



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 33, номер 1, 2025

Rb–Sr систематика и U–Pb возраст карбонатных пород старореченской свиты, венд Анабарского поднятия, Северная Сибирь <i>И. М. Горохов, И. М. Васильева, А. Б. Кузнецов, Н. Г. Ризванова, Г. В. Липенков, Г. В. Константинова</i>	3
Трилобиты и биостратиграфия кембрийского разреза скважины Хантайско-Сухотунгусская-1, северо-запад Сибирской платформы <i>А. Л. Макарова, А. В. Купин, Д. А. Комлев, Е. В. Бушуев</i>	30
Местонахождение ископаемых растений Юлдыбаево (кунгурский ярус нижней перми; Республика Башкортостан, Россия) и его положение в системе кунгурских фитоориктоценозов Восточно-Европейской платформы <i>С. В. Наугольных, Н. Б. Кузнецов, С. Д. Полина, К. И. Данцова, Т. В. Романюк, С. Ю. Колодяжный</i>	58
Новые роды остракод <i>Bathoniella</i> (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы и Северной Германии) и <i>Parabathoniella</i> (нижний и средний бат Шотландии). Часть 2: эволюция и биостратиграфия <i>Е. М. Тесакова</i>	79
Региональные стратиграфические схемы континентальных отложений бата–верхней юры и нижнего мела Ленского бассейна, Восточная Сибирь <i>А. И. Киричкова, Н. В. Носова</i>	97
Магнитостратиграфия датского яруса Саратовского Правобережья. Статья 1. Ключевская пачка–нижнесызранская подсвита <i>Д. А. Шелепов, А. Ю. Гужиков, В. А. Мусатов</i>	109
Erratum	128

CONTENT

Vol. 33. No. 1. 2025

Rb—Sr Systematics and U—Pb Age of Carbonate Rocks of the Staraya Rechka Formation, the Vendian of the Anabar Uplift, Northern Siberia <i>I. M. Gorokhov, I. M. Vasil'eva, A. B. Kuznetsov, N. G. Rizvanova, G. V. Lipenkov, and G. V. Konstantinova</i>	3
Trilobites and Biostratigraphy of the Cambrian Section of the Khantaysk-Sukhotungusskaya-1 Well, Northwest of the Siberian Platform <i>A. L. Makarova, A. V. Kupin, D. A. Komlev, and E. B. Bushuev</i>	30
The Locality of Fossil Plants Juldybaevo (Kungurian Stage, Lower Permian, Bashkortosan Republic, Russia) and Its Position in the System of Kungurian Phytooriktocoenoses of the Eastern European Platform <i>S. V. Naugolnykh, N. B. Kuznetsov, S. D. Polina, K. I. Dantsova, T. V. Romanyuk, and S. Yu. Kolodyazhny</i>	58
A New Ostracod Genera <i>Bathoniella</i> (Bathonian and Lower Callovian of the East European Platform and Northern Germany) and <i>Parabathoniella</i> (Lower and Middle Bathonian of Scotland). Part 2: Evolution and Biostratigraphy <i>E. M. Tesakova</i>	79
Regional Stratigraphic Schemes of Continental Deposits of the Bathonian—Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Lena River Basin, East Siberia <i>A. I. Kiritchkova and N. V. Nosova</i>	97
Magnetostratigraphy of the Danian Stage of the Volga Right Bank Region Near Saratov. Article 1. Klyuchevskaya Member—Lower Syzran Subformation <i>D. A. Shelepov, A. Yu. Guzhikov, and V. A. Musatov</i>	109
Erratum	128

УДК 550.42:551.7

Rb–Sr СИСТЕМАТИКА И U–Pb ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СТАРОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ, ВЕНД АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ

© 2025 г. **И. М. Горохов**¹, **И. М. Васильева**¹, **А. Б. Кузнецов**^{1, *}, **Н. Г. Ризванова**¹,
Г. В. Липенков², **Г. В. Константинова**¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук,
Санкт-Петербург

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург

*e-mail: antonbor9@mail.ru

Поступила в редакцию 03.11.2023 г.

После доработки 17.05.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Представлены результаты Sr-хемостратиграфического изучения карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит, слагающих верхнюю часть докембрийского чехла Анабарского поднятия Северной Сибири. Впервые получен Pb–Pb возраст доломитов старореченской свиты – 549 ± 25 млн лет (СКВО = 1.4). Для определения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных породах использована усовершенствованная процедура ступенчатого растворения. Методика изучения Rb–Sr систематики включала химическое удаление около трети измельченного образца [фракция L(Rb–Sr)₁] путем предварительного кислотного выщелачивания в 0.2N CH₃COOH и последующее частичное растворение [фракция L(Rb–Sr)₂] оставшейся части образца в CH₃COOH той же концентрации. Pb–Pb изотопная систематика доломитов изучалась путем шести-девятиступенчатого растворения в 0.5N HBr. Химические процедуры привели к удалению эпигенетического карбонатного материала, что улучшило качество Sr-хемостратиграфической и U–Pb изотопно-геохронологической информации. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененном карбонатном материале [фракция L(Rb–Sr)₂] доломитов старореченской свиты составляют 0.70822–0.70836, в известняках немакит-далдынской свиты – 0.70854–0.70856. Pb–Pb возраст раннего диагенеза доломитов старореченской свиты (549 ± 25 млн лет) вычислен по фракциям [L(U–Pb)₂–L(U–Pb)_n], где n для разных образцов варьировало в интервале от 6 до 9. Эпигенетические карбонатные фракции L(U–Pb)₁ характеризуются значением Pb–Pb возраста 360 ± 190 млн лет (СКВО = 0.8). Полученные результаты доказывают, что доломиты старореченской свиты Анабарского поднятия относятся к позднему венду (поздний эдиакарий), позволяя уверенно коррелировать их с карбонатными породами верхней части юдомской серии Учуро-Майского района и включать названный стратон в юдомский комплекс Сибири.

Ключевые слова: Сибирская платформа, венд, доломиты, ступенчатое растворение, Sr-хемостратиграфия, Pb–Pb возраст

DOI: 10.31857/S0869592X25010016, EDN: VAKWZE

ВВЕДЕНИЕ

В представленной статье венд Анабарского поднятия рассматривается в трактовке, принятой в Общей шкале докембрия России (Хоментовский, 1975, 1985, 2008; Стратиграфия..., 2005). Венд на Анабарском поднятии включает преимущественно доломитовую старореченскую

и преимущественно известняково-доломитовую немакит-далдынскую (манькайскую) свиты (Савицкий и др., 1959, 1968; Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Кутейникова и др., 1973; Хоментовский и др., 1982).

Старореченская свита Анабарского поднятия наряду с юдомской серией Учуро-Майского

района Восточной Сибири принадлежит к числу опорных стратиграфических подразделений верхнего докембрия, сыгравших ведущую роль в выделении юдомия, представляющего венд на Сибирской платформе (Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1966; Семихатов и др., 1970; Хоментовский, 1975). Преимущественно карбонатный юдомский комплекс был выделен на том основании, что снизу ему предшествует глубокий разрыв и несогласное залегание на различных комплексах от архея до позднего рифея, а сверху он перекрывается пестроцветными отложениями первой фаунистической зоны томмотского яруса нижнего кембрия (Журавлева, Комар, 1962; Злобин, Голованов, 1970; Шишкин, 1974; Хоментовский, Карлова, 2002). Такой выбор типа юдомского комплекса, естественно, породил вопрос о корреляции старореченской свиты с разрезом юдомской серии (Хоментовский, 1975, 1985; Шенфиль, 1991). Первые С-изотопные хеомстратиграфические данные для старореченской и усть-юдомской свит показали похожие тренды вариации $\delta^{13}\text{C}$ (Magaritz et al., 1986; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Семихатов и др., 2004), что предполагало обоснованность корреляции этих подразделений. Фрагментарная Sr-изотопная информация для карбонатных пород старореченской свиты содержится в работах (Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 2018). В первой, опубликованной три десятка лет назад, к сожалению, отсутствуют сведения о местах отбора образцов и их геохимические характеристики, а большие количества Rb требуют значительных поправок при вычислении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Покровский, Виноградов, 1991). Во второй статье (Горохов и др., 2018) были изучены образцы только из пограничного горизонта старореченской и юсмастахской свит, при этом часть образцов оказалась отобрана из эрозионных карманов и характеризовала кровлю рифея.

Опубликованные в 1960-е годы K–Ar датировки старореченских минералогически не изученных глауконитов (605 и 655 млн лет) ныне вряд ли могут приниматься в расчет, так как датированные минералы содержали только 2.42 и 4.75% калия (Геохронология..., 1968), что значительно ниже нормативных требований для этого геохронометра (Odin, Dodson, 1982; Горохов и др., 1995; Зайцева и др., 2008, 2016, 2017). Более позднее исследование Rb–Sr систематики глинистых субфракций (Горохов и др., 2010) привело к заключению, что в аргиллитах средней части старореченской свиты в коренном выходе на р. Котуйкан иллит формировался на протяжении

двух временных интервалов: около 560 и 390–415 млн лет назад. Предполагалось, что возраст первой генерации, равный ~560 млн лет, близок ко времени отложения старореченских осадков (Горохов и др., 2010). Этот вывод не противоречил биостратиграфическим данным, полученным как для пород Анабарского поднятия, так и для вендских отложений других регионов Сибири, но бесспорно нуждался в подтверждении.

На сегодня корреляция вендских свит Сибири затрудняется отсутствием надежных изотопно-геохронологических и Sr-хеомстратиграфических данных, позволяющих оценить возраст старореченской свиты. Между тем от принимаемой корреляции двух опорных разрезов юдомского комплекса Сибирской платформы во многом зависит интерпретация вендской истории огромной территории от восточного склона Анабарского поднятия до Туруханского, Енисейского, Оленекского и Хараулахского поднятий, где вскрыты аналоги старореченской свиты (Хоментовский, 1985; Шенфиль, 1991; Кочнев и др., 2021).

Главная цель настоящей статьи – Sr-хеомстратиграфическое и U–Pb изотопно-геохронологическое изучение карбонатных пород старореченской свиты и оценка возможности ее уверенной корреляции с карбонатными породами юдомской серии Учуро-Майского района Сибири. Для немакит-далдынской свиты представлены Sr-хеомстратиграфические данные, полученные по новой методике ступенчатого растворения. При изложении материала мы используем название “немакит-далдынская” свита, поскольку изученные карбонатные отложения именно так обозначены на картах (ГК1000/3, ГГС50) западного склона Анабарского поднятия, более того, стратотип манькайской свиты находится на восточном склоне этого поднятия. Проблемы взаимоотношения переходных горизонтов венда и кембрия, их границы, а также проблема соотношения объемов венда и кембрия в Общей стратиграфической шкале и Международной хроностратиграфической шкале здесь не рассматриваются.

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Анабарское поднятие – это крупное сводовое поднятие кристаллических пород фундамента Сибирской платформы. Оно является крупнейшей положительной структурой в северной части Анабаро-Оленекской антеклизы (рис. 1). В центре поднятия обнажены метаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы

(Гусев и др., 2020; Ножкин и др., 2022; Скублов и др., 2024), которые на периферии с угловым несогласием и длительным перерывом перекрыты верхнепротерозойско-фанерозойским платформенным чехлом с несколькими структурными ярусами, разделенными региональными перерывами. На южном склоне Анабарского поднятия архей-нижнепротерозойские породы фундамента перекрываются сульфатно-карбонатными отложениями венда и кембрия, а в других частях – грубообломочными терригенными и карбонатными отложениями рифея (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Хоментовский, Трофимов, 1980).

Одна из наиболее представительных последовательностей рифейских и венд-кембрийских отложений обнажается вдоль северо-западного склона Анабаро-Оленекской антеклизы в бассейнах рек Котуйкан, Котуй и Маймеч. В нижнерифейских базальных горизонтах указанной последовательности выделяют две контрастные по составу и условиям формирования серии – нижнюю терригенную мукунскую и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую, различные горизонты которой трансгрессивно и местами с угловым несогласием перекрываются породами старореченской свиты (Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Хоментовский и др., 1982; Шпунт и др., 1982; Петров, 2011, 2014; Зайцева и др., 2016).

Старореченская свита ($V_{1-2}st$) выделена Вл. А. Комаром (Комар, 1966). Стратотип свиты располагается на р. Старая, притоке р. Бол. Куонамка, на восточном склоне Анабарского массива. Отложения свиты в Западном Прианабаре не выдержанны по составу и мощности, повсеместно с несогласием залегают на размытой поверхности пород юस्ताхской свиты нижнего рифея и со следами локальных размывов перекрываются карбонатными и тонкозернистыми силикокластическими отложениями немакит-далдынской (позднее – манькайская) свиты, которая рассматривается в качестве переходного венд-кембрийского стратона в Общей стратиграфической шкале (Стратиграфия..., 1959; Хоментовский и др., 1982; Хоментовский, 2008; Региональная..., 2021). Старореченские отложения представлены серыми, зеленовато-серыми и коричневатосерыми доломитами и их глинистыми, битуминозными и строматолитовыми разновидностями с прослоями алевритистых, песчаных и кремнистых доломитов, песчаников, в основании – с прослоями песчаных доломитовых конгломератов и доломитовых гравийно-песчаных брекчий. В средней части разреза нередко присутствуют гипсоносные доломиты. В долине среднего течения р. Котуй находится наиболее полный разрез свиты (мощность 250–300 м), в котором по литологическим особенностям выделены три толщи (Юон, 1978): нижняя строматолитовая, средняя гипсоносная и верхняя битуминозная.

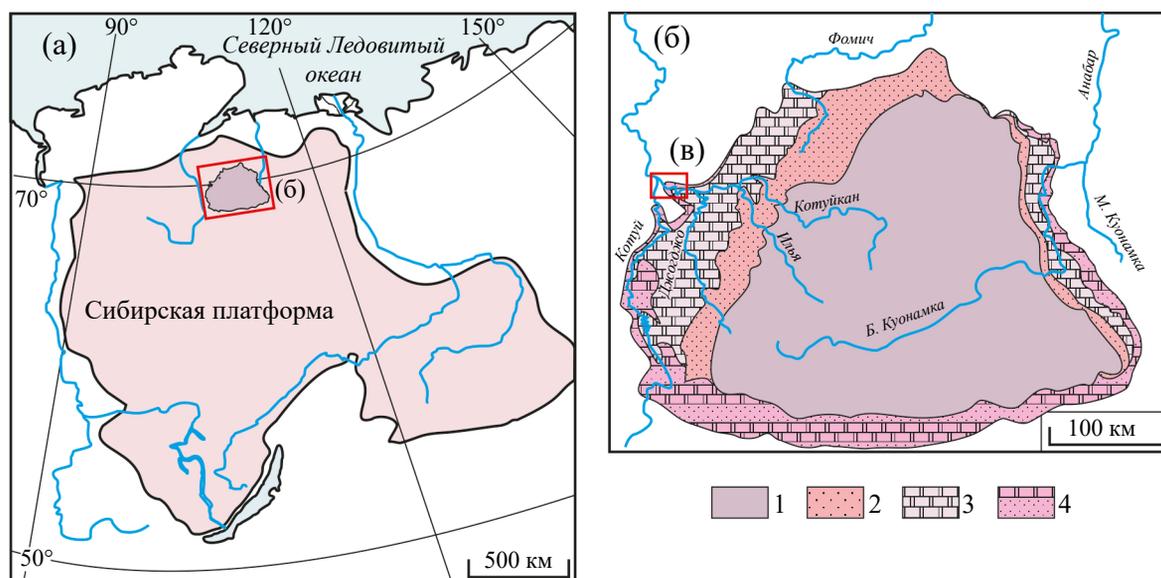


Рис. 1. Положение Анабарского массива в пределах Сибирской платформы (а), схема его геологического строения (б) и положение района работ в бассейне р. Котуйкан (в). 1 – архей-нижнепротерозойский фундамент; 2 – рифейские терригенные отложения (мукунская серия); 3 – рифейские карбонатные отложения (билляхская серия); 4 – вендские и венд-кембрийские отложения (старореченская, немакит-далдынская и манькайская свиты).

На западном склоне Анабарского поднятия в долине приустьевой части р. Котуйкан, где проводилось опробование для настоящей работы, гипсоносные отложения в составе старореченской свиты практически отсутствуют, ее мощность не превышает 60 м; по литологическим особенностям, по присутствию различных типов строматолитовых построек, микробиолитов в этом районе свита разделяется на две подсвиты (Хоментовский и др., 1982). Нижняя подсвита начинается с пласта плитчатых или онколитовых доломитов, к подошве и кровле которого приурочены линзовидные скопления терригенного материала, и залегает с размывом и угловым несогласием на юмастахской свите. Выше преобладают строматолитовые и микрофитолитовые доломиты, реже встречаются тонкозернистые глинистые доломиты. Отложения базальных слоев верхней подсвиты представлены строматолитовыми биогермами. Выше подсвита характеризуется ритмичным чередованием светлоокрашенных строматолитовых доломитов и глинистых доломитов.

В стратиграфических схемах Сибири старореченская свита входит в состав тирского горизонта венда, выделенного как региональное литостратиграфическое подразделение Сибирской платформы, объединяющее отложения смешанного (терригенно-карбонатного, ангидрит-карбонатного и терригенного) состава, залегающие, в частности, на рифейских осадочных толщах (Стратиграфия..., 2005). Породы тирского горизонта помимо Анабарского района известны также на Оленекском поднятии, в Игаро-Норильском районе, на севере Енисейского кряжа, в Бирюсинском и Иркутском Присяянье и в Прибайкалье (Мельников, 2018; Кочнев и др., 2018, 2021). Главной особенностью осадочных толщ, относимых к тирскому горизонту, является резкое преобладание морских мелководных и континентальных обстановок осадконакопления, связанное с общим воздыманием части Сибирской платформы в позднем венде около 565–560 млн лет назад, что привело к отступлению береговой линии моря, проградации континентальных обстановок на платформу и к образованию серии обширных мелководных бассейнов лагунного типа, часто с аномальной (как повышенной, так и пониженной) соленостью (Воробьева, Петров, 2014; Мельников, 2018).

Первоначально в отложениях старореченской свиты были выделены пластовые и желваковые строматолиты *Stratifera Korol.*, *Paniscollenia Korol.*, которые характерны для юдомского

комплекса и развиты в равной мере как в нижней, так и в верхней частях ее опорных разрезов (Юон, 1978). Именно эти комплексы строматолитов были использованы для сопоставления старореченской свиты с усть-юдомской свитой Учуро-Майского района Сибирской платформы (Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1966). Позднее биостратиграфическая характеристика тирского горизонта была дополнена находками остатков эдиакарского типа в хатыспытской свите Оленекского поднятия (Федонкин, 1985; Воданюк, 1989; Grazhdankin et al., 2008), включающими обширный комплекс бесскелетных организмов, в том числе фрондоморфные и рангеоморфные остатки; палеопасцихины и различные дискоидные отпечатки, часть из которых представляет собой отпечатки микробиальных колоний (Стратиграфия..., 2005). Известняки хатыспытской свиты содержат комплекс крупных, иногда сложно устроенных органостенных (углеродистых компрессий) макроостатков (Grazhdankin et al., 2008), а также древнейшие ихнофоссилии *Nenoxites curvus* (Rogov et al., 2012).

В основании старореченской свиты в разрезе по р. Котуйкан наблюдается угловое несогласие и развитие карманов размыва глубиной до нескольких метров (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970). Несогласное взаимоотношение старореченской свиты с подстилающими доломитами рифея имело принципиальное значение при ее выделении из состава билляхской серии (Хоментовский и др., 1982).

Немакит-далдынская свита (V_2 – E_{1nd}) выделена В.Е. Савицким (Стратиграфия..., 1959; Савицкий и др., 1968; Егорова, Савицкий, 1969), первоначально в качестве немакит-далдынского горизонта, отложения которого сопоставляются с отложениями манькайской свиты Восточного Прианабарья (Кутейникова и др., 1973; Хоментовский, 1985). За стратотип свиты принят разрез по р. Нямакит-Далдын, но наиболее изучен и подробно описан в литературе ее гипостратотип, расположенный на площади опробования настоящей работы – в Западном Прианабарье, на левом берегу р. Котуйкан, в 3.5 км выше устья (Шишкин, 1974; Хоментовский, 1985).

Рассматриваемые в этой статье отложения на р. Котуйкан относятся к немакит-далдынской свите, которая фигурирует на картах ГК1000/3 (Государственная..., 2016). Однако в ряде работ отложения именуется манькайской свитой (Хоментовский др., 1982; Хоментовский, 2008; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996 и др.). Такое замещение возникло в результате того, что

карбонатные породы этого уровня на восточном склоне Анабарского поднятия были выделены как манькайская свита. Позднее название “немакит-далдынский” было отнесено к рангу регионального горизонта, а название “манькайская” применительно к свите распространилось на оба склона (Хоментовский, 2008). В современной стратиграфической номенклатуре на территории Сибирской платформы немакит-далдынские отложения следует относить к даниловскому горизонту (Стратиграфия..., 2005; Мельников, 2018), в котором преобладают карбонатные отложения, представленные преимущественно известняками и доломитами с прослоями алевролитов и аргиллитов. Этот горизонт характеризуется трансгрессивной нижней границей, значительным расширением области седиментации, преобладанием эпиконтинентального, мелководного преимущественно карбонатного осадконакопления, часто при условиях повышенной солености (Мельников, 2018).

Немакит-далдынская свита Анабарского массива и большая верхняя часть усть-юдомской свиты юдомской серии в бассейне р. Алдан вблизи устья р. Учур содержат сукцессию мелкораквинных ископаемых (SSF), типичную для двух фаунистических зон (*Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua*), выделенных в терминальной части верхнего венда (Khomentovsky, 1986; Хоментовский, Карлова, 1991, 2002, 2005; Khomentovsky, Karlova, 1993; Гражданкин, Маслов, 2015; Xiao et al., 2016). Кроме того, на этом же стратиграфическом уровне в манькайской свите Западного Прианабарья найдены ископаемые следы жизнедеятельности (ихнофоссилии) (*Trerptichnus pedum*, что позволяет сопоставлять этот уровень с основанием фортунского яруса Международной хроностратиграфической шкалы. В стратиграфической же шкале вендской системы Восточно-Европейской платформы этот уровень коррелируется с ровенским горизонтом (Соколов, 1997). Таким образом, по фаунистическим данным немакит-далдынская свита Анабарского массива и большая верхняя часть усть-юдомской свиты р. Алдан принадлежат немакит-далдынскому ярусу. Следовательно, старореченская свита Анабарского массива, предшествующая немакит-далдынской свите, и нижняя пачка усть-юдомской свиты, которая развита вблизи устья р. Учур, занимают одинаковое стратиграфическое положение в последовательности юдомских отложений.

В настоящей работе для получения новой изотопно-хемостратиграфической и геохронологической информации использовалась коллекция карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит, собранная сотрудниками ВСЕГЕИ (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург) при проведении полевых работ в рамках создания комплектов Государственных геологических карт третьего поколения (ГГК100/3) масштаба 1 : 1 000 000 номенклатурных листов R-48 и Q-48 (Государственная..., 2016).

