–481.
- Burnett J.* Upper Cretaceous // Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall/Kluwer Academic Publ., 1998. P. 132–199.
- Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Christensen W.K.* Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania, Sweden // Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca. 1986. № 57. P. 1–57.
- Christensen W.K.* Belemnite from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian Chalk of Norfolk, England // Spec. Pap. Palaeontol. 1995. V. 51. 84 p.
- Christensen W.K.* Palaeobiogeography and migration in the Late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae // Acta Palaeontol. Polon. 1997. V. 42. № 4. P. 457–495.
- Christensen W.K.* Upper Campanian and Lower Maastrichtian belemnites from the Mons Basin, Belgium // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1999. V. 69. P. 97–131.
- Cobban W.A., Kennedy W.J.* Campanian Ammonites from the Upper Cretaceous Gober Chalk of Lamar County, Texas // J. Paleont. 1992. V. 66. № 3. P. 440–454.
- Cobban W.A., Walaszczyk I., Obradovich J.D., McKinney K.C.* A USGS Zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian–Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages // U. S. Geol. Surv. Open-File Report 2006–1250, 2006. 46 p.
- Cobban W.A., Hook S.C., McKinney K.C.* Upper Cretaceous molluscan record along a transect from Virden, New Mexico, to Del Rio, Texas // New Mexico Geol. 2008. V. 30. № 3. P. 75–92.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48/1. P. 47–90.
- Corral J.-C., Pueyo E.L., Berreteaga A., Rodríguez-Pintó A., Sánchez E., Pereda-Suberbiola X.* Magnetostratigraphy and lithostratigraphy of the Laño vertebrate-site: implications in the uppermost Cretaceous chronostratigraphy of the Basque-Cantabrian Region // Cretaceous Res. 2016. V. 57. P. 473–489.
- De Grossouvre A.* Recherches sur la craie supérieure. 1: Stratigraphie Générale. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris: Imprimerie Nationale, 1901. 1013 p.
- Debiche M.G., Watson G.S.* Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B12. P. 24405–24430.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B3. 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>