МЕСТА ОТБОРА И ОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Отложения старореченской свиты на рассматриваемой территории обнажаются на водоразделах рек Кыллах и Верхний Тогой, в долине р. Котуйкан и ее притоков Нижний Тогой и Кокор. Они имеют мощность около 60 м. Площадь опробования в долине р. Котуйкан довольно значительна, и точки отбора образцов карбонатных пород порой отделены друг от друга расстояниями, достигающими нескольких километров (рис. 2). Изученные образцы взяты непосредственно вблизи границы юмастахской (ее верхней подсвиты) и старореченской свит на левом берегу р. Котуйкан, в 750 м вверх по течению от устья р. Кокор (рис. 3). Средняя часть старореченской свиты опробована в двух разрезах: в долине р. Верхний Тогой в 3.5 км выше ее устья и на левом берегу р. Котуйкан в 4.5 км вниз по ее течению от устья р. Верхний Тогой (рис. 3). Кроме того, коллекция включает немакит-далдынскую свиту, карбонатные породы которой отобраны в притоке р. Сона-Юрях в 4.9 км выше ее устья (рис. 3). Образцы были отобраны на удалении от ассоциированных песчано-глинистых толщ, магматических пород, прорывающих даек и силлов, а также вне зон тектонических нарушений. В связи с тем, что по литологическим характеристикам отложения карбонатных свит во многом похожи друг на друга, а также из-за значительного предстарореченского размыва, который привел к образованию глубоких эрозионных карманов в рифейских отложениях, стратиграфическая принадлежность некоторых образцов будет скорректирована на основе Sr-изотопных данных, представленных в этой работе.

Образцы карбонатных пород старореченской свиты представлены в основном массивными и тонкослоистыми доломитами с различной

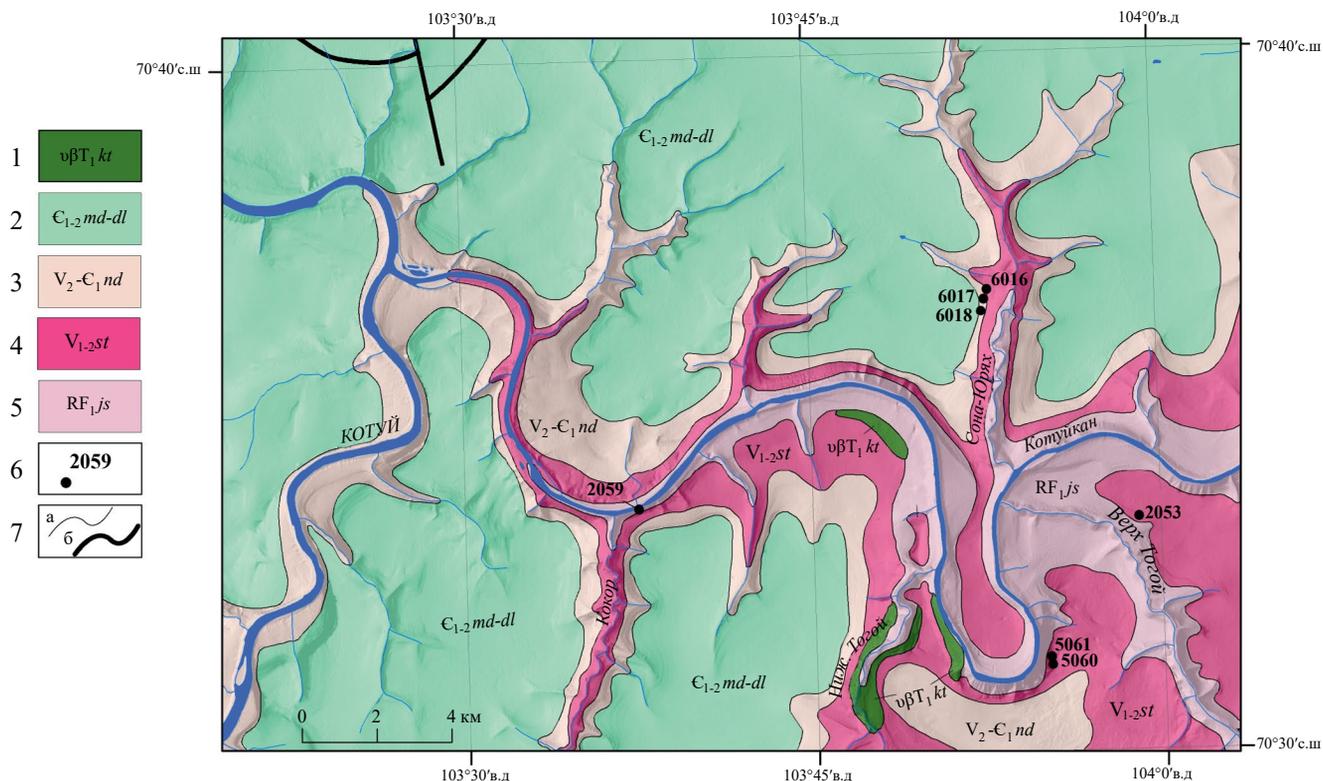


Рис. 2. Места отбора изученных образцов карбонатных пород в долине р. Котуйкан.

1 – интрузивные образования катангского комплекса; 2–5 – стратифицированные отложения: 2 – нерасчлененные кембрийские отложения (медвежинская, кудгаюряхская, улахан-арымасская, урюнгтасская и далбыхская свиты); 3 – немакит-далдынская свита; 4 – старореченская свита; 5 – юсмастахская свита; 6 – точки геологических наблюдений; 7 – геологические границы: а – согласные и несогласные между разновозрастными подразделениями; б – разломы.

структурой: мелкокристаллической, строматолитовой, псевдооолитовой и комковатой. Округлые комочки (размером 0.1–1.5 мм) и овальные сгустки (0.5–2.5 мм) сложены криптокристаллическим агрегатом и образуют плотные скопления (рис. 4а, 4б, 4д, 4е). Небольшие (0.2–0.4 мм) оолиты с концентрическим строением и сгустково-комковатые микроствяжения часто инкрустированы призматическими кристаллами, формирующими крустификационные каймы, пространство между ними выполнено мелкозернистым агрегатом доломита, образующим цемент базального, порового и крустификационного типа (рис. 4а, 4б, 4е). Аллохемы (комки, сгустки, оолиты) и фрагменты строматолитовых построек сцементированы доломикроспаритом, сложенным гипидиоморфными, идиоморфными ромбовидными кристаллами (рис. 4б). Редкие строматолитовые постройки сложены тонкокристаллическим доломитом и содержат примесь иллита (рис. 4г). Обломочный материал представлен кварцем, криптокристаллическими агрегатами халцедоновидного кварца (обломки диагенетических кремней из юсмастахской

свиты) и частицами иллита. В некоторых образцах присутствует рассеянное органическое вещество, приуроченное к стилолитовым швам.

Образцы карбонатных пород немакит-далдынской свиты в основной части разреза представлены известковистыми доломитами, а в кровле – известняками. Преобладают тонкослоистые породы с мелкокристаллической, тонкополосчатой, пятнистой и реже сгустково-комковатой (до 0.2 мм) структурой (рис. 5). В цементе присутствуют идиоморфные ромбоэдрические кристаллы доломита (до 0.04 мм) и кальцит предположительно двух генераций, различающихся по размеру (от 0.01 до 0.08 мм). Пелоидные известняки состоят из многочисленных овальных и округлых сгустков (размером до 0.08–0.12 мм), которые сцементированы мелкокристаллическим кальцитом и реже доломитом (рис. 5в). Тонкослоистые известняки содержат фрагменты микробальных построек (рис. 5б). Реже встречаются комковато-обломочные известняки, содержащие переотложенные *in situ* аллохемы микрита размером до 1–2 мм (рис. 5г).

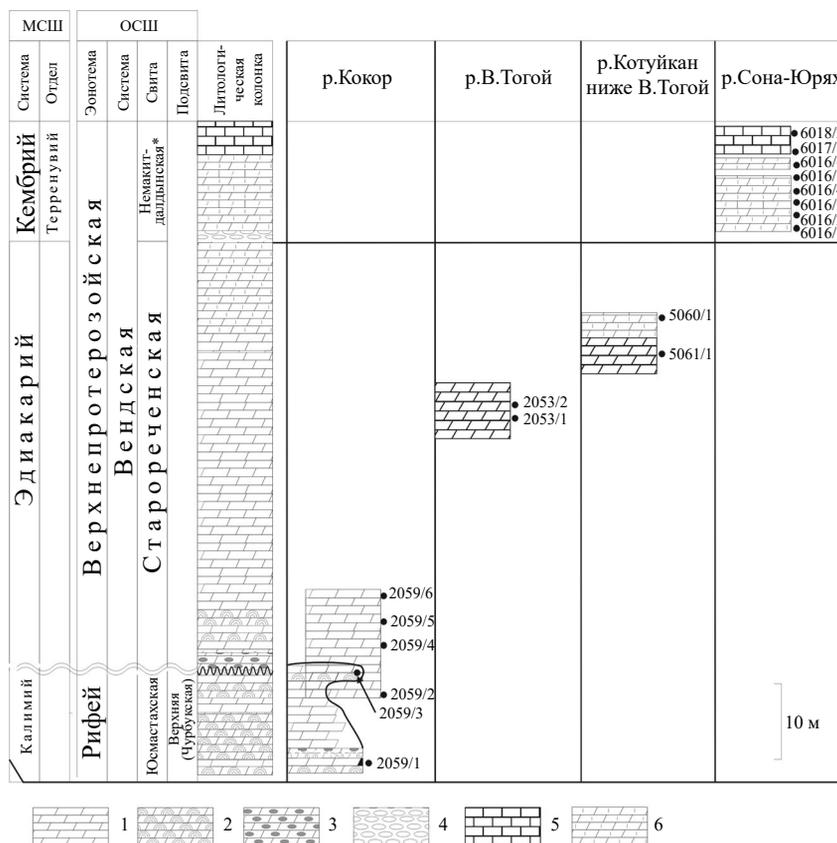


Рис. 3. Стратиграфическая колонка рифей-вендского разреза чехла Анабарского поднятия и положение образцов в изученных разрезах.

1 – доломиты; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – доломиты с линзами кремней; 4 – гравелиты и конгломерато-брекчии; 5 – известняки; 6 – доломитистые известняки и известковистые доломиты. (*) Немакит-далдынская свита = манькайская свита.

В карбонатах наблюдаются стилолитовые швы, заполненные глинистыми минералами. Среди терригенной примеси присутствует обломочный кварц (до 0.02 мм), реже зерна полевых шпатов, примесь глинистых минералов и слюд (рис. 5а).

МЕТОДИКА

Содержания Са и Mg в карбонатной составляющей доломитов и известняков определяли в химической лаборатории МЕХАНОБР-АНАЛИТ (Санкт-Петербург). Содержания Mn, Fe и Sr в карбонатной составляющей этих же пород после растворения в 10%-ной HCl определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на спектрометре Optima 4300 (Perkin Elmer, США).

Для изучения Rb–Sr систематики карбонатных пород применялась методика ступенчатого растворения, позволяющая получать геохимическую и изотопную информацию о карбонатном материале, образованном (или

преобразованном) в различные периоды его геологической истории.

При исследовании Rb–Sr систематики измельченные образцы обрабатывали 0.2N CH₃COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети [фракция L(Rb–Sr)₁] и затем еще одну треть [фракция L(Rb–Sr)₂] карбонатного материала (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018, 2022). Rb и Sr, извлеченные в ходе этих двух ступеней растворения, очищали на колонках с ионообменной смолой Dowex AG50W × 8 (200–400 меш) и 2.5N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr и содержания Rb и Sr определяли в аликвотных частях фракций L(Rb–Sr)₁ и L(Rb–Sr)₂. Использовался масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ⁸⁷Rb + ⁸⁴Sr. Таким образом, для каждого изученного образца выполнялись химическое выделение и изотопный анализ двух Rb-содержащих и четырех Sr-содержащих фракций.

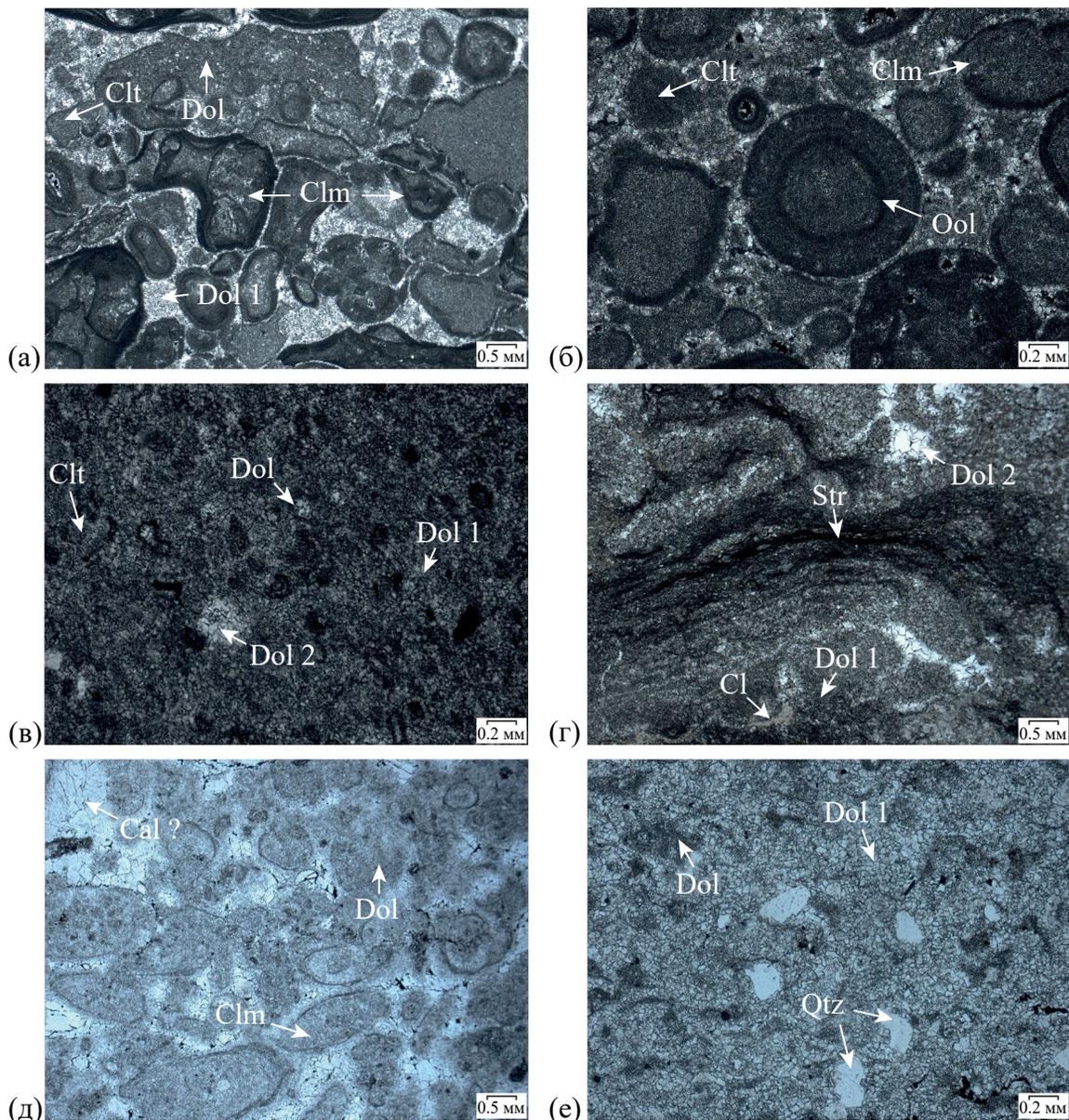


Рис. 4. Микрофотографии доломитов старореченской свиты.

(а) – обр. 2053/1, оолитовый сгустково-комковатый глинистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (б) – обр. 2053/1, оолиты и комки в глинистом доломите; ув. $\times 5$, ник. скрещены; (в) – обр. 2053/2, псевдооолитово-комковатый кварцсодержащий доломит; ув. $\times 5$, ник. параллельны; (г) – обр. 2059/2, строматолитовый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (д) – обр. 5060/1, комковатый кальцитизированный известковистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (е) – обр. 5061/1, сгустково-комковатый кварцсодержащий доломит. ув. $\times 5$, ник. параллельны. Dol. – доломит; Dol 1/Dol 2 – доломиты первой и второй седиментационных генераций; Qtz – кварц; Cl – глинистое вещество; Cal – кальцит; Clm – комок; Clt – сгусток; Ool – оолит; Str – строматолит.

Изотопные составы Rb и Sr измеряли в статическом режиме на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT 261 и Triton TI соответственно. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, для Sr в процедуре, включавшей только измерение его изотопного состава, не превышал 0.5 нг. При определении концентраций методом изотопного

разбавления уровень лабораторных загрязнений был выше и составлял для Rb ~ 0.3 нг, а для Sr ~ 3 нг. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и USGS EN-1, нормализованные к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, составляли в период работы соответственно 0.710324 ± 8 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 39$) и 0.709239 ± 6 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 18$).

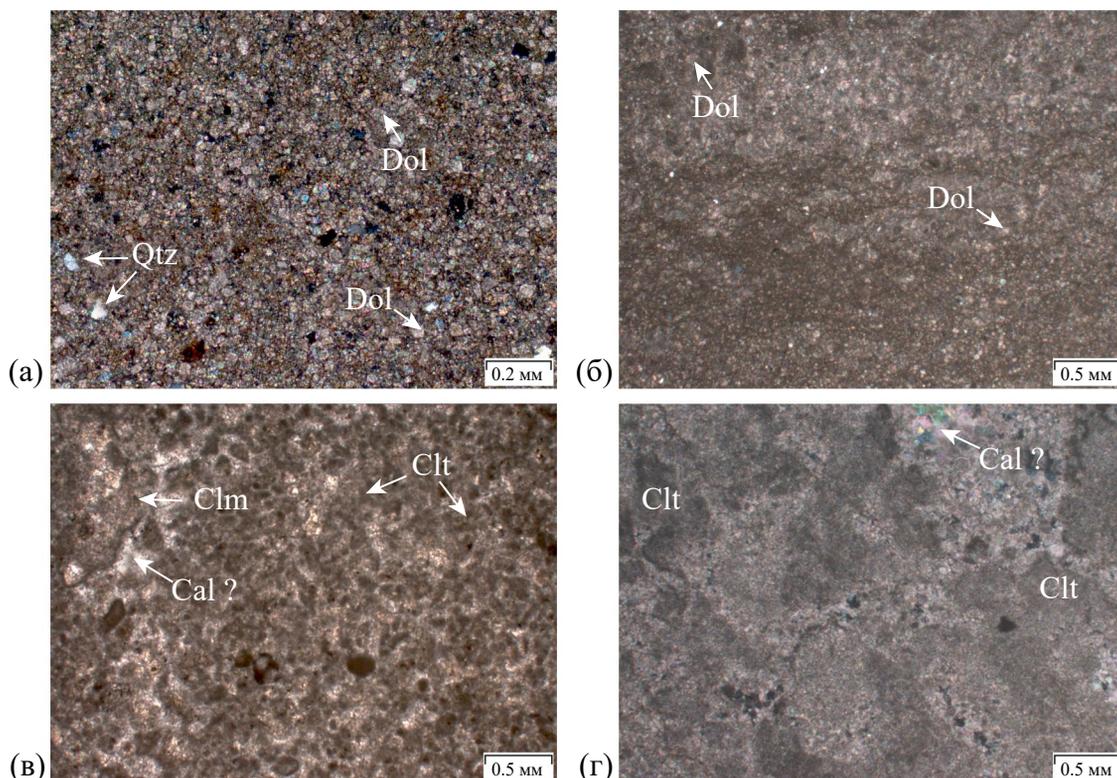


Рис. 5. Микрофотографии карбонатных пород немакит-далдынской свиты.

(а) – обр. 6016/2, тонкокристаллический доломит известковый, с примесью обломочного кварца; (б) – обр. 6016/4, микрокристаллический слоистый известковый доломит с глинистой примесью; (в) – обр. 6017/1, суггустково-комковатый (пеллоидный) известняк с микит-микроспаритовым цементом; (г) – обр. 6018/2, комковато-обломочный известняк. Рис. 5а – ув. $\times 10$, ник. скрещены; рис. 5б–5г – ув. $\times 2.5$, ник. скрещены. Dol – доломит, Qtz – кварц, Cal – кальцит, Clm – комок, Clt – суггусток.

Методика изучения U–Pb систематики карбонатных пород, примененная в настоящей работе, была недавно опубликована и включает два варианта, в одном из которых (Горохов и др., 2019) в качестве материала для исследования используются валовые карбонатные составляющие пород [BCC – bulk carbonate constituents], а в другом (Горохов и др., 2022, 2023; Васильева и др., 2022) – карбонатные фракции этих пород [L(U–Pb)_n – leachates], полученные методом ступенчатого растворения в 0.5N HBr.

В первом варианте методики измельченные образцы предварительно были промыты 0.01N HBr для удаления поверхностных загрязнений. Затем образцы обрабатывали 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала и анализировали полученные растворы. Во втором варианте исследовали U–Pb систематику фракций, полученных многоступенчатым растворением карбонатной составляющей пород в 0.5N HBr. При

этом к порошкообразным навескам (около 1 г) изучаемых образцов последовательно добавляли по 3–10 мл 0.5N HBr (в зависимости от предполагаемого количества фракций ступенчатого растворения в конкретном образце) при комнатной температуре. Каждая порция бромистоводородной кислоты предназначалась для растворения от 4 до 20% карбонатного материала. Для образцов 2059/2 и 5061/1 проводилось шестиступенчатое последовательное растворение: добавление 5–10 мл 0.5N HBr переводило в раствор 7–20% карбонатного вещества. При анализе образца 2053/2 было применено семиступенчатое растворение: к пробе добавлялось 3–10 мл 0.5N HBr, и в раствор переходило 5–16% карбонатной компоненты в каждой фракции. Для образца 2059/2, кроме шестиступенчатого растворения [которое обозначено как 2059/2(A)], было проведено девятиступенчатое растворение [2059/2(B)]. В этом случае к образцу добавлялись последовательно 3–10 мл

0.5N HBr, растворявших 4–20% карбоната. Процедуру ступенчатого растворения, приводившую к получению растворенных фракций $L(U-Pb)_n$, заканчивали по достижению полного перехода карбонатной составляющей образца в раствор.

Варианты методики ступенчатого растворения, использованные для изучения Rb–Sr и U–Pb (Pb–Pb) систематики карбонатных пород старореченской свиты, заметно различались. Различия касались как химического состава применявшихся растворителей (уксусной кислоты при изучении Rb–Sr систематики и бромистоводородной кислоты при изучении Pb–Pb систематики), так и количества ступеней растворения: две для Rb–Sr и шесть–девять для Pb–Pb систематики (Горохов и др., 2022). Это объяснялось, с одной стороны, стремлением использовать собственный опыт предшествующих исследований, а с другой стороны, соображениями, связанными с требованиями к химической чистоте применяемых реактивов и определяемыми содержаниями исследуемых элементов (изотопов) в холостых опытах.

Оба варианта методики изучения U–Pb систематики пород предусматривали определение содержаний U и Pb и изотопного состава Pb в полученных растворах (Овчинникова и др., 1998, 2000, 2012; Каурова и др., 2010). Каждый раствор делили на две аликвоты, одна из которых предназначалась для измерения изотопного состава Pb, а другая – для определения содержаний U и Pb с использованием смешанного индикатора $^{235}U + ^{208}Pb$. Для выделения U использовали экстракционную смолу UTEVA SPEC, а для выделения Pb (как в ВСС, так и во фракциях ступенчатого растворения) – анионообменную смолу Bio-Rad 1 × 8 (100–200 меш) в 0.5N HBr (Manhes et al., 1978; Овчинникова и др., 1998, 2012).

Изотопные составы U и Pb измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава Pb в стандарте NIST SRM 982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, не превышал для U 0.005 нг, а для Pb 0.08 нг. Обработку первичных изотопных данных проводили с использованием программы (Мельников, 2010), а вычисление параметров изохрон – с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003). Погрешности вычисленных значений возраста всюду в этой статье даны на уровне $\pm 2\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав карбонатных пород

Результаты химического анализа изученных карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит представлены в табл. 1.

Большая часть старореченской свиты сложена доломитами (Mg/Ca 0.59–0.61), а в верхней части свиты появляются доломиты с незначительной примесью кальцита (Mg/Ca 0.48–0.55). Доля некарбонатной составляющей (нерастворимой в 10%-ной HCl) в нижней части свиты варьирует от 3 до 38%, в средней части понижается до 3–12%. Рентгенофазовый анализ показал, что некарбонатная примесь сложена преимущественно кварцем, а также гидрослюдой и полевыми шпатами. Содержания Mn и Fe в карбонатной составляющей доломитов варьируют в широких пределах от 62 до 363 мкг/г и от 590 до 4550 мкг/г соответственно. Содержание Sr в доломитах старореченской свиты очень низкое (12–40 мкг/г), но увеличивается до 59–114 мкг/г при появлении примеси кальцита.

Вышележащая немакит-далдынская свита сложена преимущественно известковистыми доломитами и доломитовыми известняками. Количество кальцита в этой свите значительно увеличивается вверх по разрезу, при этом отношение Mg/Ca в образцах понижается от 0.48 до 0.10. Кровля свиты включает чистые известняки (Mg/Ca 0.10). Доля некарбонатной составляющей (кварц, полевые шпаты и слюда) в известковистых доломитах по всему разрезу устойчиво высокая 10–23%, но понижается до 6–7% в известняках кровли. Содержания Mn и Fe в известняково-доломитовых разностях варьируют в пределах 132–294 и 1890–9230 мкг/г соответственно. Повышенное содержание Mn и Fe в карбонатной составляющей, видимо, связано с повышенной терригенной примесью в карбонатных породах. Известняки в кровле немакит-далдынской свиты содержат наиболее низкие концентрации Mn и Fe, соответственно 60–68 и 315–385 мкг/г. Содержание Sr в известняково-доломитовых породах варьирует от 113 до 168 мкг/г, а в чистых известняках повышается до 160–233 мкг/г.

Отношения Mn/Sr и Fe/Sr только в двух известняках немакит-далдынской свиты невелики и составляют соответственно 0.3–0.4 и 1.7–2.0, что близко к пороговым величинам Mn/Sr и Fe/Sr (соответственно ≤ 0.2 и ≤ 5), свойственным неизменным морским известнякам, пригодным для использования в Sr-изотопных хемотратиграфических исследованиях (Кузнецов и др., 2014, 2019).

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образца	Порода	НС, %	Mg, %	Ca, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Минералогический состав остатка, нерастворимого в 10%-ной HCl
Старореченская свита											
Долина р. Верхний Тогой											
2053/1	Д	12	12.5	21.2	79	590	38	0.59	10.0	68	
2053/2	Д	3	13.1	22.0	363	2380	22	0.60	16.5	108	
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор											
2059/1	Д	9	12.5	20.6	85	2520	12	0.61	7.1	210	
2059/2	Д	3	12.9	21.5	325	2240	24	0.60	13.5	93	Q
2059/3	Д	15	11.2	19.0	62	1610	20	0.59	3.1	81	
2059/4	Д	24	12.2	20.7	85	4550	19	0.59	4.5	239	Q
2059/5	Д	38	12.3	20.8	74	2380	16	0.59	4.6	149	Q
2059/6	Д	15	12.5	20.8	85	2240	15	0.60	5.7	149	Q, Fsp, (Mc)
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой											
5060/1	ДИ	5	11.6	24.4	247	1470	114	0.48	2.2	13	
5061/1	Д	7	12.2	22.0	309	4270	59	0.55	5.2	72	
Немакит-далдынская свита											
Р. Сона-Юрях											
6016/1	ДИ	16	11.6	24.2	294	9230	113	0.48	2.6	82	Q, (Fsp, Mc)
6016/2	ДИ	23	9.08	25.9	232	5180	121	0.35	1.9	43	Q, (Fsp, Mc)
6016/3	ИД	11	3.75	30.8	163	2240	138	0.12	1.2	16	Q, (Fsp, Mc)
6016/4	ДИ	18	6.73	23.9	225	5110	127	0.28	1.8	40	Q, (Fsp, Mc)
6016/5	ИД	10	3.12	32.6	132	1890	168	0.10	0.8	11	Q, (Fsp)
6016/6	ДИ	10	8.83	24.0	225	4900	108	0.37	2.1	45	Q
6017/1	И	6	0.27	39.2	60	315	161	0.01	0.4	2.0	Q
6018/2	И	7	0.30	37.6	68	385	233	0.01	0.3	1.7	Q

Примечание. Д – доломит; ДИ – доломит известковый; ИД – известняк доломитовый; И – известняк; НС – некарбонатная составляющая; Q – кварц, Fsp – полевошпат, Mc – слюда, в скобках указаны минералы в следовых концентрациях.

Rb–Sr данные карбонатных пород

Результаты Rb–Sr анализа карбонатных пород представлены в табл. 2. Доли карбонатного материала, переходившего в раствор на первой и второй ступенях [во фракциях L(Rb–Sr)₁ и L(Rb–Sr)₂] обработки 0.2N CH₃COOH, для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 28–38 и 27–42% соответственно. Близки друг к другу и содержания Sr в этих фракциях. Однако содержания Rb во фракции L(Rb–Sr)₁ для подавляющего большинства образцов значительно превышают его содержания во фракции L(Rb–Sr)₂. В соответствии с этим и измеренные отношения Rb/Sr во фракциях L(Rb–Sr)₁, как правило, много больше этих отношений

во фракциях L(Rb–Sr)₂. Этот эффект, уже не в первый раз достигаемый методом ступенчатого растворения, является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных этапах кислотной обработки карбонатных пород, и позволяет ниже в качестве хеостратиграфического параметра рассматривать отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr только во фракциях L(Rb–Sr)₂ (Горохов и др., 2018, 2022, 2023).

Значения измеренных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в главной карбонатной фракции L(Rb–Sr)₂ образцов старореченской свиты заслуживают отдельного внимания. Метод Sr-изотопной хеостратиграфии (SIS) и имеющиеся знания об

Таблица 2. Rb–Sr аналитические данные для карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образца	Растворенная фракция	Доля фракции*, %	Rb**, мкг/г	Sr**, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв. T = 550 млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв. T = 1510 млн лет
Старореченская свита								
Долина р. Верхний Тогой								
2053/1	L(Rb–Sr) ₁	32.4	0.115	42.8	0.0078	0.70869	0.70863	–
	L(Rb–Sr) ₂	37.6	0.072	45.3	0.0046	0.70826	0.70822	–
2053/2	L(Rb–Sr) ₁	28.0	0.227	45.4	0.0145	0.70874	0.70862	–
	L(Rb–Sr) ₂	41.2	0.124	37.3	0.0096	0.70834	0.70826	–
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор								
2059/1	L(Rb–Sr) ₁	32.3	1.51	23.3	0.1883	0.71087	–	0.70679
	L(Rb–Sr) ₂	40.0	0.438	23.1	0.0547	0.70629	–	0.70510
2059/2	L(Rb–Sr) ₁	28.8	0.346	44.4	0.0226	0.70912	0.70894	–
	L(Rb–Sr) ₂	27.4	0.234	46.2	0.0146	0.70844	0.70832	–
2059/3	L(Rb–Sr) ₁	32.1	0.869	32.4	0.0775	0.70725	–	0.70557
	L(Rb–Sr) ₂	41.9	0.277	31.7	0.0252	0.70521	–	0.70466
2059/4	L(Rb–Sr) ₁	34.5	3.16	27.3	0.3345	0.72007	0.71740	–
	L(Rb–Sr) ₂	31.1	4.24	28.2	0.4345	0.71716	0.71369	–
2059/5	L(Rb–Sr) ₁	30.4	2.60	31.6	0.2376	0.71418	0.71228	–
	L(Rb–Sr) ₂	27.3	1.67	29.0	0.1665	0.70974	0.70841	–
2059/6	L(Rb–Sr) ₁	29.6	3.60	25.3	0.4119	0.71637	0.71308	–
	L(Rb–Sr) ₂	38.3	1.83	26.2	0.2022	0.71278	0.71117	–
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой								
5060/1	L(Rb–Sr) ₁	35.5	0.137	152	0.0026	0.70872	0.70870	–
	L(Rb–Sr) ₂	41.6	0.102	141	0.0021	0.70863	0.70861	–
5061/1	L(Rb–Sr) ₁	31.3	0.207	60.0	0.0100	0.70885	0.70877	–
	L(Rb–Sr) ₂	33.1	0.162	30.7	0.0123	0.70844	0.70834	–
Немакит-далдынская свита								
Р. Сона-Юрях								
6016/1	L(Rb–Sr) ₁	36.8	1.04	132	0.0227	0.70954	0.70936	–
	L(Rb–Sr) ₂	35.3	0.585	139	0.0122	0.70906	0.70896	–
6016/2	L(Rb–Sr) ₁	36.4	1.46	144	0.0293	0.70934	0.70911	–
	L(Rb–Sr) ₂	35.0	0.769	121	0.0184	0.70901	0.70886	–
6016/3	L(Rb–Sr) ₁	37.6	0.510	164	0.0088	0.70881	0.70874	–
	L(Rb–Sr) ₂	31.5	0.390	191	0.0059	0.70862	0.70857	–
6016/4	L(Rb–Sr) ₁	35.1	1.32	182	0.0209	0.70903	0.70886	–
	L(Rb–Sr) ₂	39.6	0.390	142	0.0078	0.70889	0.70883	–
6016/5	L(Rb–Sr) ₁	37.6	1.33	202	0.0190	0.70885	0.70870	–
	L(Rb–Sr) ₂	41.0	0.400	206	0.0056	0.70862	0.70858	–
6016/6	L(Rb–Sr) ₁	36.8	0.667	118	0.0163	0.70896	0.70883	–
	L(Rb–Sr) ₂	35.4	0.399	129	0.0089	0.70868	0.70861	–
6017/1	L(Rb–Sr) ₁	37.6	0.411	169	0.0071	0.70862	0.70856	–
	L(Rb–Sr) ₂	40.1	0.037	197	0.0042	0.70860	0.70857	–
6018/2	L(Rb–Sr) ₁	38.4	0.603	280	0.0062	0.70860	0.70855	–
	L(Rb–Sr) ₂	34.3	0.238	329	0.0021	0.70856	0.70854	–

Примечание. (*) Доля фракции представляет массовую долю твердого вещества, переходящего в раствор на определенном этапе обработки образца карбонатной породы 0.2N уксусной кислотой. (**) Концентрации Rb и Sr вычислены для каждой фракции с учетом ее массовой доли в твердом образце.

отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в докембрийском океане позволяют разделить все изученные карбонатные породы на три группы: 1) эпигенетически измененные породы, 2) породы довендского возраста, не принадлежащие к старореченской свите, 3) вероятно, вендские породы. Наиболее разнообразными оказываются доломиты, отобранные вблизи несогласия старореченской и юсмастаской свит в разрезе р. Кокор.

Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ в трех образцах (обр. 2059/4, 2059/5, 2059/6) мелкокристаллических доломитов с высокой долей терригенной примеси (15–38%) из верхней части разреза р. Кокор лежит в интервале 0.70974–0.71716. Такие высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с очевидностью свидетельствуют о столь серьезных изменениях вещества этих доломитов в ходе эпигенеза, что следы первичного карбонатного материала с незатронутыми Rb–Sr системами в них не удалось обнаружить даже с применением метода ступенчатого растворения. Поэтому образцы 2059/4, 2059/5 и 2059/6, несомненно, следует считать непригодными как для хеомстратиграфических построений, так и для определения изотопного возраста.

Вторая группа представлена двумя образцами (обр. 2059/1 и 2059/3) из нижней части разреза р. Кокор с аномально низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ – 0.70521–0.70629. Поскольку эти значения существенно ниже отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздневендском (0.7080–0.7085) и даже ранневендском (0.7067–0.7073) океанах (Кузнецов и др., 2014; Melezhik et al., 2015), можно заключить, что эти два образца, похоже, не принадлежат старореченской свите. Объяснением этому служит тот факт, что опробование проводилось в узких каньонах, где расположен контакт близких по внешнему облику и составу доломитов старореченской свиты и кровли рифейской юсмастаской свиты (рис. 2). Об эрозионных карманах в кровле юсмастаской свиты указывали ранее (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Хоментовский др., 1982). Более того, недавно следы глубокого эрозионного вреза были обнаружены авторами при картировании контакта юсмастаской и старореченской свит в разрезе на р. Нижний Тогой и Sr-изотопного изучения образцов из этого разреза (Горохов и др., 2018). Несмотря на то что пачка массивных доломитов гипсометрически находилась в поле доломитов старореченской свиты, по своим Sr-изотопным характеристикам они принадлежали рифейской юсмастаской свите (Горохов и др., 2018). Таким образом, одним из результатов проведенных исследований является

уточнение стратиграфической привязки образцов, отобранных из разрозненных разрезов, для которых корреляция затруднена из-за литологической схожести доломитов юсмастаской и старореченской свит.

Доломиты третьей группы старореченской свиты на основании совпадения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ с отношениями в поздневендском океане (0.7080–0.7085; Кузнецов и др., 2014) позволяют предполагать их вендский возраст. В эту группу попадают образцы с низкой долей терригенной примеси кварца (3–12%) и сохранившие отчетливые следы первично-осадочных текстур: строматолитовый доломит из разреза р. Кокор (обр. 2059/2, рис. 4г) с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2 = 0.70844$, а также образцы оолитового (обр. 2053/1, рис. 4а, 4б) и сгустково-комковатого доломита (обр. 2053/2, рис. 4в) из средней части свиты с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ 0.70826–0.70834. С таким же основанием можно говорить о вендском возрасте сгустково-комковатого доломита (обр. 5061/1, рис. 4е) и комковатого известковистого доломита (обр. 5060/1) из верхней части свиты. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ этих образцов равны соответственно 0.70844 и 0.70863.

В немакит-далдынской свите измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ известковистых доломитов с высокой (16–23%) долей терригенной примеси (обр. 6016/1, 6016/2 и 6016/4) заключены в пределах 0.70889–0.70906. Этот интервал вариаций, вероятно, указывает на небольшие, но заметные эпигенетические изменения Rb–Sr систем, которые подвергают сомнению возможность использования этих образцов для целей Sr-изотопной хеомстратиграфии и определения изотопного возраста. Эти изменения в некоторой степени коррелируют с более высокими содержаниями Mg в указанных образцах. В то же время величины измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ остальных образцов этой свиты, которые отличаются низкой долей доломитовой составляющей (обр. 6016/3, 6016/5 и 6016/6) и терригенной примесью менее 11%, заметно ниже (0.70862–0.70868), чем в известковистых доломитах. Наиболее низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ принадлежат образцам известняков (обр. 6017/1 и 6018/2) из кровли свиты: 0.70856–0.70860. Учитывая геохимические параметры известняков ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.3\text{--}0.4$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 1.7\text{--}2.0$), эти образцы могут считаться наилучшими для оценки изотопного состава Sr в океане на границе венд–кембрий.

Однако самый важный результат изучения Rb–Sr систематики карбонатных пород в долине р. Котуйкан с помощью метода ступенчатого растворения заключается в том, что представлены убедительные доказательства того, что карбонатный материал ранних ступеней растворения явно отличается по своей геохимической истории от материала поздних ступеней (рис. 6). Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $L(\text{Rb}-\text{Sr})_1$ наименее измененных доломитов колеблются от 0.70869 до 0.70912, тогда как интервал во фракциях $L(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ тех же образцов составляет 0.70826–0.70863.

U–Pb систематика и возраст доломитов старореченской свиты

Результаты U–Pb анализа валовых карбонатных составляющих пород представлены в табл. 3. Целью этих анализов было продолжение поиска среди образцов тех из них, которые сформировались в венде и наилучшим образом сохранили свои U–Pb изотопные системы со времени своего формирования (раннего диагенеза).

На рис. 7 представлены данные табл. 3 в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Фигуративные точки образцов старореченской свиты на этом рисунке аппроксимируются прямой линией, от которой отклоняются две точки. Одна точка

доломита обр. 2059/6 лежит значительно выше прямой линии, а точка обр. 2053/1 – чуть ниже аппроксимирующей линии. Как и следовало ожидать, значительная эпигенетическая перекристаллизация доломита обр. 2059/6 проявилась как в Rb–Sr систематике (см. предыдущий раздел), так и в U–Pb систематике. Образец 2053/1 содержит повышенное количество кристаллического (0.04–0.08 мм) идиоморфного (ромбовидного) доломита, формирующего крустификационные каймы (рис. 4а). Исключение этих двух образцов из расчета приводит к значению возраста старореченских доломитов 525 ± 37 млн лет, СКВО = 0.96 (T_1 , рис. 6). Образцы немакит-далдынских карбонатных пород содержат малорадиогенный свинец, поэтому вычисление возраста по ним затруднительно. Однако фигуративные точки образцов немакит-далдынской свиты лежат очень близко к изохроне старореченской свиты. Точки всех изученных из вендской части разреза образцов образуют линейную зависимость с возрастом 497 ± 98 млн лет, СКВО = 2.4 (T_2 , рис. 6). Несмотря на высокую погрешность, вычисленный возраст моложе, чем у подстилающих доломитов старореченской свиты.

Изотопный состав первичного свинца карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит близок: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.86 \pm 0.01$

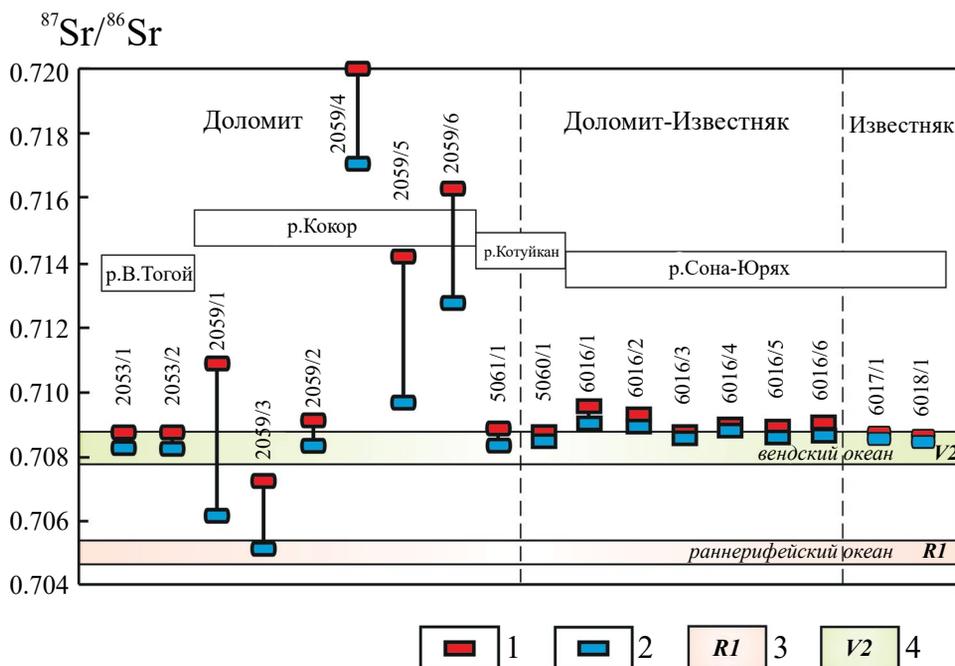


Рис. 6. Вариации измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях ступенчатого растворения карбонатных пород из разрезов старореченской свиты (реки В. Тогой, Кокор, Котуйкан) и немакит-далдынской свиты (р. Сона-Юрях). 1 – эпигенетические фракции $L(\text{Rb}-\text{Sr})_1$; 2 – фракции, обогащенные первичным карбонатным материалом; 3 – морская вода раннего рифея (Кузнецов и др., 2014); 4 – морская вода позднего венда (Кузнецов и др., 2014).

Таблица 3. U–Pb аналитические данные для валовых карбонатных составляющих образцов старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образца	Порода	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Старореченская свита							
Долина р. Верхний Тогой							
2053/1	Д	0.990	0.323	262	43.150	17.002	37.982
2053/2	Д	0.794	0.300	218	38.768	16.784	38.854
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор							
2059/2	Д	0.366	0.228	116	28.585	16.192	38.254
2059/6	Д	0.297	0.696	33.3	26.508	16.375	46.646
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой							
5060/1	ИД	0.204	0.547	24.5	20.529	15.733	38.715
5061/1	Д	0.744	1.05	49.5	23.778	15.908	40.489
Немакит-далдынская свита							
Р. Сона-Юрях							
6016/3	ДИ	0.279	0.475	40.1	22.206	15.842	39.926
6016/4	ДИ	0.549	1.01	37.1	22.048	15.825	39.968
6016/5	ДИ	0.119	0.064	128	22.819	15.865	40.196
6017/1	И	–	0.052	–	23.993	15.901	38.411
6018/2	И	–	1.410	–	20.706	15.773	38.324

Примечание. Д – доломит, ДИ – доломитистый известняк, ИД – известковистый доломит.

и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.57 \pm 0.01$ для старореченской свиты и $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.99 \pm 0.02$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.59 \pm 0.01$ для немакит-далдынской свиты. Рассчитанные в терминах модели Стейси и Крамерса величины $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, при которых развивался первичный Pb карбонатов старореченской и немакит-далдынской свит, составляют 9.71 ± 0.02 и 9.77 ± 0.07 соответственно. В пределах ошибок значения μ_2 одинаковы, что указывает на однотипный состав пород в области размыва. Вычисленные значения μ_2 близки к таковому для среднекорового свинца. Значения μ_2 для вендских свит Анабарского поднятия совпадают с μ_2 в поздневендских известняках усть-юдомской свиты Учуро-Майского региона – 9.72 (Семихатов и др., 2003), но отличаются от значений этого параметра для ранневендских свит Сибири, которые формировались до известного эдикарского С-изотопного события Шурам-Вонока: для баракунской свиты Патомского поднятия и чернореченской свиты Игарского поднятия, а также для улунтуйской свиты Прибайкалья (9.5–9.6; Kuznetsov et al., 2013; Rud'ko et al., 2021; Kochnev et al., 2022).

Для того чтобы продолжить расшифровку изотопной информации, заключенной в полученных Pb–Pb данных, и достичь намеченной цели, т.е. определить возраст карбонатных пород старореченской свиты, следует попытаться (уменьшив объем сделанной выборки) найти среди фигуративных точек на рис. 6 те, которые представляют когенетичные образцы, после чего применить для их анализа метод многоступенчатого растворения (Горохов и др., 2022, 2023). Поэтому из числа образцов, в которых ранее анализировался изотопный состав Pb валовых карбонатных составляющих, были выбраны три образца доломита (обр. 2053/2, 2059/2 и 5061/1). Выбор этих образцов для получения финального результата базировался на следующих основаниях: 1) три перечисленных образца содержат минимальные количества некарбонатной примеси (3–7%, см. табл. 1); 2) только в этих трех образцах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ лежит в интервале 0.70834–0.70844 (табл. 2). Образец 5060/1, в котором проявлена перекристаллизация доломитового цемента и аллохем с образованием

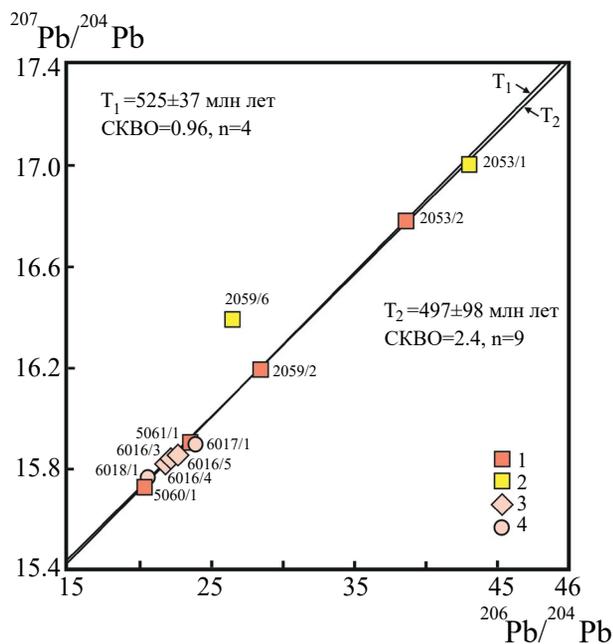


Рис. 7. График в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для валовых карбонатных составляющих изученных образцов. T_1 – возраст, вычисленный для неизменных доломитов старореченской свиты; T_2 – возраст образцов старореченской и немакит-далдынской свит. Условные обозначения: 1, 2 – старореченская свита: 1 – неизменные доломиты; 2 – измененные доломиты; 3, 4 – немакит-далдынская свита: 3 – доломитистые и доломитовые известняки, 4 – известняки.