- Ernst G., Schmid F., Klischies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover // *Aspekte der Kreide Europas*. Ed. Wiedmann J. IUGS Ser. A. 1979. V. 6. S. 11–46.
- Farouk S., Jain S., Faris M., Elarmi Z., Ahmad F.* Campanian carbon isotope calibrated paleofertility estimates from north western Tunisia: inferences from calcareous nannofossils // *Marine Micropaleont.* 2019. V. 148. P. 78–102. <https://doi.org/10.1016/j.micropaleont.2019.03.009>
- Flügel E.* Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer, 2010. 894 p.
- Gale A.S., Batenburg S., Coccioni R., Dubicka Z., Erba E., Falzoni F., Haggart J., Hasegawa T., Ifrim Ch., Jarvis I., Jenkyns H., Jurowska A., Kennedy J.W., Maron M., Muttoni G., Pearce M., Petrizzo M.R., Premoli-Silva I., Thibault N., Voigt S., Wagreich M., Walaszczyk I.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Campanian Stage at Bottaccione (Gubbio, Italy) and its Auxiliary Sections: Seaford Head (UK), Boceniec (Poland), Postalm (Austria), Smoky Hill, Kansas (U.S.A), Tepayac (Mexico) // *Episodes*. 2023. № 2. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2022/022048>
- Gawor-Biedowa E.* Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, eastern Poland // *Palaeont. Polon.* 1992. V. 52. 187 p.
- Georgescu M.D.* Upper Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy // *Studia UBB Geologia*. 2017. V. 61. P. 5–20.
- Georgescu M.D.* Monographic study of the Late Cretaceous representatives of the bolivinoiid benthic foraminifera // *Studia UBB Geologia*. 2018. V. 62. № 1. P. 5–57.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (Eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. V. 1–2. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1144 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M.* (Eds.). *Geologic Time Scale 2020*. Vol. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Hancock J.M., Gale A.S.* (Coord.). *The Campanian Stage* // *Proc. Second Int. Sympos. on Cretaceous Stage Boundaries*, Brussels, September 8–16, 1995. Eds. Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J. Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. 66-Suppl. P. 103–109.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *SEPM Spec. Publ.* 1998. № 60. Charts 1, 4.
- Hart M.B., Bailey H.W., Crittenden S., Fletcher B.N., Price R.J., Swiecicki A.* *Cretaceous* // *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*. 2nd Edition. Eds. Jenkins D.G., Murray J.W. New York/Chichester: John Wiley & Sons, 1989. P. 273–371.
- Hayward B.W., Le Coze F., Vachard D., Gross O.* *World Foraminifera Database*. 2022. Accessed at <https://www.marinespecies.org/foraminifera> on 2022–08–08. <https://doi.org/10.14284/305>
- Jagt J.W.M., Walaszczyk I., Yazykova E.A., Zatoń M.* Linking southern Poland and Northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids // *Acta Geol. Polon.* 2004. V. 54. P. 573–586.
- Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., de Cabrera S.* Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sealevel change and correlation of the Tethys and Boreal realms // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 188. P. 215–248.
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.* Secular variations in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geol. Mag.* 2006. V. 143. P. 561–608.
- Jarvis I., Pearce M.A., Monkenbusch J., Jurkowska A., Ullmann C.V., Dubicka Z., Thibault N.* Carbon isotopes, palynology and stratigraphy of the Santonian–Campanian boundary: The GSSP auxiliary sections, Seaford Head (England) and Boceniec (Poland), and correlation between the Boreal and Tethyan realms // *Cretaceous Res.* 2023. V. 143. P. 105415.
- Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M.* Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. P. 1–34.
- Karpuk M.S., Shcherbinina E.A., Brovina E.A., Aleksandrova G.N., Guzhikov A. Yu., Shchepetova E.V., Tesakova E.M.* Integrated stratigraphy of the Upper Barremian–Aptian sediments from the south-eastern Crimea // *Geol. Carpathica*. 2018. V. 69. № 5. P. 498–511.
- Kennedy W.J.* Campanian and Maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France // *Spec. Pap. Palaeontol.* 1986. V. 36. 145 p.
- Kennedy W.J.* *The Ammonoidea of the Upper Chalk*. Part 1 // *Palaeontogr. Soc. Monographs*. 2019. V. 173. 112 p.
- Kennedy W.J., Cobban W.A.* Campanian (Late Cretaceous) ammonites from the upper part of the Anacacho limestone in South-Central Texas // *Acta Geol. Polon.* 2001. V. 51. № 1. P. 15–30.
- Kennedy W.J., Hansotte M., Bilotte M., Burnett J.A.* Ammonites and nannofossils from the Campanian of Nalzen (Ariège, France) // *Géobios*. 1992. V. 25. P. 263–278.
- Kennedy W.J., Gale A.S., Lees J.A., Caron M.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France // *Episodes*. 2004. V. 27. № 1. P. 21–32.
- Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A.* The Global boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes*. 2005. V. 28. № 2. P. 93–104.
- Kennedy W.J., Gale A.S., Huber B.T., Petrizzo M.R., Bown P., Jenkyns H.C.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnavon, Drôme, France // *Episodes*. 2017. V. 40. № 3. P. 177–188.
- Keutgen N.* The belemnite zonation of the uppermost Cretaceous in the Maastricht–Aachen–Liège, Brabant–Méhaigne and Mons areas (Belgium, southeast Netherlands) // *Netherlands J. Geosciences*. 2011. V. 90. № 2/3. P. 165–178.
- King C., Bailey H.W., Burton C.A., King A.D.* *Cretaceous of the North Sea* // *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*.