крупнокристаллических кальцит-доломитовых агрегатов (рис. 4д) и с повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2 - 0.70863$ (табл. 2), был исключен из дальнейшего анализа.

Аналитические $\text{U}-\text{Pb}$ данные для фракций многоступенчатого растворения трех образцов представлены в табл. 4. В этой таблице и на графиках зависимости изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от доли растворенного карбонатного вещества (рис. 8), где показаны результаты ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты в 0.5N HBr, прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что ни в одном образце общее содержание свинца в проанализированных фракциях не балансируется с ранее определенными содержаниями свинца в валовых карбонатных составляющих. Неоднородность вещества карбонатных пород по отношению к содержаниям и изотопному составу свинца неоднократно отмечалась в литературе (Moorbath et al., 1987; Овчинникова и др., 1995, 1998, 2000, 2012; Frei et al., 1997; Babinski et al., 1999; Кузнецов и др., 2003; Каурова и др., 2010).

Можно полагать, что неоднородность отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатном материале

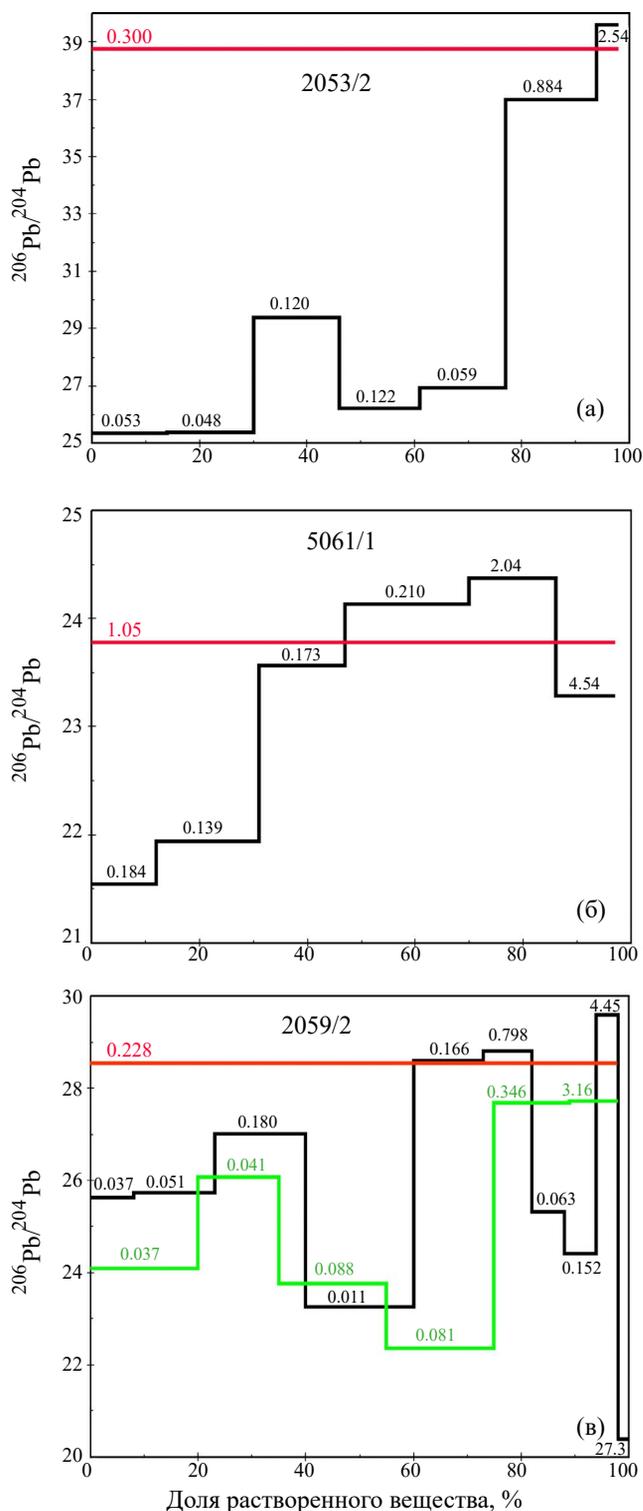


Рис. 8. Вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях доломитов старореченской свиты в зависимости от доли растворенного вещества.

Горизонтальная линия отмечает отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенное в валовой карбонатной составляющей образца. Цифрами для каждой фракции показаны содержания Pb в мкг/г. Для обр. 2059/2 выполнены две серии анализов из разных навесок, показанные разным цветом: зеленым (серия 2059/2А) и черным (серия 2059/2В).

Таблица 4. U–Pb аналитические данные для фракций доломитов старореченской свиты, полученных при ступенчатом растворении в 0.5N HBr

Фракция	Доля фракции, %	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Обр. 2053/2							
BCC	98	0.794	0.300	218	38.768	16.776	38.854
L(U–Pb) ₁	14	0.456	0.053	596	25.334	16.022	38.481
L(U–Pb) ₂	16	0.211	0.048	307	25.377	16.027	38.410
L(U–Pb) ₃	16	0.188	0.120	115	29.380	16.242	38.616
L(U–Pb) ₄	15	0.201	0.122	116	26.211	16.049	38.303
L(U–Pb) ₅	16	0.243	0.059	293	26.916	16.107	38.369
L(U–Pb) ₆	17	2.28	0.884	208	36.985	16.692	38.792
L(U–Pb) ₇	4	4.57	2.55	149	39.610	16.860	38.960
Обр. 2059/2A							
BCC	95	0.366	0.228	117	28.585	16.192	38.254
L(U–Pb) ₁	20	0.237	0.037	442	24.119	15.946	38.122
L(U–Pb) ₂	15	0.048	0.041	81.6	26.106	16.056	38.224
L(U–Pb) ₃	20	0.072	0.088	55.8	23.787	15.922	38.070
L(U–Pb) ₄	20	0.112	0.081	92.7	22.397	15.829	37.925
L(U–Pb) ₅	14	0.579	0.346	19.9	27.718	16.158	38.218
L(U–Pb) ₆	9	3.44	3.16	78.2	27.759	16.145	38.170
Обр. 2059/2B							
BCC	95	0.366	0.228	117	28.585	16.192	38.254
L(U–Pb) ₁	8	0.435	0.037	830	25.619	16.037	38.171
L(U–Pb) ₂	15	0.067	0.051	91.1	25.721	16.025	38.188
L(U–Pb) ₃	17	0.158	0.180	62.6	27.014	16.122	38.324
L(U–Pb) ₄	20	0.051	0.011	316	23.249	15.879	38.097
L(U–Pb) ₅	13	1.12	0.166	192	28.595	16.189	38.232
L(U–Pb) ₆	9	2.69	0.798	136	28.797	16.204	38.236
L(U–Pb) ₇	6	0.289	0.063	320	25.320	16.008	38.136
L(U–Pb) ₈	6	0.292	0.152	132	24.418	15.943	37.995
L(U–Pb) ₉	4	4.40	4.45	72.6	29.597	16.265	38.297
НРО	2	10.4 (0.172)	27.3 (0.453)	24.6	20.392	15.716	37.809
Обр. 5061/1							
BCC	96	0.744	1.05	49.5	23.778	15.908	40.489
L(U–Pb) ₁	12	0.108	0.184	39.5	21.542	15.818	39.975
L(U–Pb) ₂	19	0.012	0.139	5.86	21.941	15.826	39.824
L(U–Pb) ₃	16	0.047	0.173	19.3	23.568	15.908	40.715
L(U–Pb) ₄	23	0.093	0.240	31.4	24.130	15.945	40.679
L(U–Pb) ₅	16	2.00	2.04	69.1	24.377	15.948	40.710
L(U–Pb) ₆	11	2.65	4.54	40.5	23.284	15.881	40.357

Примечание. Доля фракции представляет собой массовую долю твердого карбонатного вещества, перешедшего в раствор на определенной ступени растворения в 0.5N HBr. НРО – остаток, нерастворимый в 0.5N HBr. Содержания U и Pb представляют концентрации этих элементов во фракциях, рассчитанные на массу растворенного вещества в каждой фракции. Содержание U и Pb в нерастворимом остатке без скобок рассчитано на массу оставшегося нерастворенным остатка, в скобках – по отношению к общей навеске карбоната.

последовательных фракций $[L(U-Pb)_n]$ изученных образцов, растворенных в бромистоводородной кислоте одной и той же концентрации, по крайней мере отчасти, вызвана одним или несколькими процессами: (1) элементарным фракционированием при открытии $U-Pb$ системы карбонатов в процессе выщелачивания; (2) влиянием процессов на поверхностях минеральных зерен (например, реадсорбции Pb), которые могут быть существенными из-за низких концентраций Pb в карбонатном материале доломитов и специфики методики ступенчатого растворения, приводящего к возникновению практически нейтральной среды на исходе каждой ступени растворения; (3) различием растворимости карбонатных фаз в пределах поверхностных слоев минеральных зерен одного и того же образца из-за различия их химического состава (возникшего, например, в ходе процесса дедоломитизации) и (4) зональностью этих зерен (в направлении от поверхности к их внутренним частям) в результате постседиментационного контакта карбонатных пород с варьирующими по составу эпигенетическими флюидами.

Как бы то ни было, в первых $[L(U-Pb)_1]$ фракциях, которые представляют изотопный состав Pb в ~15% карбонатной составляющей изученных образцов, отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ ниже, а $^{238}U/^{204}Pb$ выше тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Далее, во фракциях $L(U-Pb)_2-L(U-Pb)_3$ отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ растет, но во фракции $L(U-Pb)_4$ на уровне растворения 40–55% карбонатного материала доломитов для образцов 2053/2 и 2059/2 падает до минимального. Самые радиогенные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ характерны для последних ступеней растворения. Несколько выбивается из этой картины образец 2053/2, в котором $^{206}Pb/^{204}Pb$ растет, начиная со второй ступени, и немного уменьшается только на последней $L(U-Pb)_6$ ступени растворения.

Другая обращающая на себя внимание особенность поведения $U-Pb$ систем в ходе ступенчатого растворения – скачкообразное увеличение содержания Pb во фракциях последних ступеней растворения. В частности, в ходе анализа доломита обр. 2059/2 было обнаружено, что в ~75% его карбонатного вещества, растворенного в начальных четырех фракциях $L(U-Pb)_1-L(U-Pb)_4$, содержится очень малая доля (~10%) от общего количества Pb в указанном образце, тогда как две последние фракции $L(U-Pb)_5$ и $L(U-Pb)_6$, заключающие лишь ~25% карбонатного вещества, содержат ~90% Pb . Поэтому процедура ступенчатого

растворения для этого образца была повторена с тем, чтобы увеличить количество ступеней растворения на поздних его стадиях и тем самым дополнить количество фигуративных точек (и, соответственно, уменьшить погрешность анализа) на изохронной диаграмме. Рисунок 8в показывает, что задуманный эффект был достигнут. Однако этот рисунок является также свидетельством микронеоднородности вещества карбонатных пород, что не позволяет получать воспроизводимые результаты концентраций и изотопных составов Pb в параллельных анализах для одной и той же ступени.

С чем связано такое высокое содержание свинца в конечных фракциях ступенчатого растворения доломитов, пока неясно. Поскольку осадочные доломиты включают некоторую долю силикокластической примеси, теоретически возможна контаминация последних фракций ступенчатого растворения свинцом из нерастворимого в кислотах остатка. Однако единственный анализ изотопного состава Pb в нерастворимом в 0.5N HBr остатке обр. 2059/2 (табл. 4) показал, что отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в этом остатке, равное 20.392, гораздо ниже тех, которые наблюдаются в последних карбонатных фракциях ступенчатого растворения обр. 2059/2А и 2059/2В (соответственно 27.759 и 29.597). Поэтому контаминацию последних фракций ступенчатого растворения радиогенным свинцом силикокластической примеси мы считаем маловероятной.

Тем не менее важно, что основные количества высокордиогенного Pb в старореченских доломитах содержатся во фракциях с низкими отношениями $^{238}U/^{204}Pb$, получаемых после растворения около 15% или более карбонатного вещества. Мы полагаем, что эти фракции включают “наименее измененный” карбонатный материал и могут использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ и для вычисления $Pb-Pb$ возраста.

На рис. 9 точки, отвечающие фракциям ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты (обр. 2053/2, 2059/2 и 5061/1), начиная с $L(U-Pb)_2$ и далее, представлены в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$. Все 24 точки указанных фракций располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 567 ± 30 млн лет (при СКВО = 1.3). Как уже упоминалось выше, доля фракции $L(U-Pb)_1$ в изученных доломитах очень небольшая (в среднем 15%). Кроме того, анализ рис. 8 показывает, что отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ во фракции $L(U-Pb)_1$ лишь в одном образце 5061/1 отклоняется от

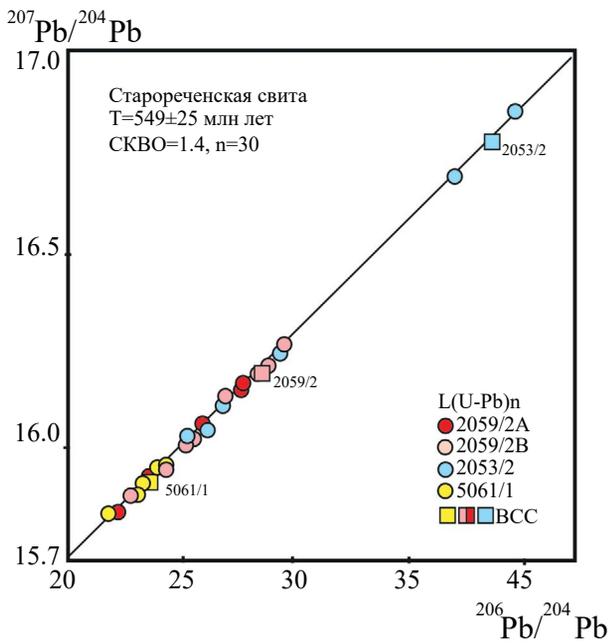


Рис. 9. Pb–Pb изохрона для карбонатных фракций $L(U-Pb)_2-L(U-Pb)_n$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты. Круги – фракции из табл. 4, квадраты – BCC фракции образцов 2053/2, 2059/2 и 5061/1.

последующих фракций. Это предполагает, что фракции BCC также сохранили первичный изотопный состав свинца доломита. Учитывая небольшую долю фракции $L(U-Pb)_1$, мы использовали фракции BCC соответствующих образцов в расчете для уменьшения статистической ошибки. Итоговый расчет дал значение 549 ± 25 млн лет (СКВО = 1.4). Это значение принимается в качестве оценки возраста раннего диагенеза доломитов старореченской свиты. В пределах погрешности оно согласуется с Pb–Pb возрастом 553 ± 23 млн лет, известным для известняков и доломитов юдомской серии Учуро-Майского района (Семихатов и др., 2003). Полученный возраст старореченской свиты несколько моложе, чем опубликованные значения для карбонатных пород, занимающих более низкие горизонты венда и эдиакария: для улунтуйской свиты байкальской серии (560 ± 30 млн лет; Kuznetsov et al., 2013), баракунской свиты дальне-тайгинской серии Патомского поднятия (581 ± 16 и 575 ± 20 млн лет; Rud'ko et al., 2021), а также моложе LA-ICP-MS U–Pb возраста 565 ± 6 млн лет для эдиакарских доломитов формации Деньджин, Южный Китай (Xiong et al., 2023).

В то же время значение Pb–Pb изотопного возраста для ранних ступеней растворения [по 4 точкам фракций $L(U-Pb)_1$] составляет

360 ± 190 млн лет (при СКВО = 0.8) (рис. 10). Таким образом, карбонатный материал ранних ступеней растворения отличается от материала поздних ступеней и по своей U–Pb изотопной систематике, подчеркивая различие их геохимической истории. Следует отметить, что возраст эпигенетического карбонатного материала старореченской свиты согласуется с возрастом эпигенетических генераций иллита 390–415 млн лет (Rb–Sr метод; Горохов и др., 2010).

Стратиграфическое значение полученных результатов

Несмотря на сложную диагенетическую историю формирования доломитов, зарегистрировано много случаев, в которых доломиты способны сохранять первичные Sr- и C-изотопные характеристики среды осадконакопления (Kaufman et al., 1996; Горохов и др., 1998, 2019, 2022, 2023; Семихатов и др., 2004, 2009; Melezhik et al., 2005, 2015; Кузнецов и др., 2021) и геохронологическую информацию (Babinski et al., 1999; Овчинникова и др., 2000, 2007).

После введения поправки на накопившийся в доломитах старореченской свиты радиогенный ^{87}Sr , первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $L(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ составляют 0.70822–0.70834. Эти результаты согласуются с ранее полученными для этих пород данными Б.Г. Покровского и В.И. Виноградова (0.70815–0.70868; Покровский, Виноградов, 1991), а также с величинами, которые характеризуют “лучшие” известняки нижней части усть-юдомской свиты на востоке Учуро-Майского района (0.70829–0.70844; Семихатов и др., 2003), и позволяют уверенно коррелировать эти карбонатные породы друг с другом. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $L(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ наименее измененных известняков немакит-далдынской свиты составляют 0.70854–0.70856. Учитывая положение этих образцов в кровле немакит-далдынской свиты, можно утверждать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане на границе докембрий–кембрий достигло своего максимума.

Полученные в настоящей работе изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласуются с интервалом этих отношений в эдиакарских известняках групп Витвлей и Нама, Южная Намибия (Kaufman et al., 1993), формаций Блюфлауэр и Шипбед надсерии Уиндермир, северо-запад Канады (Kaufman et al., 1993), формаций Вонока, Южная Австралия (Calver, 2000) и Деньджин, Южный Китай (Sawaki et al., 2010). Важно, что все значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные в нашей работе для старореченской

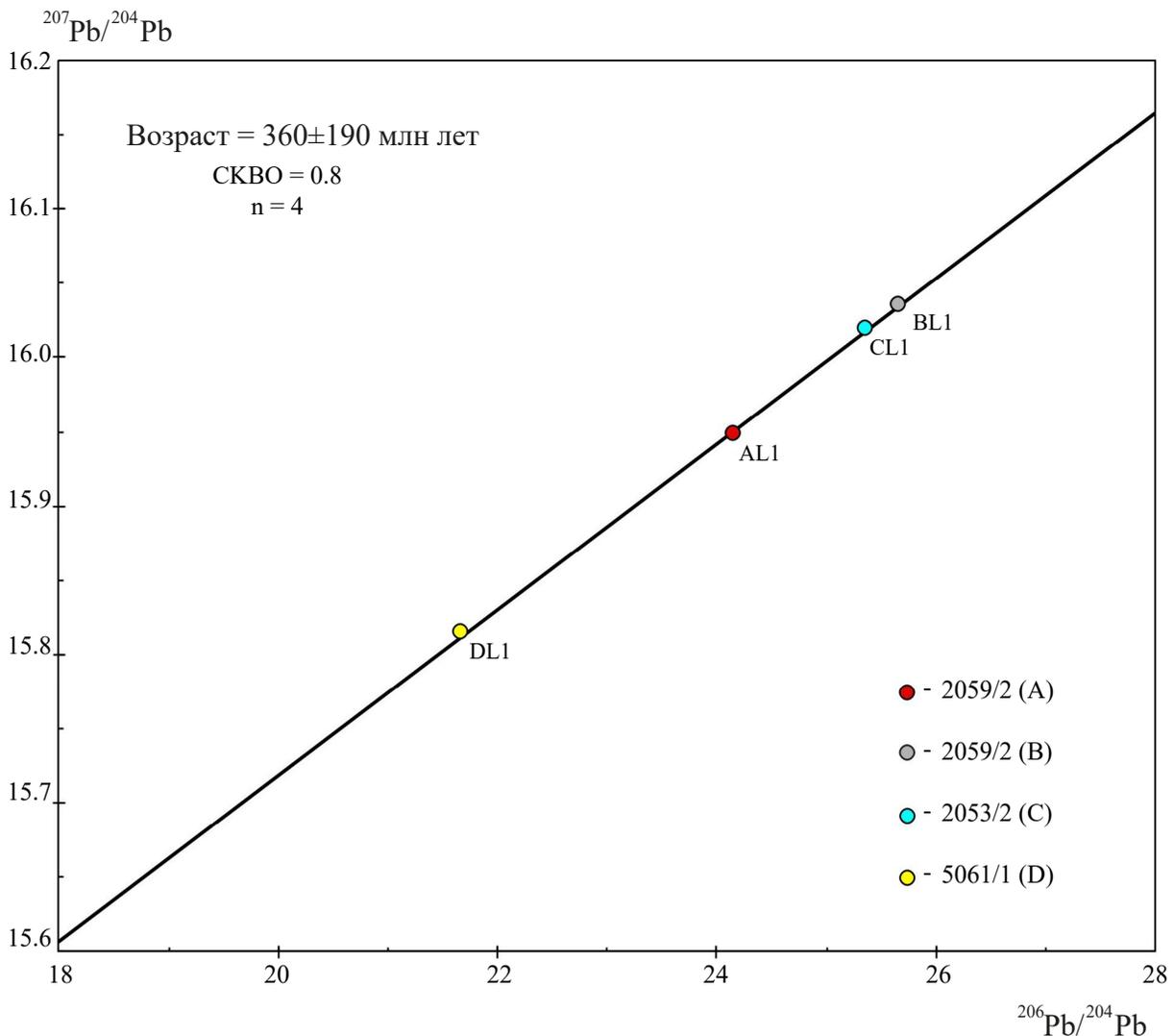


Рис. 10. Pb–Pb изохрона для поверхностных (эпигенетических) фракций $L(U-Pb)_1$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

Обозначения фракций: AL1 – фракция $L(U-Pb)_1$ обр. 2059/2A; BL1 – фракция $L(U-Pb)_1$ обр. 2059/2B; CL1 – фракция $L(U-Pb)_1$ обр. 2053/2; DL1 – фракция $L(U-Pb)_1$ обр. 5061/1.

свиты, вписываются и в довольно узкий диапазон вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7080–0.7085) в поздневендском океане (Kaufman et al., 1993; Кузнецов и др., 2014).

Стратиграфическое изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, зафиксированное в позднеэдиакарских разрезах, и в том числе в доломитах старореченской свиты, можно сравнить с резким повышением значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойской морской воде, которое коррелируется с альпийско-гималайским орогенезом (Richter et al., 1992). Это подтверждает аналогичную связь между повышением уровня $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неопротерозойской морской воде,

поднятием и выветриванием панафриканских орогенов, или, точнее, с так называемым орогенезом Куунга в Восточной Гондване (Семихатов и др., 2002; Meert, 2003). Во всяком случае, надежно установлено, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ превысило 0.7080 где-то в раннем или среднем эдиакарии и оставалось высоким (0.7080–0.7089) в кембрийских карбонатных породах.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в верхней подсвите старореченской свиты образуют возрастающий тренд от –4.3 и –3.4‰ PDB до –2.8‰ и –2.7‰ PDB вблизи ее кровли непосредственно ниже основания отложений немакит-далдынского яруса

(Kaufman et al., 1996). Важно, что аналогичный тренд (от -4.5% до $-2.4\text{...}-0.5\%$ PDB) установлен и в верхней части усть-юдомской свиты в пачке, подстилающей отложения немакит-далдынского яруса в Учуро-Майском районе (Magaritz et al., 1986). Сопоставление этих отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ является ключевым моментом в обосновании C-изотопной хемотратиграфической корреляции донемакит-далдынских отложений вендских разрезов Анабарского и Учуро-Майского районов Восточной Сибири (Brasier et al., 1993, 1994; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Kouchinsky et al., 2007; Горохов и др., 2010). Из этого следует, что по C-изотопным данным верхние пачки старореченской свиты коррелируются с усть-юдомской свитой. При всех возможных недостатках изложенной C-хемотратиграфической корреляции, по значениям $\delta^{13}\text{C}$ карбонатные породы верхних горизонтов старореченской свиты четко отличаются не только от карбонатных пород нижневендской аймской свиты с низкими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -8.3 до -6.6% PDB), но и от немакит-далдынских отложений, которым свойственны мало изменчивые, близкие к нулю величины $\delta^{13}\text{C}$ (Brasier et al., 1993, 1994; Семихатов и др., 2004). Таким образом, C- и Sr-хемотратиграфические данные позволяют отнести старореченскую свиту к верхнему венду – к тирскому горизонту в российской стратиграфической шкале (Хоментовский, 2008; Мельников, 2018) или к терминальным горизонтам эдиакария в международной шкале (Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Хоментовский, 2008; Кочнев и др., 2018, 2021).

Интересным является тот факт, что недавно в средней части старореченской свиты были обнаружены микроостатки грибоподобных организмов *Vendomyses Burzin* (Воробьева, Петров, 2014), которые распространены в котлинском горизонте верхнего венда (550–545 млн лет назад) на Восточно-Европейской платформе (Бурзин, 1993).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения Rb–Sr и U–Pb изотопной систематики доломитов старореченской свиты Анабарского поднятия (первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне $0.70826\text{--}0.70834$ и Pb–Pb возраст 549 ± 25 млн лет) позволяют считать, что эти доломиты сформировались в позднем венде (позднем эдиакарии). Sr-хемотратиграфические и геохронологические данные позволяют уверенно коррелировать

карбонатные породы старореченской свиты с известняками и доломитами юдомской серии Учуро-Майского района Сибири, что подтверждает их объединение в общий юдомский комплекс.

Наряду с этим, самыми главными выводами следует считать методическую часть работы. Новая информация об условиях и времени образования доломитов получена при помощи усовершенствованных методик изучения их Rb–Sr и U–Pb систематики, включавших ступенчатое растворение. В методике Rb–Sr изучения предварительное выщелачивание раствором ацетата аммония, использовавшееся в целом ряде предыдущих исследований (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003, 2019), заменено химическим удалением значительной части образца и последующим частичным растворением оставшейся части с помощью уксусной кислоты (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018, 2022). Фракция, полученная на первой ступени растворения, вероятно, представляет поверхностные слои карбонатных зерен, в той или иной мере подвергшиеся эпигенетическим изменениям, тогда как состав фракций второй ступени растворения в значительной степени характеризует первичный карбонатный материал, свойственный среде формирования доломитов.

В первых фракциях ступенчатого растворения доломитов в бромистоводородной кислоте, которые представляют изотопный состав Pb в 8–12% карбонатного материала изученных образцов, отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ существенно выше, а $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что изотопный состав Pb в этих начальных фракциях отражает указанные выше эпигенетические изменения, тогда как в последующих фракциях он отвечает “наименее измененному” карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}\text{--}^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и для вычисления Pb–Pb возраста.

Однако проблемы количества и соотношения объемов ступеней растворения еще не получили определенного решения. В частности, это касается массовой доли карбонатного материала, которая признается измененной в ходе эпигенеза и должна быть отброшена при получении окончательного результата. При изучении Rb–Sr систематики и двухступенчатом растворении такое соотношение однозначно определяет выбор и тем самым качество и пригодность материала для дальнейших исследований. При изучении U–Pb систематики, из-за микронеоднородности

карбонатного материала, добавляется возможность уточнения значения Pb—Pb возраста за счет увеличения количества ступеней растворения. Это позволяет увеличить количество когенетических точек на изохроне и тем самым уменьшить погрешность определения возраста. В настоящей работе при изучении Rb—Sr и U—Pb систематики доломитов авторы для того, чтобы увеличить количество точек на изохронном графике, в известной степени произвольно считали измененным соответственно 28—31 и 8—12% карбонатного материала (см. табл. 2 и 4). Выравнивание этих долей привело бы к изменению вычисленного возраста на несколько миллионов лет, что кажется не слишком существенным, учитывая довольно большую погрешность его определения.

Благодарности. Авторы благодарны П.Ю. Петрову и Б.Б. Кочневу за тщательный анализ материала и ценные замечания, которые значительно улучшили рукопись. Авторы благодарят Т.Л. Турченко за определение минерального состава некарбонатной составляющей в изученных образцах и А.Ю. Крамчанинова за помощь при проведении масс-спектрометрических измерений. Авторы благодарны также А.И. Харламовой за участие в обобщении данных полевых наблюдений и за подготовку части графических материалов.

Источники финансирования. Эта работа поддержана Российским научным фондом (проект РНФ № 23-27-00420).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурзин М.Б.* Древнейший хитридиомицет (*Mycota, Chytridiomycetes incertae sedis*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 21—33.
- Васильева И.М., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г.* Применение метода ступенчатого растворения для уточнения Pb—Pb возраста карбонатов камовской серии Байкитской антеклизы // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. VIII Российская конференция по изотопной геохронологии СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 30—32.
- Воданюк С.А.* Остатки бесскелетных Metazoa из хатыспытской свиты венда Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 61—75.
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Род *Vendomyces* Burzin и фашиально-экологическая специфика старореченской микробиоты позднего венда Анабарского поднятия Сибири и ее стратиграфических аналогов // Палеонтол. журн. 2014. № 6. С. 80—92.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.
- Голованов Н.П.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60—88.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3—33.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н.* Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533—536.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П.* Rb—Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16—27.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В.* Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) систематика и хеомстратиграфические следствия // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434—438.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О.* Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная C—O геохимия и Pb—Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19—35.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г.* Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хеомстратиграфии и геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 22—51. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22040044>
- Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В.* Метод ступенчатого растворения в изучении изотопной хеомстратиграфии

- и геохронологии рифейских пород Байкитского поднятия // Геохимия. 2023. Т. 68. № 7. С. 669–686.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 293 с.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г.* Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон // Петрология. 2020. Т. 28. С. 115–138.
- Егорова Л. И., Савицкий В. Е.* Стратиграфия и биофашии кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье). М.: Недра, 1969. 408 с. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 43).
- Журавлева З.А., Комар Вл.А.* К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 1. С. 197–200.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракеляни М.М., Яковлева О.В.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. V. 24. № 6. С. 3–29. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16050069>
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В.* Rb–Sr и K–Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.
- Злобин М.Н.* О расчленении билляхской серии синийского комплекса // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 135–143.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П.* Стратиграфический очерк верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6–20.
- Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М.* U–Th–Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27–44.
- Комар Вл.А.* Строматолиты верхнекембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 114 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 154).
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В.* С- и Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений венда–нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.
- Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Ситкина Д.Р., Крамчанинов А.Ю.* Sr-изотопная хемотратиграфия и Pb–Pb возраст карбонатных отложений рифея Хараулахского поднятия (северо-восточная окраина Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2021. № 3. С. 466–478.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Козлов В.И.* Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемотратиграфия и Pb–Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О.* Sr- и С-хемотратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.
- Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С., Воронова Л.Г., Миссаржевский В.В.* Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего

- кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 215–219.
- Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия. История развития). Изд. 2-е. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- Мельников Н.Н.* Эффективность метода двойного изотопного разбавления при масс-спектрометрическом анализе свинца для геохронологии // *Геохимия*. 2010. № 8. С. 876–886.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Сальникова Е.Б., Лиханов И.И., Савко К.А.* Чарнокиты центральной части Анабарского щита: распространение, петрографический состав, возраст и условия формирования // *Геохимия*. 2022. Т. 67. № 8. С. 703–716.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К.* U–Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // *Литология и полезн. ископаемые*. 1995. № 5. С. 525–536.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К.* U–Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.К.* Возможности Pb–Pb датирования карбонатных пород с открытыми U–Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М.* Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М.* U–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
- Петров П.Ю.* Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // *Литология и полезн. ископаемые*. 2011. № 2. С. 185–208.
- Петров П.Ю.* Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // *Литология и полезн. ископаемые*. 2014. № 1. С. 60–88.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка. Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012). Ред. Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021. 59 с.
- Савицкий В.Е., Демокидов К.К., Соболевская Р.Ф. и др.* Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1959. 212 с.
- Савицкий В.Е., Щеглов А.П., Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Егорова Л.И.* Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири // *Геология докембрия*. М.: Наука, 1968. С. 121–123 (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Пробл. 4).
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П.* Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю.* Pb–Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // *Докл. АН*. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология,

- Sr- и C- изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- Скублов С.Г., Гусев Н.И., Салимгараева Л.И., Романова Л.Ю.* Редкоэлементный состав дискордантного циркона как отражение флюидного режима палеопротерозойского гранулитового метаморфизма (Хапчанский террейн, Анабарский щит) // Геохимия. 2024. Т. 69. № 8. С. 1–15.
- Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1997. 154 с.
- Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Ред. Ткаченко Б.В. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 211 с. (Тр. НИИГА. Т. 101).
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Составители Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Новосибирск: ГЕО, 2005. 428 с.
- Федонкин М.А.* Бесскелетная фауна венда: проморфологический анализ // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 10–69.
- Хоментовский В.В.* О юдомском комплексе и проблеме венда в Сибири // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 11–42.
- Хоментовский В.В.* Венд Сибирской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 83–61.
- Хоментовский В.В.* Юдомий Сибири, венд и эдиакарская система международной стратиграфической шкалы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 3–21.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Новые данные по корреляции венд-кембрийских отложений восточной и переходной фашиальных областей Южной Якутии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 3–40.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд-кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 13–34.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 26–40.
- Хоментовский В.В., Трофимов В.Р.* Венд западного Прианабарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 3–30.
- Хоментовский В.В., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г.* Общие выводы по стратиграфии венда Западного Прианабарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 3–20.
- Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шишкин Б.Б.* Раковинная фауна в немакит-далдынской свите (северо-запад Анабарского поднятия) // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 111–114.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
- Юон А.А.* Старореченская свита и алданский ярус юго-западного склона Анабарской антеклизы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГИГ, 1978. С. 88–100.
- Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F., Jr.* Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the Sao Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism // Chem. Geol. 1999. V. 160. № 2. P. 175–199.
- Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M.* Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian–Cambrian boundary) // Terra Nova. 1993. V. 5. № 3. P. 225–232.
- Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Cornfield R.M., Derry L.A.* A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian Series in Siberia: report of IGCP Project 303 // Geol. Mag. 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.
- Calver C.* Isotope stratigraphy of the Ediacaran (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1–3. P. 121–150.
- Frei R., Villa I.M., Nagler Th.F., Kramers J.D., Przybyłowicz W.J., Prozesky V.M., Hofmann B.A., Kamber B.S.* Single mineral dating by Pb–Pb step-leaching method. Assessing the mechanisms // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 2. P. 393–414.
- Grazhdankin D.V., Baltasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B.* Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. 2008. V. 36. № 10. P. 803–806.

- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jacobsen S.B., Adams W.* Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.
- Khomentovsky V.V.* The Vendian System of Siberia and a standard stratigraphic scale // *Geol. Mag.* 1986. V. 123. № 3. P. 333–348.
- Khomentovsky V.V., Karlova G.A.* Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 1. P. 29–45.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Adams W.* Sizing up the sub-Tommithien unconformity in Siberia // *Geology.* 1995. V. 23. № 12. P. 1139–1143.
- Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S., Dufrene S.A., Pokrovsky B.G., Kolesnikova A.A., Kuznetsov A.B., Kaurova O.K., Marusin V.V.* Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // *Precambrian Res.* 2022. V. 382. P. 106877. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106877>
- Kouchinsky A.V., Bengston S., Pavlov V., Runnegar B., Torsander P., Young E., Ziegler K.* Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian–Cambrian Sukharikha River Section, northwestern Siberian platform // *Geol. Mag.* 2007. V. 144. № 4. P. 609–618.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 51–66. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.00>
- Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // *Chem. Geol.* 2011. V. 290. № 3–4. P. 133–144.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex, ver. 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. V. 4.
- Magaritz M., Holzer V.T., Kirschvink J.L.* Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform // *Nature.* 1986. V. 320. № 6059. P. 258–259.
- Manhes G., Minster J.E., Allègre C.J.* Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphoterite: consequences for Early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics.* 2003. V. 362. P. 1–40.
- Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B.* Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // *Chem. Geol.* 2005. V. 216. № 3/4. P. 203–224.
- Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerggård T.* Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.
- Moorbath S., Taylor P.N., Orpen J.L., Treloar P., Wilson J.F.* First direct radiometric dating of Archaean stromatolitic limestone // *Nature.* 1987. V. 326. № 6116. P. 865–867.
- Odin G.S., Dodson M.H.* Zero isotopic age of glauconites // *Numerical Dating in Stratigraphy.* Ed. Odin G.S. Chichester: Wiley, 1982. P. 277–305.
- Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 11–23.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D.* The oldest evidence of bioturbation on Earth // *Geology.* 2012. V. 40. P. 395–398.
- Rud'ko S.V., Petrov P. Yu., Kuznetsov A.B., Sitkina D.R., Kaurova O.K.* Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga group in the Ura Uplift of Southern Siberia: implications for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. P. 106285. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y.* The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176. № 1/4. P. 46–64.
- Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vidal M., Cui H.* Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // *Episodes.* 2016. V. 39. № 4. P. 540–555.
- Xiong S.F., Jiang S.Y., Zhao J.X., Niu P.P., Ma Y., Bai X.Y.* Dating Precambrian sedimentary carbonate strata by *in situ* U–Pb isotopes of dolomite // *Precambrian Res.* 2023. V. 393. 107088.

Рецензенты Б.Б. Кочнев, П.Ю. Петров, А.Б. Котов

Rb–Sr Systematics and U–Pb Age of Carbonate Rocks of the Staraya Rechka Formation, the Vendian of the Anabar Uplift, Northern Siberia

I. M. Gorokhov^a, I. M. Vasil'eva^a, A. B. Kuznetsov^{a, #}, N. G. Rizvanova^a, G. V. Lipenkov^b, and G. V. Konstantinova^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

^b *Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: antonbor9@mail.ru*

The results of Sr-chemostratigraphic study of carbonates of the Staraya Rechka and Nemakit-Daldyn formations which make up the upper part of the Precambrian cover of the Anabar Uplift in Northern Siberia are presented. A Pb–Pb age of the Staraya Rechka Formation dolostone has been obtained (549 ± 25 Ma, MSWD = 1.4) for the first time. An improved stepwise dissolution procedure was used to determine the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios in carbonates rocks. The methodology for studying the Rb–Sr systematics included the chemical removal of about a third of the crushed sample [fraction L(Rb–Sr)₁] by preliminary acid leaching in 0.2N CH₃COOH and subsequent partial dissolution [fraction L(Rb–Sr)₂] of the remaining part of the sample in CH₃COOH of the same concentration. The Pb–Pb isotopic systematics of dolostones was studied by six to nine-step dissolution in 0.5N HBr. Chemical procedures resulted in the removal of secondary epigenetic carbonate material, which improved the quality of Sr-chemostratigraphic and U–Pb geochronological information. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the least altered carbonate material [fraction L(Rb–Sr)₂] of the Staraya Rechka Formation dolostone are 0.70822–0.70836, and in the Nemakit-Daldyn Formation limestone, 0.70854–0.70856. The Pb–Pb age of early diagenesis of dolostones of the Staraya Rechka Formation (549 ± 25 Ma) was calculated from fractions [L(U–Pb)₂–L(U–Pb)_n], where *n* for different samples varied in the range from 6 to 9. Epigenetic carbonate fractions L(U–Pb)₁ are characterized by a Pb–Pb age of 360 ± 190 Ma (MSWD = 0.8). The obtained results prove that the Staraya Rechka Formation of the Anabar Uplift belong to the Late Vendian (Late Ediacaran), allowing them to be confidently correlated with the carbonate rocks of the upper part of the Yudoma Group of the Uchur-Maya region and to include the named strata into a single Yudoma Complex of Siberia.

Keywords: Siberian platform, Vendian, dolostones, stepwise dissolution, Sr-chemostratigraphy, Pb–Pb age

УДК 551.732.3(565.2)

ТРИЛОБИТЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ХАНТАЙСКО-СУХОТУНГУССКАЯ-1, СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2025 г. А. Л. Макарова¹,*, А. В. Купин¹, Д. А. Комлев¹, Е. В. Бушуев²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Новосибирский филиал, Новосибирск

²Независимый исследователь, Новосибирск, Россия

*e-mail: makarova@vnigni.ru

Поступила в редакцию 18.01.2024 г.

После доработки 28.03.2024 г.

Принята к публикации 18.05.2024 г.

Скважина Хантайско-Сухотунгусская-1 вскрыла кембрийские отложения почти в полном объеме. В скважине установлены пять свит: чопкинская, устьбрусская, шумнинская, краснопорожская, су-харихинская. Их отложения относятся к низам тукаландинского региояруса, мокутейскому и омнинскому региоярусам (сопоставляемым с нижней частью аксайского яруса и сакским ярусом) верхнего кембрия, к зоне *Glyptagnostus stolidotus*, слоям с *Tomagnostella sulcifera*, слоям с *Lejopyge*, слоям с *Аномосариоидес*, слоям с *Linguagnostus* среднего кембрия и к слоям с *Pagetiellus porrectus* нижнего кембрия. Установленная в скважине зона *G. stolidotus* является палеонтологически охарактеризованным подразделением, непосредственно подстилающим стратотип омнинского региояруса, который выделен в естественном разрезе р. Чопко. Установлены пять новых среднекембрийских видов трилобитов: *Ammagnostus minutus* sp. nov., *Parasolenopleura siberica* sp. nov., *Onchonotellus arealis* sp. nov., *Pseudanomocarina falcata* sp. nov., *Toxotiformis tchopkiensis* sp. nov.

Ключевые слова: омнинский региоярус, разрез р. Чопко, корреляция разнофациальных отложений Сибири и Казахстана

DOI: 10.31857/S0869592X25010026, EDN: VAIRNE

ВВЕДЕНИЕ

Скважина Хантайско-Сухотунгусская-1 пробурена в 2019 г. на северо-западе Сибирской платформы, примерно в 50 км от г. Норильска, на р. Чопко (рис. 1). Скважина вскрыла почти полный разрез кембрия (без верхней его части) с практически непрерывным отбором керна. В разрезе установлены свиты, представленные известняками в разной степени глинисто-алевритистыми: чопкинская (инт. 2.0–917.0 м; без верхней части свиты), устьбрусская (инт. 917.0–1011.35 м), шумнинская (инт. 1012.55–1034.05 м), краснопорожская (инт. 1034.05–1187.35 м) и су-харихинская (инт. 1187.35–1203.0 м; пройдены только самые верхние слои свиты). Естественный разрез р. Чопко является стратотипическим для чопкинской свиты. Скважина расположена непосредственно на береговой террасе,

на обнажении Ч-24, слои которого отнесены к тукаландинскому региоярису (верхняя половина верхнего кембрия) (Опорный..., 2021, 2022). Стратотипы тукаландинского и вышележащего хантайского региоярусов находятся южнее в разрезе р. Кулюмбэ (Розова, 1968) (рис. 1). Стратотипы двух нижних региоярусов верхнего кембрия, омнинского и мокутейского, установлены в разрезе р. Чопко (Опорный..., 2021, 2022).

Подшова стратотипа омнинского региояруса проводится по нижнему слою первого коренного выхода в долине р. Чопко, в котором найден единственный пигидий *Glyptagnostus reticulatus* (Angelin, 1851). По появлению этого вида проводится нижняя граница верхнего отдела кембрия в Международной стратиграфической шкале (МСШ) и Общей стратиграфической шкале (ОСШ) России. Толщи, подстилающие омнинский региоярус, в естественном разрезе скрыты

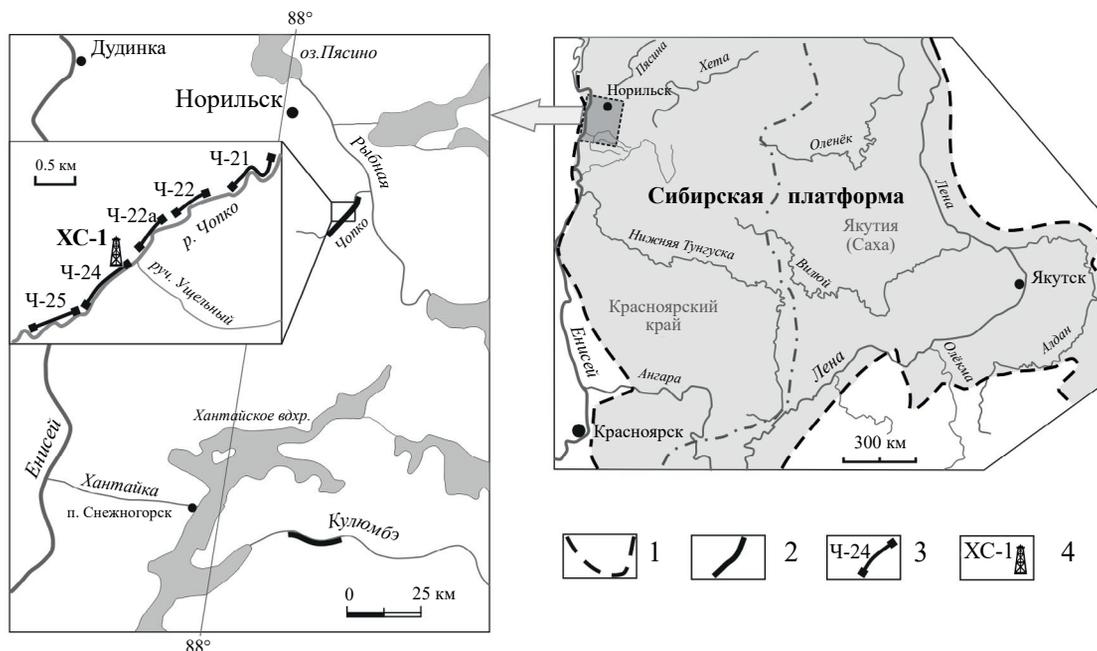


Рис. 1. Схема расположения скв. Хантайско-Сухотунгусская-1 и опорного разреза верхнего кембрия р. Чопко. 1 – граница Сибирской платформы; 2 – стратотипические разрезы кембрия рр. Чопко и Кулюмбэ; 3 – обнажения р. Чопко; 4 – скв. Хантайско-Сухотунгусская-1.

под четвертичными отложениями, поэтому для установления стратотипа в полном понимании этого термина не хватало наличия в едином сечении палеонтологически охарактеризованных нижележащих отложений. Скважина Хантайско-Сухотунгусская-1 восполнила этот недостаток и вскрыла подстилающие слои стратотипа омнинского региояруса. На нескольких уровнях найдены представители широко распространенного вида *G. stolidotus* Öpik, 1961, которые позволили установить здесь одноименную зону. Нижележащие среднекембрийские и нижнекембрийские отложения по смене комплексов трилобитов подразделены на слои с фауной.