- 2nd Edition. Eds. Jenkins D.G., Murray J.W. New York/Chichester: John Wiley & Sons, 1989. P. 372–417.
- Kirsch K.-H.* Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // Munchener Geowiss. Abh. Reihe A Geol. Paläont. 1991. V. 22. P. 1–306.
- Koch W.* Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jahrb. 1977. A. 38. P. 11–123.
- Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. Spec. Iss. V. 441. P. 493–515.
- Kopaevich L.F., Alekseev A.S., Baraboshkin E. Yu., Beniamovskii V.N.* Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak peninsula (Western Kazakhstan) // Geodivers. 1999. V. 21. № 3. P. 407–418.
- Küchler T.* Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part II: Campanian and Maastrichtian // Acta Geol. Polon. 2000. V. 50. № 4. P. 441–499.
- Leahy G.D., Lerbekmo J.F.* Macrofossil magnetobiostratigraphy for the upper Santonian–lower Campanian interval in the Western Interior of North America: comparisons with European stage boundaries and planktonic foraminiferal zonal boundaries // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 247–260.
- Lebedeva N.K.* Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // Paleont. J. 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold, 1987. 2031 p.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Present status of foraminiferal classification // Studies in Benthic foraminifera. Proc. of the Fourth Symposium on benthic foraminifera, Sendai, 1990. Eds. Takayanagi Y., Saito T. Tokyo: Tokai University Press, 1992. P. 93–102.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Spec. Publ. 2012. V. 5. P. 1–75.
- Magniez-Jannin F.* Cretaceous stratigraphic scales based on benthic foraminifera in West Europe (biochronohorizons) // Bull. Soc. Geol. France. 1995. № 166. P. 565–572.
- Mandur M.M.M.* Late Cretaceous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the NorthWestern Desert, Egypt // Arabian J. for Science and Engineering. 2016. V. 41. № 6. P. 2271–2284.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.* The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 209–224.
- Nøhr-Hansen H.* Upper Cretaceous dinoflagellate cyst stratigraphy, onshore West Greenland // Bull. Grønlands Geol. Undersøgelse. 1996. V. 170. 104 p.
- Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Alsen P.A.* Cretaceous dinoflagellate cyst zonation for NE Greenland // Geol. Mag. 2019. <https://doi.org/10.1017/S0016756819001043>
- Odin G.S.* Description et illustration de quarante-quatre giliannelles (microproblematica) et dix autres microproblematica du Cretacé de la section stratotypique de Tercis (limite Campanien–Maastrichtien), Sud-Ouest France // Notebooks on Geology. Mem. 82. 2008a. <http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2008–M01/>
- Odin G.S.* Biostratigraphie de Radotruncana calcarata (foraminifere), des gilianelles et autres microproblematica dans le Campanien–Maastrichtien du domaine pérypénéen occidental // Comptes Rendus Palevol. 2008b. № 7. P. 195–203.
- Odin G.S.* Description de nouvelles Gilianelles (microproblematica) et de leurs expansions; identité, classification, évolution, distribution, biologie au Cretacé Supérieur // Revue de Paleobiol. 2009. V. 28. P. 175–209. URL: <http://www.ville-ge.ch/mhng/paleo/paleo-pdf/28–1/pal-28–1–10.pdf>
- Odin G.S.* Gilianelles: Late Cretaceous microproblematica from Europe and Central America // Palaeontology. 2011. V. 54. Pt. 1. P. 133–144.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A.* The global Campanian–Maastrichtian stage boundary // Episodes. 2001. V. 24. № 4. P. 229–238.
- Ogg J.G., Agterberg F.P., Gradstein F.M.* The Cretaceous Period // The Geologic Time Scale 2004. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 344–383.
- Ovechkina M.N., Alekseev A.S.* Quantitative changes of calcareous nannoflora in the Saratov region (Russian Platform) during the late Maastrichtian warming event // J. Iberian Geol. 2004. V. 31. P. 149–165.
- Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N., Proshina P.A., Ryabov I.A., Baraboshkin E. Yu., Guzhikov A. Yu., Mostovski M.B.* Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian–Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // Cretaceous Res. 2021. V. 119. 104706.
- Pearce M.A.* New genera and species of organic-walled dinoflagellate cysts from the Cenomanian to lower Campanian of the Trunch borehole, southeast England // J. Micropalaeontol. 2010. V. 29. P. 51–72.
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J.* Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) Chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // Rev. Palaeobot. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104188>
- Pearce M.A., Jarvis I., Monkenbusch J., Thibault N., Ullmann C.V., Martinez M.* Coniacian–Campanian palynology, carbon isotopes and clay mineralogy of the Poigny borehole (Paris Basin) and its correlation in NW Europe // Comptes Rendus. Geoscience — Sciences de la Planete. 2022. V. 354. Spec. Iss. S3. P. 45–65.
- Perch-Nielsen K.* Mesozoic calcareous nannofossils // Plankton Stratigraphy. Ed. Bolli H.M., Saunders J.B.,

- Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 329–426.
- Peryt D.* Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River valley, Poland // *Palaeont. Polon.* 1980. V. 41. P. 3–101.
- 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. № 3. P. 387–405.
- Radmacher W., Perez-Rodríguez I., Arz J.A., Pearce M.A.* Dinoflagellate biostratigraphy at the Campanian–Maastrichtian boundary in Zumaia, northern Spain // *Cretaceous Res.* 2014. V. 51. P. 309–320.
- Radmacher W., Mangerud G., Tyszká J.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous strata from two wells in the Norwegian Sea // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. V. 216. P. 18–32.
- Remin Z.* The Belemnella stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach // *Acta Geol. Polon.* 2012. V. 62. P. 495–533.
- Remin Z.* The Belemnella stratigraphy of the Upper Campanian–basal Maastrichtian of the Middle Vistula section, central Poland // *Geol. Quart.* 2015. V. 59. P. 783–813.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. geol. France.* 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.
- Robaszynski F., Bless M.J.M., Felder P.J., Foucher J.-C., Legoux O., Manivit H., Meessen J.P.M. Th., Van Der Tuuk L.A.* The Campanian–Maastrichtian boundary in the chalky facies close to the type-Maastrichtian area // *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf-Aquitaine.* 1985. V. 9/1. 113 p.
- Robaszynski F., Pomerol B., Masure E., Bellier J.-P., Deconinck J.-F.* Stratigraphy and stage boundaries in reference sections of the Upper Cretaceous Chalk in the east of the Paris Basin: the “Craie 700” Provins boreholes // *Cretaceous Res.* 2005. V. 26. № 2. P. 157–169.
- Sanjary S., Hadavi F., Notghi-Moghaddam M., Al-lameh M.* Calcareous nannofossils from chalky limestone interval of the Abderas formation in the Kopet Dagh range, NE Iran // *Iranian J. Earth Sci.* 2019. V. 11. P. 47–55.
- Schönfeld J.* Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein // *Geol. Jb. (A).* 1990. V. 117. P. 3–151.
- Schulz M.-G., Ernst G., Ernst H., Schmid F.* Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section of the Upper Cretaceous White Chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): definition and proposals // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1984. V. 33. P. 203–215.
- Siegl-Farkas Á.* Dinoflagellate stratigraphy of the Senonian formations of the Transdanubian Range // *Acta Geol. Hungarica.* 1997. V. 40/1. P. 73–100.
- Siegl-Farkas Á., Wagreich M.* Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary) // *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research. 1000 years Austria & 1100 years Hungary.* Budapest: MÁFI (Geological Institute of Hungary), 1996. P. 127–135.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nanoplankton // *Geologie en Mijnbouw.* 1977. V. 56. P. 37–65.
- Slimani H.* Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique, Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): biozonation et corrélation avec d’autres régions en Europe occidentale // *Geol. Palaeontol.* 2001. V. 35. P. 161–201.
- Slimani H., Louwye S., Dusar M., Lagrou D.* Connecting the Chalk group of the Campine Basin to the dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Campanian to Danian in Borehole Meer (northern Belgium) // *Netherlands J. Geosci.* 2011. № 90. P. 129–164.
- Swiecicki A.* A foraminiferal biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian chalks of the United Kingdom. Unpublished C. N.A.A PhD Thesis. Plymouth Polytechnic University, 1980. V. 1. 358 p.; V. 2. 156 p.
- Tappan H.* The Paleobiology of Plant Protist. San Francisco: Freeman, 1980. 1028 p.
- Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // *Paleoceanography.* 2016. V. 31. P. 847–865.
- Versteegh G.J.M., Servais T., Streng M., Munnekes A., Vachard D.* A discussion and proposal concerning the use of the term Calcispheres // *Palaeontology.* 2009. V. 52. P. 343–348.
- Voigt S., Friedrich O., Norris R.D., Schönfeld J.* Campanian–Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean // *Newslett. Stratigr.* 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. Stratigr.* 2012. V. 45. № 1. P. 25–53.
- Walaszczyk I.* Biostratigraphie und Inoceramen des oberen Unter-Campan und unteren Ober-Campan Norddeutschlands // *Geol. Paläont. Westfalen.* 1997. Hf. 49. 111 S.
- Walaszczyk I.* Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland // *Acta Geol. Polon.* 2004. V. 54. P. 95–168.
- Walaszczyk I., Cobban W.A.* Palaeontology and biostratigraphy of the Middle-Upper Coniacian and Santonian of the US Western Interior // *Acta Geol. Polon.* 2006. V. 56. P. 241–348.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., Harries P.J.* Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian of the United States Western Interior Basin // *Rev. Paléobiol.* 2001. V. 20. № 1. P. 117–234.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., Wood C.J., Kin A.* The ‘Inoceramus’ azerbaijanensis fauna (Bivalvia) and its value for chronostratigraphic calibration of the European Campanian