Описания трилобитов выполнены с использованием латинских терминов и их индексов (Розова, Розов, 1975; Rosova, Makarova, 2008). Принятые сокращения: хор. – хорошей сохранности, уд. – удовлетворительной сохранности, неполн. – неполной сохранности. Фотоизображения трилобитов приведены в табл. I–VII.

РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ПО ТРИЛОБИТАМ

В верхнекембрийской части разреза скважины найдены следующие трилобиты (рис. 2; табл. I): в инт. 2.3–2.5 м: *Pseudagnostus cryptus* Pak, 2005 – 1 **Pyg** (хор.), *Ramazina ramazinica*

Rosova et Makarova, 2009 – 3 **Cr** (хор.), *Noriliya noriliensis* Ros. et Mak., 2022 – 1 **Cr** (хор.), *Ceterella cetera* Ros. et Mak., 2022 – 1 **Cr** (хор.), *Tumoraspis tumori* Makarova, 2008 – 5 **Cr** (хор.) и 4 **Pyg** (хор.), *Bijaspis* sp. – 1 **Cr** (неполн.); в инт. 7.3–9.4 м: *Pseudagnostus intermedius* Pak, 2005 – 1 **C** (хор.), *Irvingella* cf. *norilica* Lazarenko, 1968 – 1 **Cr** (неполн.), *Proceratopyge tenuita paratenuita* Ros. et Mak., 2009 – 2 противотпечатка **Pyg** (уд.); на гл. 52.5 м: *Pseudagnostus cryptus* – 1 **Pyg** (неполн.); на гл. 98.3 м: *Rybniites* sp. – 1 **Cr** (неполн.); на гл. 140.4 м: *Irvingella* sp. – 1 **Cr** (неполн.); на гл. 322.1 м: *Irvingella* cf. *perfecta* Tchernysheva, 1968 – 1 фрагмент торакса и **Pyg**; на гл. 373.3 м: *Proceratopyge* sp. – 1 противотпечаток **Cr** (уд.). Эти роды и виды встречаются в естественном разрезе р. Чопко, в мокутейском региоярусе и низах тукаландинского региояруса (Опорный..., 2021, 2022), которые сопоставляются с верхней частью сакского и нижней частью аксайского ярусов верхнего кембрия ОСШ. В интервале 455.7–504.3 м найдены *Pseudagnostus idalis* Öpik, 1967 – 2 **Pyg** (уд.) и *Proceratopyge* sp. – 1 **Cr** (неполн.). Вид *Glyptagnostus reticulatus* обнаружен на глубинах 504.7, 514.35, 522.25 и 541.4 м. Эти трилобиты характерны для омнинского региояруса. Все описания позднекембрийских видов трилобитов, а также биостратиграфическое расчленение разреза р. Чопко, используемое в данной статье (рис. 2), приведены в работе (Опорный..., 2022).

Таблица I

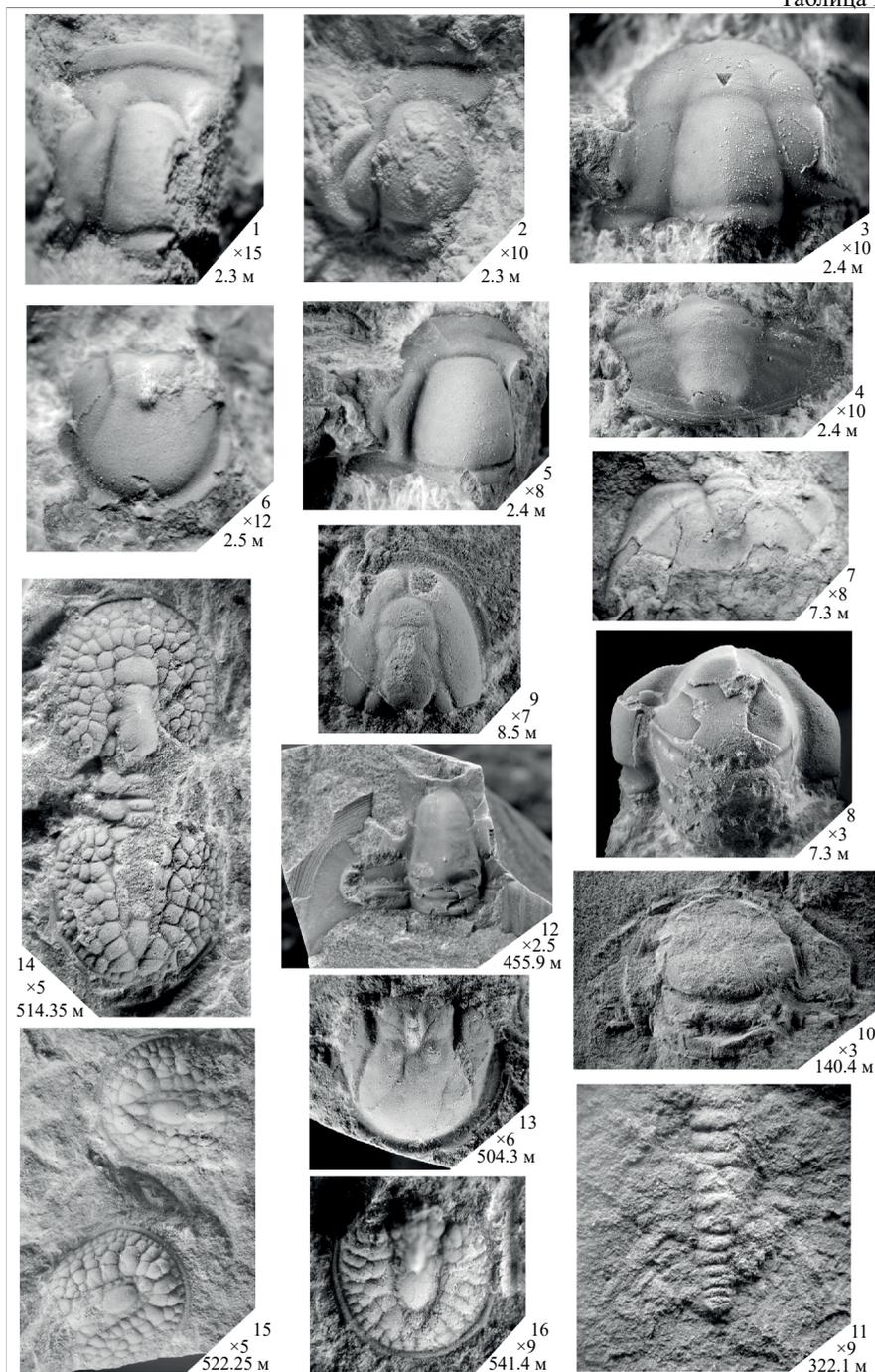


Таблица I.

1 – *Noriliya noriliensis* Rosova et Makarova, 2022, № 2122/1, a_1Cr = 2.4 мм, гл. 2.3 м; 2 – *Ceterella cetera* Rosova et Makarova, 2022, № 2122/2, a_1Cr = 3.7 мм, гл. 2.3 м; 3 – *Tumoraspis tumori* Makarova, 2008, № 2122/3, a_1Cr = 3.1 мм, гл. 2.4 м; 4 – ?*Tumoraspis tumori* Makarova, 2008, № 2122/4, a_1Pyg = 2.0 мм, гл. 2.4 м; 5 – *Ramazina ramazinica* Rosova et Makarova, 2009, № 2122/5, a_1Cr = 3.7 мм, гл. 2.4 м; 6 – *Pseudagnostus cryptus* Pak, 2005, № 2122/5a, a_1Pyg = 2.4 мм, гл. 2.5 м; 7 – *Proceratopyge tenuita paratenuita* Rosova et Makarova, 2009, № 2122/7, a_1Pyg = 2.1 мм, гл. 7.3 м; 8 – *Irvingella cf. norilica* Lazarenko, 1968, № 2122/8, a_1Cr = 9.5 мм, гл. 7.3 м; 9 – *Pseudagnostus (Pseudagnostus) intermedius* Pak, 2005, № 2122/6, a_1C = 3.8 мм, гл. 8.5 м; 10 – *Irvingella* sp., № 2122/9, a_1Cr = 8.5 мм, гл. 140.4 м; 11 – *Irvingella cf. perfecta* N. Tchernysheva, 1968, фрагмент T и Pyg № 2122/10, $a_1T + Pyg$ = 4.0 мм, гл. 322.1 м; 12 – *Proceratopyge* sp., № 2122/11, a_1Cr \approx 11.0 мм, гл. 455.9 м; 13 – *Pseudagnostus (Pseudagnostus) idalis* Öpik, 1967, № 2122/12, a_1Pyg = 4.2 мм, гл. 504.3 м; 14–16 – *Glyptagnostus reticulatus* (Angelin), 1851: 14 – № 2122/13, a_1D = 12.2 мм, гл. 514.35 м; 15 – № 2122/14a, a_1Pyg = 4.3 мм, № 2122/14b, a_1Pyg = 4.3 мм, гл. 522.25 м; 16 – № 2122/15, a_1Pyg = 2.9 мм, гл. 541.4 м. Фиг. 1–9 – тукаландинский региоарус, лона *Irvingella norilica*; фиг. 10, 11 – мокутейский региоарус: 10 – лона *Irvingella sipita*; 11 – лона *Mokutella mokuteica*; фиг. 12–16 – омнинский региоарус: 12 – лона *Erixanium sentum*; 13–16 – зона *Glyptagnostus reticulatus*.

Таблица II

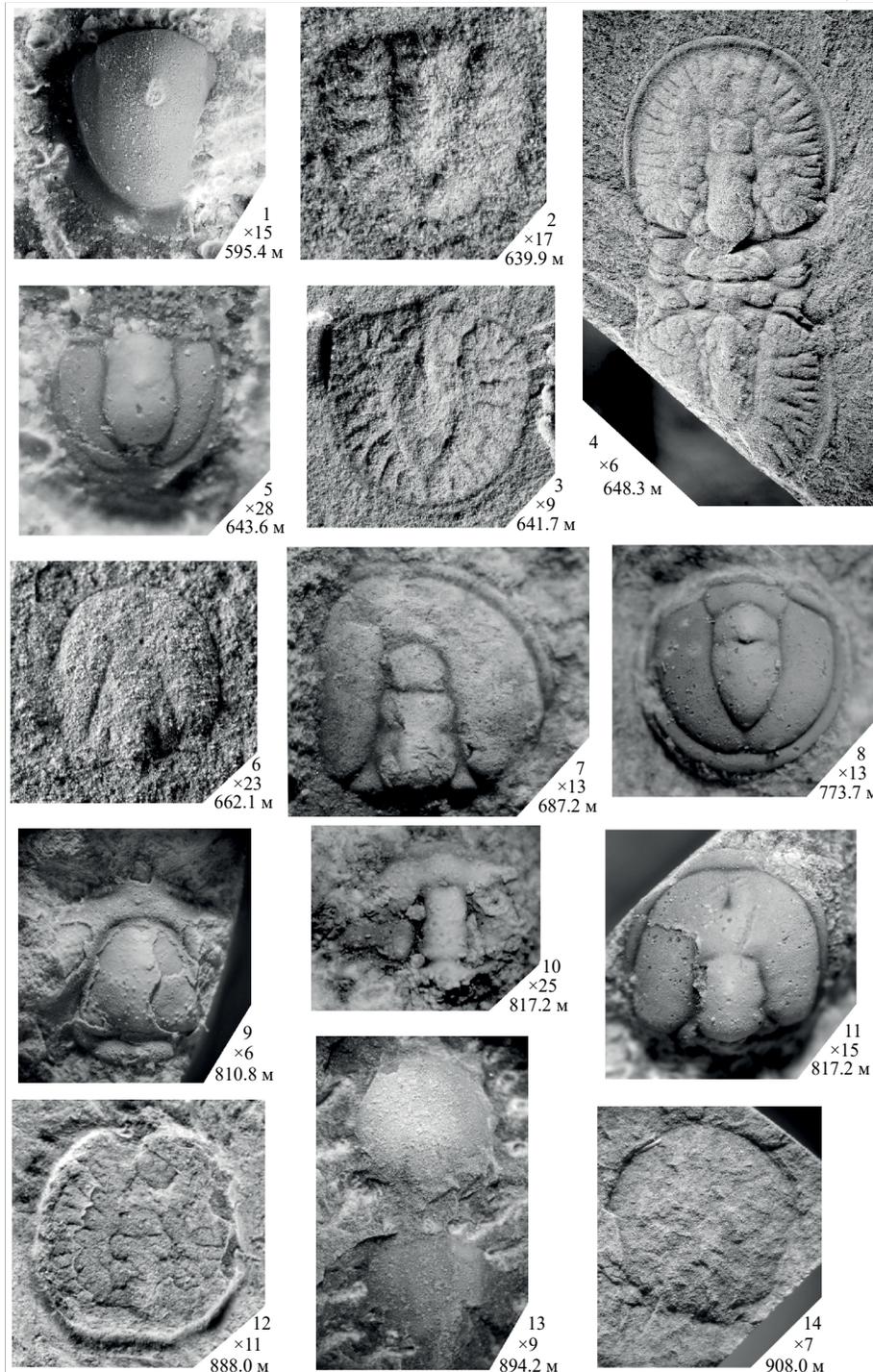


Таблица II.

1 – *Kormagnostella cf. longa* Ergaliev, 1980, № 2122/16, $a_1Pyg = 2.4$ мм, гл. 595.4 м; 2–4 – *Glyptagnostus stolidotus* Öpik, 1961: 2 – № 2122/17, $a_1Pyg = 2.1$ мм, гл. 639.9 м; 3 – № 2122/18, $a_1Pyg = 3.7$ мм, гл. 641.7 м; 4 – № 2122/19, $a_1D = 13.4$ мм, гл. 648.3 м; 5 – *Hypagnostus* sp., № 2122/20, $a_1Pyg = 1.0$ мм, гл. 643.6 м; 6 – *Agnostidae* gen. et sp. indet., № 2122/21, $a_1C = 1.3$ мм, гл. 662.1 м; 7 – *Innitagnostus* sp., № 2122/22, слепок с противоположной стороны, $a_1Cr = 3.0$ мм, гл. 687.2 м; 8 – *Tomagnostella sulcifera* (Wallerius), 1895, № 2122/24, $a_1Pyg = 2.4$ мм, гл. 773.7 м; 9 – *Acrocephalinella* sp. aff. *A. borealica* Lazarenko, 1960, № 2122/25, $a_1Cr = 5.0$ мм (без шипа), гл. 810.8 м; 10 – *Toxotiformis tchopkiensis* sp. nov., № 2122/26, голотип, $a_1Cr = 1.0$ мм, гл. 817.2 м; 11 – *Nahannagnostus?* sp., № 2122/27, $a_1C = 2.2$ мм, гл. 817.2 м; 12 – *Goniagnostus cf. nathorsti* (Brøgger), 1878, № 2122/28, $a_1C = 3.1$ мм, гл. 888.0 м; 13 – *Lejopyge* sp., № 2122/29, $a_1D = 5.3$ мм, гл. 894.2 м; 14 – *Lejopyge cf. armata* (Linnarsson), 1869, № 2122/30, $a_1C = 4.5$ мм, гл. 908.0 м. Фиг. 1–5 – аюсокканский ярус, зона *Glyptagnostus stolidotus*; фиг. 6–8 – верхи майского–низы аюсокканского ярусов, слои с *Tomagnostella sulcifera*; фиг. 9–14 – майский ярус, слои с *Lejopyge*.

Таблица III

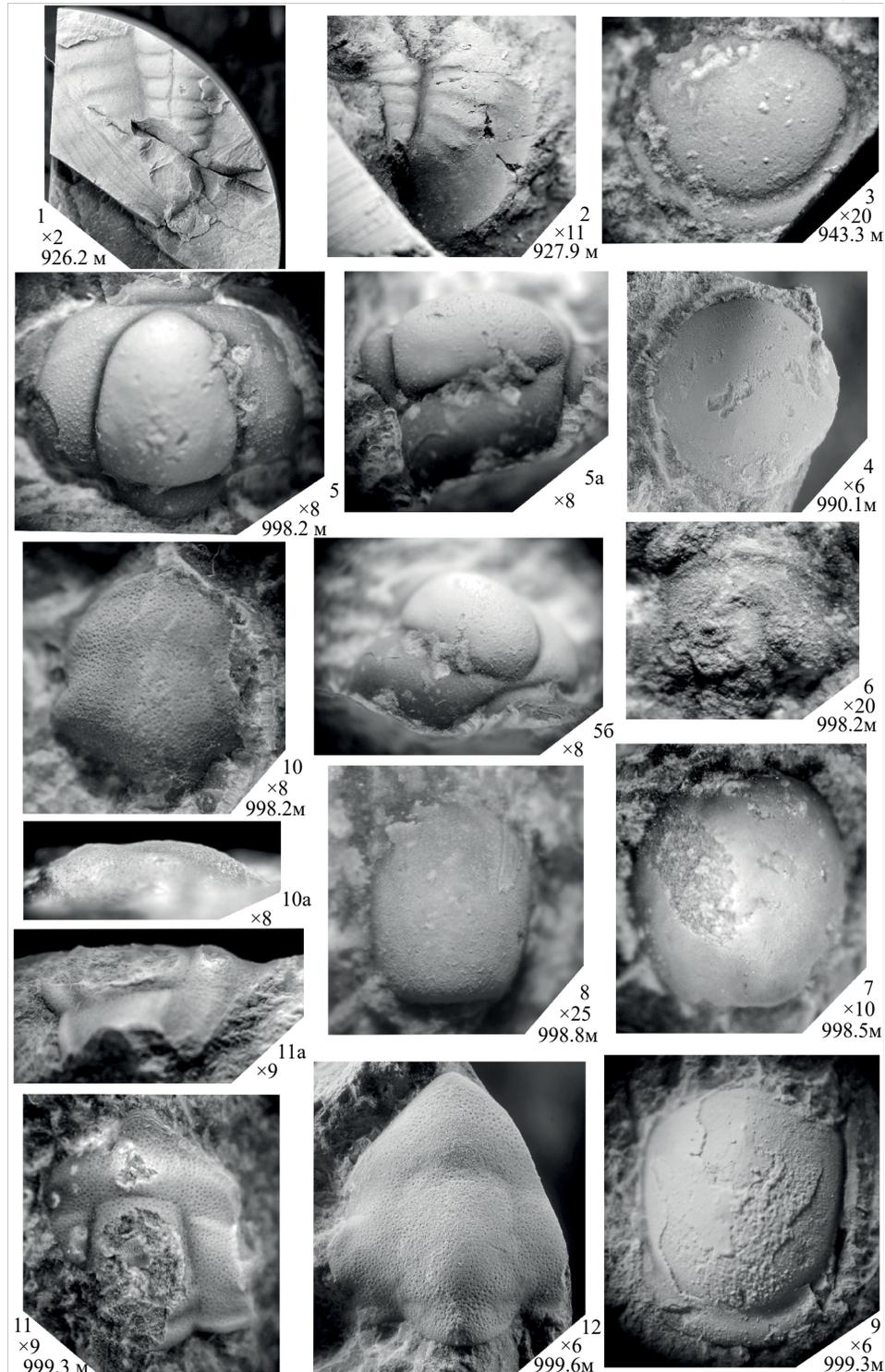


Таблица III.

1 – *Anomocarina* cf. *splendens* Lermontova, 1940, № 2122/31, a_1Pyg (фрагмент) = 18.0 мм, гл. 926.2 м; 2 – *Anomocarioides* sp., № 2122/32 (протоотпечаток), a_1Pyg = 3.0 мм, гл. 927.9 м; 3, 7–9 – *Megagnostus glandiformis* (Angelin, 1851): 3 – № 2122/33, a_1Pyg = 1.7 мм, гл. 943.3 м; 7 – № 2122/37, a_1C = 4.0 мм, гл. 998.5 м; 8 – № 2122/38, a_1C = 1.4 мм, гл. 998.8 м; 9 – № 2122/39, a_1Pyg = 6.8 мм, гл. 999.3 м; 4 – *Skryagnostus?* sp., № 2122/34, a_1C = 5.3 мм, гл. 990.1 м; 5 – *Onchonotellus arealis* sp. nov., № 2122/35, голотип, a_1Cr = 4.8 мм, гл. 998.2 м; 5a – тот же, вид сбоку, 5б – тот же, вид спереди; 6 – *Chondragraulus?* sp., № 2122/35a, a_1Cr = 1.3 мм, гл. 998.2 м; 10 – *Agraulos difformis* (Angelin, 1851), № 2122/36, a_1Cr = 4.6 мм, гл. 998.2 м; 10a – тот же, вид сбоку; 11 – *Agraulos selcupicus* Rosova, 1964, № 2122/40, a_1Cr = 4.5 мм, гл. 999.3 м; 11a – тот же, вид сбоку; 12 – *Agraulos* aff. *difformis* (Angelin, 1851), № 2122/42, a_1Cr = 7.4 мм, гл. 999.6 м. Фиг. 1–12 – майский ярус: 1–11 – слои с *Anomocarioides*; 12 – слои с *Linguagnostus*.

Таблица IV

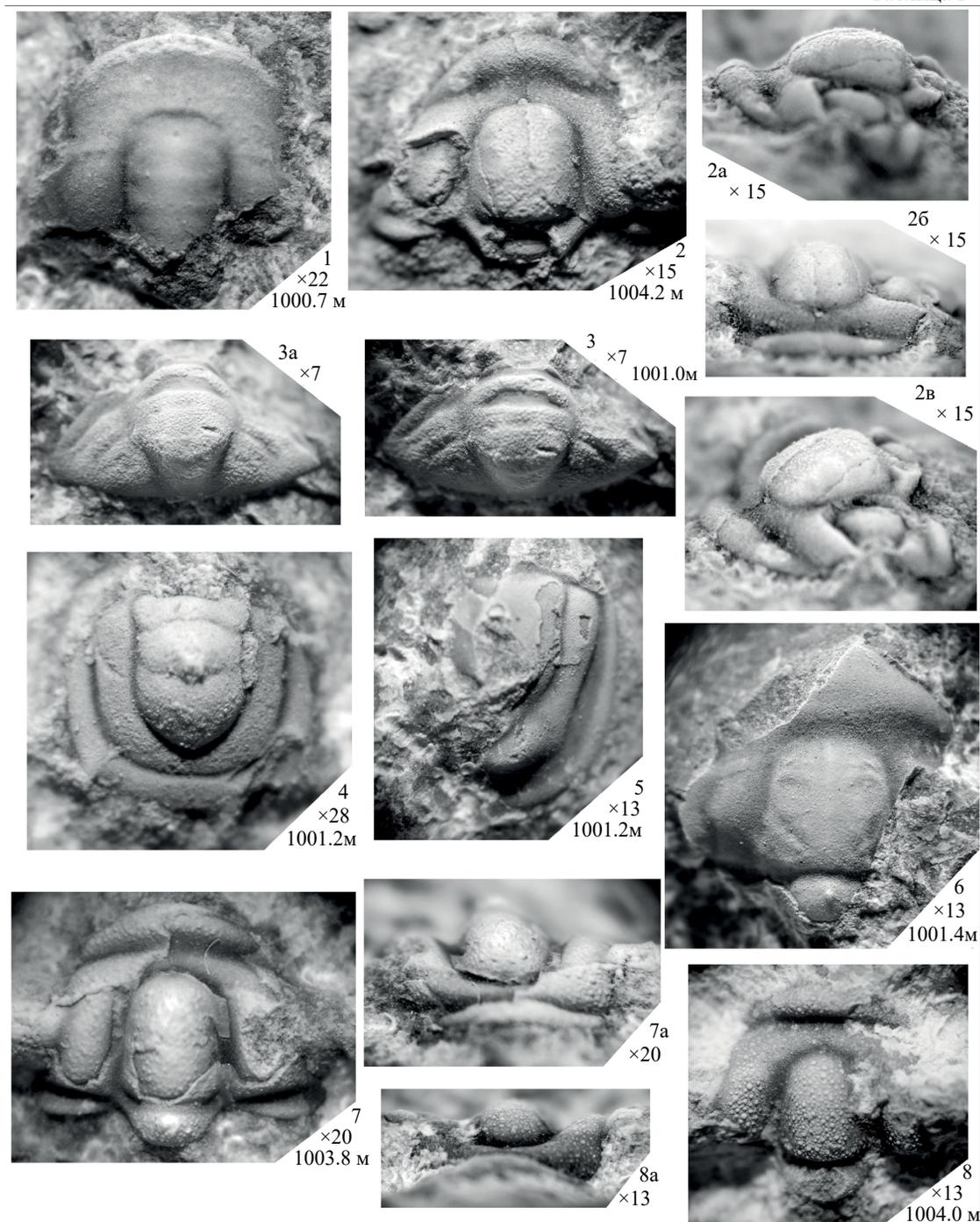


Таблица IV.