(Upper Cretaceous) // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 2008. V. 78. P. 229–238.

Walaszczyk I., Jagt J.W.M., Keutgen N. The youngest Maastrichtian 'true' inoceramids from the Vijlen Member (Gulpen Formation) in northeast Belgium and the Aachen area (Germany) // Netherlands Journ. Geosci.–Geol. en Mijnbouw. 2010. V. 89. P. 147–167.

Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // Acta Geol. Polon. 2016. V. 66. № 3. P. 313–350.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim C., Jarvis I., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman B.B., Schioler P., Todes J., Uličný D., Voigt S., Wiese F., Linnert Ch., Püttmann T., Toshimitsu S. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia Nadbrzeźna,

central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // Episodes. 2021. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021022>

Wendler J. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation // Earth Sci. Rev. 2013. V. 126. P. 116–146.

Wendler J., Willems H. Pithonelloid wall-type of the Late Cretaceous calcareous dinoflagellate cyst genus Tetraropsis // Rev. Palaeobot. Palynol. 2004. V. 129. P. 133–140.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Young K. Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States // Univ. of Texas. 1963. № 6304. VIII+373 p.

Рецензенты

A. С. Алексеев, М. А. Рогов, Е. А. Языкова

Reference Section of the Campanian Stage of the Southwestern Crimea: Problems of Substage Subdivision and Global Correlation

E. Yu. Baraboshkin^{a, c, #}, A. Yu. Guzhikov^b, G. N. Aleksandrova^{c, a}, V. V. Akinin^d, I. P. Ryabov^c, M. A. Ustinova^{c, a}, N. A. Rtischev^{a, c}, V. S. Vishnevskaya^c

^a Moscow State University, Moscow, Russia

^b Saratov State University, Saratov, Russia

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

^d North-Eastern Complex Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia

[#] e-mail: barabosh@geol.msu.ru

This paper is devoted to new data on the stratigraphy of Campanian deposits in the stratotype of the Kudrinskaya Formation of South-Western Crimea. For the first time, integrated sedimentological, biostratigraphical (ichnofossils, cephalopods, inoceramids, foraminifera, dinocysts, nannoplankton, gilianellids), isotope-geochemical, palaeo- and petromagnetic characteristics of the section were obtained. The boundary of the lower and upper Campanian is determined, confirmed by U–Pb dating of zircons from the well-known keel (bentonite) clay layer in the interval of 77–80 Ma. It is proposed to accept the Campanian substages boundary of the General Stratigraphic Chart of Russia (with a two-fold subdivision) at the top of the C33r Magnetic Chron, located near the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic excursion “MCaE” — Mid-Campanian Event, near the first occurrence of the benthic foraminifer *Brotzenella monterelensis* and a number of other traditional biomarkers.

Keywords: Kudrino Formation, Upper Cretaceous, stratigraphy, belemnites, ammonites, inoceramids, foraminifera, nannoplankton, dinocysts, gilianelles, magnetostratigraphy, Chron 33r, stable isotopes