1 – *Ptychopariidae* gen. et sp. indet. 2, № 2122/43, $a_1Cr = 1.8$ мм, гл. 1000.7 м; 2 – *Parasolenopleura siberica* sp. nov., № 2122/54, голотип, $a_1Cr = 2.5$ мм, гл. 1004.2 м; 2a – тот же, вид сбоку; 2б – тот же, вид спереди; 2в – тот же, полупрофиль; 3 – ?*Parasolenopleura siberica* sp. nov., № 2122/44, $a_1Pyg = 3.1$ мм, гл. 1001.0 м; 3a – тот же, вид сзади; 4 – *Axagnostus* ex gr. *fallax* (Linnarsson, 1869), № 2122/45, $a_1Pyg = 1.3$ мм, гл. 1001.2 м; 5 – *Linguagnostus* sp., № 2122/46, $a_1Pyg = 3.0$ мм, гл. 1001.2 м; 6 – *Agraulos* aff. *difformis* (Angelin, 1851), № 2122/47, $a_1Cr = 5.1$ мм, гл. 1001.4 м; 7–8 – *Rina?* *mayskaya* Bushuev et Makarova, 2016: 7 – № 2122/48, $a_1Cr = 2.1$ мм, гл. 1003.8 м; 7a – тот же, вид спереди; 8 – № 2122/51, $a_1Cr = 3.3$ мм, гл. 1004.0 м; 8a – тот же, вид спереди. Фиг. 1–8 – майский ярус, слои с *Linguagnostus*.

Таблица V

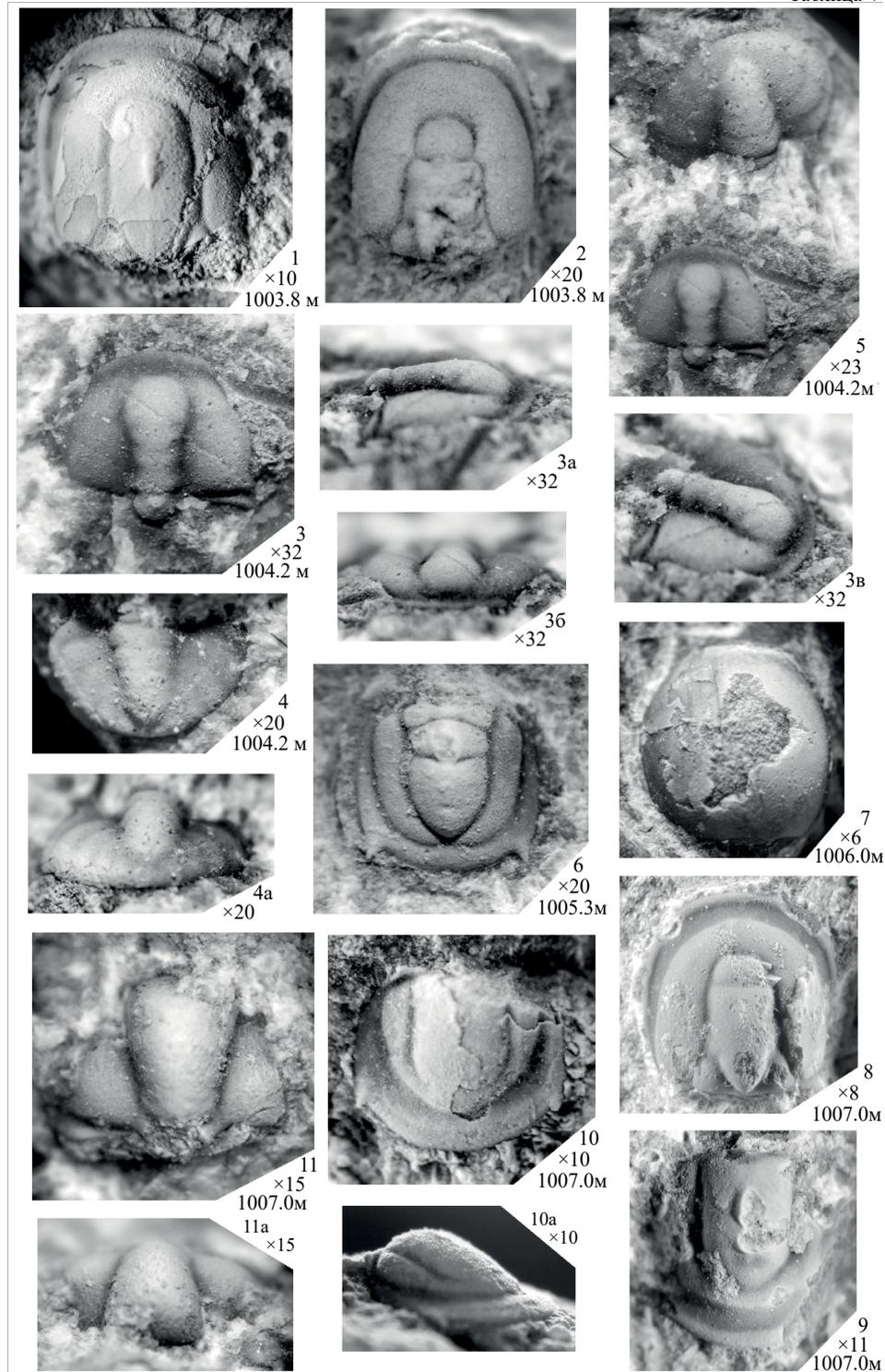


Таблица V.

1 – *Pseudoperonopsis* sp., № 2122/49, $a_1C = 3.9$ мм, гл. 1003.8 м; 2 – *Utagnostus* sp., № 2122/50, $a_1C = 1.8$ мм, гл. 1003.8 м; 3 – Gen. et sp. indet. 4, № 2122/52, $a_1Cr = 0.9$ мм, гл. 1004.2 м; 3a – тот же, вид сбоку; 3б – тот же, вид спереди; 3в – тот же, полупрофиль; 4 – *Coynexochus* aff. *tersus* Lazarenko, 1960, № 2122/53, $a_1Pyg = 1.0$ мм, гл. 1004.2 м; 4a – тот же, вид сзади; 5 – фиг. 3 и 4 на одной поверхности керна; 6 – *Peronopsis*? aff. “*ultimus*” Ergaliev, 1980, № 2122/55, $a_1Pyg = 1.4$ мм, гл. 1005.3 м; 7 – *Megagnostus glandiformis* (Angelin, 1851), № 2122/56, $a_1C = 5.4$ мм, гл. 1006.0 м; 8–9 – *Linguagnostus* sp.: 8 – № 2122/60, $a_1C = 4.4$ мм, гл. 1007.0 м; 9 – № 2122/59, $a_1Pyg = 3.0$ мм, гл. 1007.0 м; 10 – *Ammagnostus minutus* sp. nov., № 2122/58, $a_1Pyg = 3.2$ мм, гл. 1007.0 м; 10a – тот же, вид сбоку; 11 – *Trinia*? sp., № 2122/57, $a_1Cr = 1.9$ мм, гл. 1007.0 м; 11a – тот же, вид спереди. Фиг. 1–11 – майский ярус, слои с *Linguagnostus*.

Таблица VI

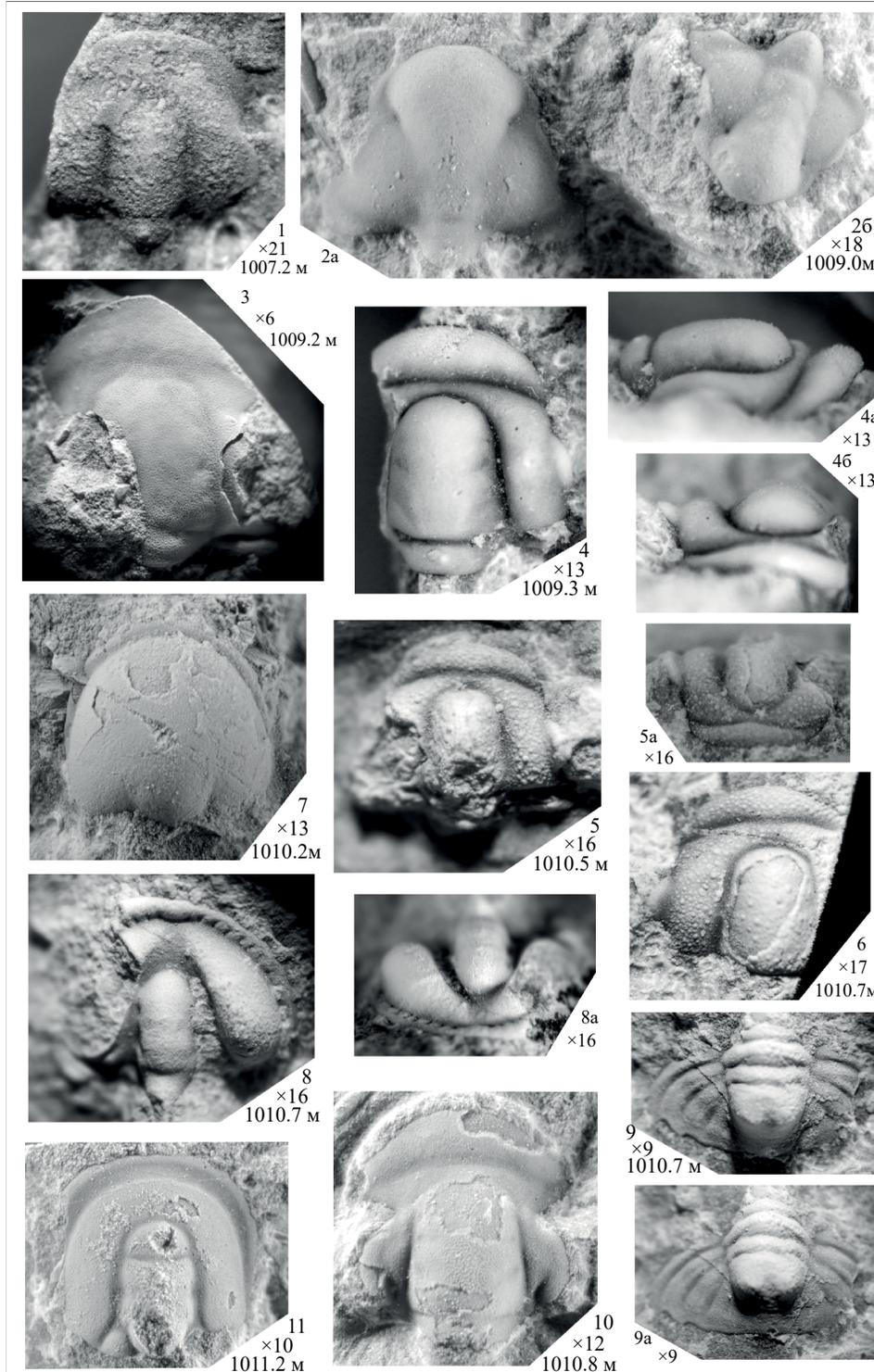


Таблица VI.

1 – *Ptychopariidae* gen. et sp. indet. 1, № 2122/61, a_1Cr = 1.7 мм, гл. 1007.2 м; 2 – *Corynexochus* aff. *tersus* Lazarenko, 1960, № 2122/62, гл. 1009.0 м: 2a – a_1Cr = 2.1 мм, 26 – a_1Cr = 1.7 мм; 3 – *Pseudanomocarina* cf. *plana* N. Tchernysheva, 1956, № 2122/63, a_1Cr = 7.4 мм, гл. 1009.2 м; 4 – *Rina?* sp., № 2122/64, a_1Cr = 3.1 мм, гл. 1009.3 м; 4a – тот же, вид сбоку; 4б – тот же, вид спереди; 5–6 – *Rina?* *mayskaya* Bushuev et Makarova, 2016: 5 – № 2122/66, a_1Cr = 1.9 мм, гл. 1010.5 м; 5a – тот же, вид спереди; 6 – № 2122/67a, a_1Cr = 2.1 мм, гл. 1010.7 м; 7 – *Cotalagnostus* sp., № 2122/65, a_1C = 2.7 мм, гл. 1010.2 м; 8 – *Eodiscus borealis* Westergård, 1946, № 2122/68, a_1C = 2.3 мм, гл. 1010.7 м; 8a – тот же, вид спереди; 9 – Gen. et sp. indet. 3, № 2122/67, a_1Pyg = 2.1 мм, гл. 1010.7 м; 9a – тот же, вид сзади; 10 – *Pseudanomocarina falcata* sp. nov., № 2122/69, a_1Cr = 3.3 мм, гл. 1010.8 м; 11 – *Linguagnostus* sp., № 2122/70, a_1C = 3.5 мм, гл. 1011.2 м. Фиг. 1–11 – майский ярус, слои с *Linguagnostus*.

Таблица VII

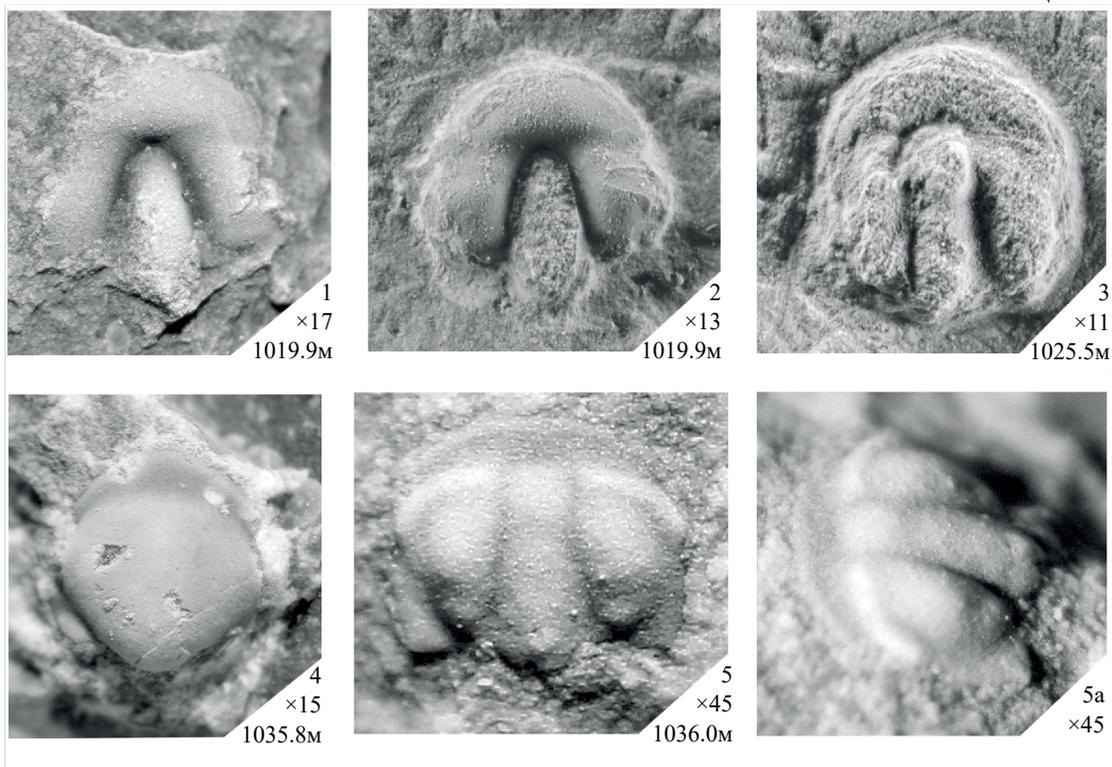


Таблица VII.

1, 2 – *Triangulaspis?* sp.: 1 – № 2122/71, $a_1Cr = 1.6$ мм, гл. 1019.9 м, 2 – № 2122/72, $a_1Cr = 2.1$ мм, гл. 1019.9 м; 3 – Gen. et sp. indet. 2, № 2122/73, $a_1Cr = 2.7$ мм, гл. 1025.5 м; 4 – *Pagetiellus porrectus* Lazarenko, 1962, № 2122/74, $a_1Cr = 2.0$ мм, гл. 1035.8 м; 5 – Gen. et sp. indet. 1, № 2122/75, $a_1Cr = 0.7$ мм, гл. 1036.0 м; 5a – тот же, вид сбоку. Фиг. 1–5 – ботомский ярус, слои с *Pagetiellus porrectus*.

В естественном разрезе р. Чопко интервал распространения вида *G. reticulatus* составляет 134.5 м (Опорный..., 2022). Количество его находок постепенно возрастает снизу вверх, начиная от подошвы омнинского региояруса, проведенной в первом слое нижнего коренного выхода разреза, в котором найден единственный пигидий. Массовые находки *G. reticulatus* встречены в интервале примерно от 80 до 110 м выше основания разреза. Далее наблюдается довольно резкое их сокращение (Опорный..., 2022). На наш взгляд, в керн скважины Хантайско-Сухотунгуская-1 (диаметром 40 мм) попали представители *G. reticulatus* со стратиграфического уровня, где отмечается его массовое развитие, а не с уровня первого единичного появления. Учитывая интервал распространения *G. reticulatus* в естественном разрезе, в скважине подошва верхнего кембрия проходит ниже находок в ней этого вида.

Вид-индекс верхней среднекембрийской зоны *G. stolidotus* в скважине найден примерно на 100 м ниже, чем *G. reticulatus*, – на гл. 639.9, 641.7, 641.9, 648.3 м (рис. 3). Между этими

находками, на гл. 595.4 м, встречен пигидий *Kormagnostella* cf. *longa* Ergaliev, 1980, который наиболее близок к пигидию *K. longa* из зоны *Kormagnostus simplex* разреза р. Кыршабакты Казахстана (Ергалиев, Ергалиев, 2008). Интервал распространения *K. longa* в казахстанском разрезе – от зоны *Lejopyge laevigata* до низов зоны *Glyptagnostus stolidotus*. По этой причине, вероятнее всего, слои чопкинской свиты на гл. 595.4 м относятся к среднему кембрию, а нижняя граница верхнего кембрия проходит вблизи этого уровня. Таким образом, инт. 595.4–648.3 м относится к зоне *G. stolidotus*, подстилающей зону *G. reticulatus*, которая лежит в основании стратотипа омнинского региояруса. В интервале 662.1–773.7 м встречены *Agnostidae* gen. et sp. indet., *Innitagnostus* sp., *Tomagnostella sulcifera* (Wallerius, 1895). Эти роды распространены в зонах *Proagnostus bulbosus*, *Clavagnostus spinosus*, *G. stolidotus*, *G. reticulatus* разрезов России (Якутия), Швеции, Казахстана, Китая. Вид *Tomagnostella sulcifera* в разрезах указанных стран занимает определенный стратиграфический интервал от верхней части зоны

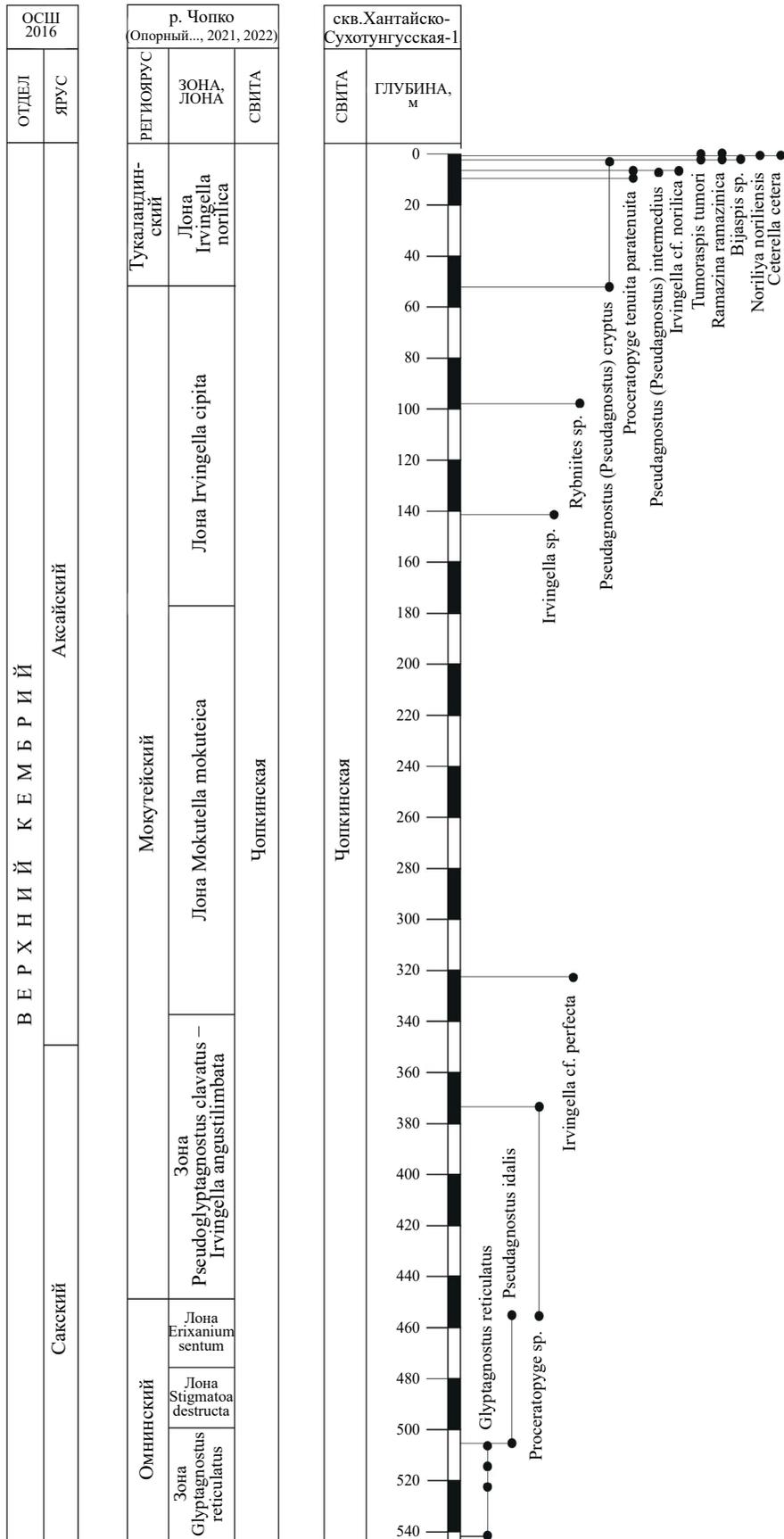


Рис. 2. Схема распространения трилобитов в верхнем кембрии свк. Хантайско-Суходунгунгская-1.

Lejopyge laevigata до подошвы зоны *G. stolidotus*. В скважине в инт. 648.3–773.7 м выделены слои с *Tomagnostella sulcifera*.

В нижележащих отложениях необходимо отдельно отметить находки в инт. 810.8–817.2 м представителей родов, характерных для более мелководных фаций Игарского района: *Acrocephalinella* sp. aff. *A. borealica* Lazarenko, 1960, *Nahannagnostus?* sp. и *Toxotiformis tchopkiensis* sp. nov. Интересно, что эти формы встречены в небольшом интервале, выше и ниже которого в скважине больше не найдено представителей лагунно-шельфовой фауны. В естественном разрезе р. Чопко только в низах зоны *G. reticulatus* встречены три общих рода, в том числе форма *Acrocephalinella* aff. *borealica*. В интервале 859.8–908.0 м найдены *Goniagnostus* cf. *nathorsti* (Brøgger), 1878, *Lejopyge* cf. *armata* (Linnarsson, 1869), *Lejopyge* sp. В чопкинской свите инт. 773.7–908.0 м выделен в слой с *Lejopyge*.

Самое основание чопкинской свиты (мощностью около 9 м) относится к слоям с *Anomocarioides*. Данное подразделение охватывает отложения в инт. 908.0–999.3 м, которые в основном относятся к устьбрусской свите. Род *Anomocarioides* Lermontova, 1940 представлен пигидиями, встреченными почти по всему интервалу – на глубинах 927.9, 951.0, 998.2, 999.3 м. Также в этом подразделении наиболее важны находки *Megagnostus glandiformis* (Angelin), 1851 (гл. 935.5, 943.3, 997.8, 998.8, 999.3, 1006.0 м), *Agraulos difformis* (Angelin, 1851) (998.2, 998.6 м), *A. selcupicus* Rosova, 1964 (941.0, 999.3 м), *Anomocarina* cf. *splendens* Lermontova, 1940 (926.2 м), *Rina?* *mayskaya* Bushuev et Makarova, 2016 (999.3 м), *Corynexochus* sp. (925.1 м). Эти роды и виды являются общими, связующими формами запада и востока Сибирской платформы, а также некоторых регионов мира (Скандинавия, Гренландия, Канада).

В самой нижней части устьбрусской свиты, в инт. 999.3–1011.2 м, найдены *Linguagnostus* sp., *Megagnostus glandiformis*, *Axagnostus* ex. gr. *fallax* (Linnarsson, 1869), *Peronopsis?* aff. “*ultimus*” Ergaliev, 1980, *Eodiscus borealis* Westergård, 1946, *Corynexochus* aff. *tarsus* Lazarenko, 1960, *Rina?* *mayskaya*, *Pseudanomocarina* cf. *plana* Tchernysheva, 1956, *P. falcata* sp. nov., *Parasolenopleura siberica* sp. nov. Указанный интервал отнесен к слоям с *Linguagnostus*. Найденные в скважине *Linguagnostus* sp. занимают почти весь объем подразделения и являются одними из самых

древних представителей данного рода (подробнее смотри в замечаниях к роду).

Граница между устьбрусской и шумнинской свитами приходится на интервал без выноса керна (1011.35–1012.55 м). В самом верхнем фрагменте керна шумнинской свиты найдены брахиоподы. Согласно определениям И.В. Коровникова, это представители вида *Botsfordia caelata* (Hall, 1847) (гл. 1012.7, 1013.3, 1016.0, 1019.9 м), которые встречаются начиная с ботомского яруса нижнего кембрия до низов амгинского яруса среднего кембрия. На глубине 1015.1 м определена *Alisina* sp., характерная для ботомского и тойонского ярусов. Трилобиты, характерные для нижней части ботомского яруса, найдены в инт. 1018.5–1036.0 м: *Pagetiellus porrectus* Lazarenko, 1962, P. sp., *Triangulaspis?* sp. Верхи краснопорожской свиты и нижняя часть шумнинской свиты относятся к слоям с *Pagetiellus porrectus* ботомского яруса. Все эти данные указывают на то, что, по-видимому, на границе устьбрусской и шумнинской свит имеется перерыв в осадконакоплении: отложения майского яруса (устьбрусская свита) со стратиграфическим несогласием перекрывают отложения ботомского яруса (шумнинская свита). Если рассматривать вариант отсутствия перерыва, то отложения 7-метрового интервала (1011.35–1018.50 м) соответствуют двум ярусам – тойонскому и амгинскому, что выглядит маловероятным. Нельзя также исключать наличие на этом уровне тектонического контакта.

КОРРЕЛЯЦИЯ

Отложения, вскрытые скважиной Хантайско-Сухотунгусская-1, формировались преимущественно в открытоморских, относительно мелководных обстановках (Опорный..., 2021), поэтому корреляция с разрезами, представленными бассейновыми и склоновыми фациями (реки Хос-Нелегэ, Кыршабакты), не вызывает значительных трудностей (рис. 4). Сопоставление открытоморских отложений с лагунно-шельфовыми (с опорным разрезом р. Кулюмбэ) до сих пор остается дискуссионным, поскольку общие формы редки, и чаще всего они ранга рода. Корреляция верхнекембрийской части подробно изложена в работе по естественному разрезу р. Чопко (Опорный..., 2021, 2022). В целом мы согласны с утверждением, что “основание нганасанского горизонта по возрасту близко основанию зоны *Glyptagnostus reticulatus*, а не низам более молодого мадуйского горизонта” (Опорный..., 2022, с. 249). Тем не

менее, необходимо добавить, что находки видов *Clavagnostus spinosus* Resser (= *C. sulcatus*) и *Nahannagnostus nganasanicus* (Rosova) в разрезе р. Кулюмбэ удревняют возраст нганасанского горизонта. Вид *C. spinosus* в различных регионах мира (США, Швеция, Китай, Россия, Казахстан) встречается вплоть до нижней части зоны *Glyptagnostus stolidotus*. В разрезе р. Кулюмбэ, по данным Н.П. Лазаренко (Лазаренко, Никифоров, 1968), он найден в нганасанском горизонте, но, к сожалению, без точной привязки к разрезу. Последующие сборы трилобитов в течение нескольких полевых сезонов на этом разрезе не привели к находкам этого вида. Вид *N. nganasanicus* установлен в нижних слоях нганасанского горизонта (Розова, 1964, 1968). В Австралии он встречается в зоне *G. stolidotus* (Öpik, 1967, pl. 38, fig. 8, pl. 62, figs. 1–3; Shergold, 1977, pl. 15, fig. 6), в Якутии в зонах *Clavagnostus spinosus* и *G. stolidotus* (Лазаренко и др., 2008). Самые древние представители *N. nganasanicus* найдены на северо-западе Канады, в зонах *Cedaria selwyni*, *C. prolifica*, *C. brevifrons*, которые сопоставляются с зонами *Proagnostus bulbosus*–*G. stolidotus* (Pratt, 1992, pl. 6, figs. 12–15, 18). По этим причинам, возможно, нижняя граница нганасанского горизонта проходит несколько ниже подошвы зоны *Glyptagnostus reticulatus*. Для уточнения сопоставления необходимы дополнительные сборы трилобитов из разреза р. Кулюмбэ, в которых будут повторно найдены *Clavagnostus spinosus* с точной привязкой к разрезу. Кроме того, необходимы повторные сборы *Oidalagnostus trispinifer* Westergård и *Schmalenseeia* sp., утерянные образцы которых не были опубликованы, но на которые ссылается К.Л. Пак при обосновании своего варианта корреляции (Опорный..., 2021, с. 117). Более подробно об этом изложено в (Опорный..., 2022, с. 243).

Зона *G. stolidotus* однозначно коррелируется с одноименными зонами рассматриваемых разрезов (рис. 4). Вид *Tomagnostella sulcifera* из одноименных слоев скважины развит в других разрезах (Якутии, Казахстана, Китая) в определенном стратиграфическом интервале от верхней части зоны *Lejopyge laevigata* до подошвы зоны *G. stolidotus* и встречается совместно с видом *Proagnostus bulbosus*; их интервалы распространения примерно одинаковые. Поэтому слои с *T. sulcifera* и зона *G. stolidotus* скважины Хантайско-Сухотунгуская-1 сопоставляются с зонами *Proagnostus bulbosus*, *Clavagnostus spinosus*, *G. stolidotus* вместе взятыми разреза р. Хос-Нелегэ и с интервалом от верхней части зоны *Lejopyge laevigata* до кровли зоны *G. stolidotus* Казахстана. В разрезе р. Хос-Нелегэ вид *P. bulbosus*

начинает свое развитие в верхней части интервала распространения вида *L. laevigata* и проходит в нижнюю половину зоны *C. spinosus* (Лазаренко и др., 2008); в разрезе р. Кыршабакты *P. bulbosus* распространен от зоны *L. laevigata* до верхов зоны *Kormagnostus simplex* (Ергалиев, 1980; Ергалиев, Ергалиев, 2008). В свою очередь, зона *Proagnostus bulbosus* р. Хос-Нелегэ уверенно коррелируется с лоней *Bonneterrina saamica* (саамский горизонт) р. Кулюмбэ по наличию общих видов *Oidalagnostus trispinifer* West., *Buitella buitensis* Laz., *Rina celebrata* Ros. и общих родов *Maiaspis* N. Tchern., *Acrocephalites* Wall. Благодаря этой корреляции, слои с *T. sulcifera* и зона *G. stolidotus* могут быть сопоставлены с саамским и сахайским горизонтами р. Кулюмбэ.

Слои с *Lejopyge* сопоставляются с зоной *Lejopyge laevigata*. Слои с *Anomocarioides* коррелируются с лоней *Anomocarioides limbataeformis* р. Хос-Нелегэ и с селькупским горизонтом р. Кулюмбэ. Их общими видами являются *Megagnostus glandiformis*, *Agraulos difformis*, *A. selcupicus*, *Anomocarina splendens* Lerm., а также род *Anomocarioides*.

Слои с *Linguagnostus* сопоставляются с двумя самыми нижними зонами майского яруса — с зонами *Tomagnostus fissus*–*Acadoparadoxides sacheri* и *Anopolenus henrici*–*Corynexochus perforatus* вместе взятыми. В нижней части общими являются *Pseudanomocarina plana*, *P. falcata*, *Eodiscus borealis*, *Corynexochus* aff. *tersus*, *Axagnostus* ex gr. *fallax*, в верхней — *Megagnostus glandiformis*, *Rina?* *mayskaya*, *Agraulos* aff. *difformis* и род *Cotalagnostus*. По всему интервалу общим является род *Linguagnostus*, представители которого встречаются и в зоне *Tomagnostus fissus*–*Acadoparadoxides sacheri*, и в зоне *Anopolenus henrici*–*Corynexochus perforatus*.

Слои с *Pagetiellus porrectus* сопоставляются с нижней частью ботомского яруса, поскольку *P. porrectus* и представители рода *Triangulaspis* в разрезах рек Кулюмбэ, Сухариха, Оленек и др. встречаются совместно с представителями рода *Calodiscus* Howell, 1935 и характеризуют одноименные слои основания ботомского яруса Юдомо-Оленекского фациального региона (Региональная..., 2021).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Коллекция трилобитов хранится в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Коллекция Геохрон” (г. Новосибирск) под № 2122. Фотографии выполнены А.Л. Макаровой,

А.В. Купиным, П.В. Фоминым. Ниже приведен перечень используемых в работе латинских терминов и их индексов — термиксов, а также замеров морфологических элементов трилобитов (Розова, Розов, 1975; Rosova, Makarova, 2008) (рис. 5). Определения даны с помощью традиционных терминов (Чернышева и др., 1982). После сокращения “англ.” следует один синоним на английском языке. При характеристике трилобитов используются относительные размеры элементов: например, запись $a_1\text{Cor} = 0.43-0.46 a_1\text{G}$ означает, что по осевой линии a_1 величина короны (**Cor**) составляет от 0.43 до 0.46 величины глабели (**G**).

ОТРЯД AGNOSTIDA SALTER, 1864

ПОДОТРЯД AGNOSTINA SALTER, 1864

СЕМЕЙСТВО AGNOSTIDAE M'COY, 1849

ПОДСЕМЕЙСТВО AMMAGNOSTINAE, ÖPIK, 1967

Род *Ammagnostus* Öpik, 1967

Ammagnostus minutus Makarova sp. nov.

Табл. V, фиг. 10

Ammagnostus laiwuensis: Пегель и др., 2016, с. 28, табл. 9, фиг. 6.

Название вида. От *minutus* *lat.* — мелкий.

Голотип. **Pyg**, № 2122/58, табл. V, фиг. 10, скв. Хантайско-Сухотунгусская-1, устьбрусская свита, гл. 1007.0 м. Средний кембрий, майский ярус, слои с *Linguagnostus*.

Диагноз. **SPyg** очень мелкие до практически полного исчезновения в районе заднего края **R**, **SVn** мелкий, по оси умеренной величины, а около заднебоковых углов **Pyg** значительно расширяется, задний край **R** не дотягивается до **SVn**, осевой бугорок равномерно округлен, бугорок на постерорахисе отсутствует.

Описание. **Pyg** небольших размеров ($a_1\text{Pyg} = 3.2$ мм), умеренно выпуклый, с широко-субквадратно-округленным задним краем. **R** очень слабо, практически равномерно сужается назад, лишь напротив осевого бугорка имеет небольшой пережим. **SR** не прослеживаются. Осевой бугорок, расположенный на антерорахисе, маленький, равномерно округленный. **SPyg** средней ширины, очень мелкие, назад становятся совсем мелкими, неразличимыми, из-за чего задний край **R** сливается с **Pn**. При косом освещении, по оси можно разглядеть наличие узкого промежутка между **R** и **SVn**. Боковые участки **Pn** слабывыпуклые, узкие по **b**, посередине

составляют примерно 1/3 от **R**. **SVn** мелкий, в передней и задней (по оси) частях умеренной ширины, а в районе заднебоковых углов **Pyg** значительно угловато расширяется в 3 раза. **Vn** почти плоский, по бокам несет маленькие шипы. Ширина **Vn** увеличивается от переднего края к шипам и от шипов к заднему краю.

Сравнение. От типового вида *A. psammius* (Öpik, 1967, p. 139, pl. 66, fig. 3, pl. 66, figs. 1–4) отличается исчезающими в задней части **SPyg**; более мелким, расширяющимся по бокам **SVn**; более маленьким и равномерно округленным осевым бугорком; **R**, не дотягивающимся до **SVn**; а также отсутствием **SR** и бугорка на постерорахисе.

По мелкому **SVn**, почти не прослеживающемуся сзади **SPyg** и отсутствию **SR** новый вид напоминает *A. bassa* (Öpik, 1967, p. 145, pl. 60, figs. 6–10), от которого отличается угловатым расширением **SVn**, наличием промежутка между **R** и **SVn**, более узкими боковыми частями **Pn** (у *bassa* они составляют 1/2 от **R** (по **b**)) и отсутствием бугорка на постерорахисе.

От *A. laiwuensis* (Lorenz, 1906) (Zhang, Jell, 1987, p. 46, pl. 3, fig. 8), развитого по данным (Peng, Robison, 2000, p. 29) от верхней части зоны *Ptychagnostus atavus* до зоны *Proagnostus bulbosus*, новый вид отличается в целом более мелкими и исчезающими в задней части **SPyg**; более маленьким и равномерно округленным осевым бугорком; **R**, не дотягивающимся до **SVn**; и отсутствием бугорка на постерорахисе.

Замечания. **Pyg**, определенный как *A. laiwuensis* (Пегель и др., 2016, с. 28, табл. 9, фиг. 6), на наш взгляд, относится к виду *A. minutus* sp. nov. Такие пигидии найдены в скв. 203 и 204, вмещающие отложения которых отнесены к зонам *Anopolenus henrici*–*Corynexochus perforatus* и *Tomagnostus fissus*–*Acadoparadoxides sacheri* (Пегель и др., 2016).

Материал. Гл. 1007.0 м – 1 **Pyg** (хор.), слои с *Linguagnostus*.

Род *Kormagnostella* E. Romanenko, 1967

Kormagnostella cf. longa Ergaliev, 1980

Табл. II, фиг. 1

Замечания. Данный экземпляр наиболее сходен с **Pyg** *K. longa* из зоны *Kormagnostus simplex* Казахстана (Ергалиев, Ергалиев, 2008, табл. 23, фиг. 19). Судя по схеме распространения (Ергалиев, Ергалиев, 2008, с. 14–15),

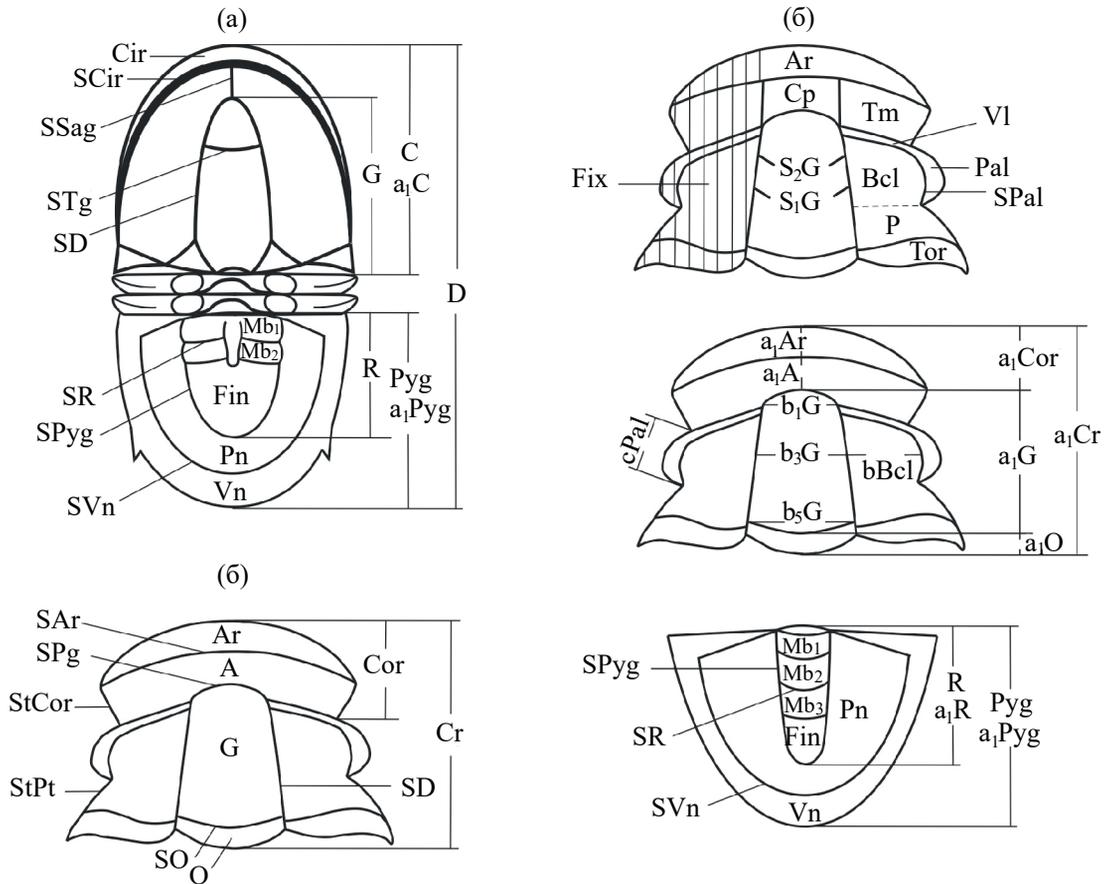


Рис. 5. Схема морфологических элементов и их замеров агностидных (а) и полимерных (б) трилобитов с использованием латинских термиков.

A, area (арея) – фронтальное поле; англ. – frontal field
Ar, arculum (аркулюм) – передняя кайма кранидия; англ. – anterior border
Bcl, buccula (буккула) – часть фикситены в пределах глазных крышек; англ. – palpebral area
C, cephalon (цефалон) – цефалон; англ. – cephalon
Cir, circus (циркус) – кайма, окружающая цефалон в целом; англ. – border
Cp, campus (кампус) – предглабельное поле; англ. – preglabellar field
Cor, corona (корона) – передняя часть кранидия; англ. – frontal area
Cr, cranidium (кранидий) – кранидий; англ. – cranidium
D, dorsum (дорсум) – спинной щит; англ. – dorsal exoskeleton
Fin, finis (финис) – терминальная лопасть; англ. – terminal axial piece (or ring)
G, glabella (глабель) – глабель; англ. – glabella
Mb, membrum (мембрум) – кольцо рахиса; англ. – axial ring of pygidium
O, occiput (окципут) – затылочное кольцо; англ. – occipital ring
P, planta (планта) – задняя часть неподвижной щеки; англ. – posterior area
Pal, palpebra (пальпебра) – глазная крышка; англ. – palpebral lobe
Pn, planum (планум) – плевральное поле; англ. – pleural fields
Pyg, pygidium (пигидий) – пигидий; англ. – pygidium
R, rachis (рахис) – рахис пигидия; англ. – axis of pygidium
SAr, sulcus arcularis (сулькус аркулярис) – передняя краевая борозда; англ. – border furrow
SCir, sulcus circularis (сулькус циркулярис) – краевая борозда цефалона; англ. – border furrow
SD, sulcus dorsalis (сулькус дорзалис) – спинные борозды цефалона; англ. – axial furrow

SG, sulcus glabellaris (сулькус глабеллярис) – боковые борозды глабели; англ. – lateral glabellar furrow
SO, sulcus occipitalis (сулькус окципиталис) – затылочная борозда; англ. – occipital furrow
SPal, sulcus palpebralis (сулькус пальпебралис) – глазная борозда; англ. – palpebral furrow
SPg, sulcus preglabellaris (сулькус преглабеллярис) – предглабельная борозда; англ. – preglabellar furrow
SPyg, sulcus pygidialis (сулькус пигидиалис) – спинные борозды пигидия; англ. – axial furrow
SR, sulcus rachialis (сулькус рахиалис) – борозды рахиса; англ. – inter-ring furrow
SSag, sulcus sagittalis (сулькус сагитталис) – продольная предглабельная борозда; англ. – medial preglabellar furrow
STg, sulcus transglabellaris (сулькус трансглабеллярис) – поперечная борозда глабели; англ. – transglabellar furrow
SVn, sulcus vincularis (сулькус винкулярис) – краевая борозда пигидия; англ. – border furrow of pygidium
StCor, sutura coronalis (сутура короналис) – передняя ветвь лицевых швов; англ. – anterior section of facial suture
StPt, sutura plantoralis (сутура планторалис) – задняя ветвь лицевых швов; англ. – posterior section of facial suture
Tm, tempus (темпус) – боковой участок фронтального поля; англ. – preocular field
Tor, torus (торус) – задняя кайма; англ. – posterior border
VI, vallum (валлюм) – глазные валики; англ. – eye ridge
Vn, vinculum (винкулюм) – кайма пигидия; англ. – border of pygidium
 Замеры морфологических элементов: **a₁** – замеры по осевой линии; **b** – замеры по линиям, перпендикулярным осевой линии; **cPal** – замер по прямой от переднего до заднего края **Pal**.

наиболее молодые представители *K. longa* встречаются в слоях, подстилающих отложения с *Glyptagnostus stolidotus*. Тем не менее на фототаблице изображен **Pyg**, найденный непосредственно в зоне *G. stolidotus* (Ергалиев, Ергалиев, 2008, табл. 27, фиг. 14).

Материал. Гл. 595.4 м — 1 **Pyg** (неполн.), зона *Glyptagnostus stolidotus*.

СЕМЕЙСТВО SPINAGNOSTIDAE HOWELL, 1935

ПОДСЕМЕЙСТВО SPINAGNOSTINAE HOWELL, 1935

Род *Cotalagnostus* Whitehouse, 1936

Cotalagnostus sp.

Табл. VI, фиг. 7

Замечания. Данный **C** характеризуется **SD**, которые прослеживаются только в задней части, а также неразвитыми базальными дольками. По этим признакам он сходен с *C. laevus* Robison, 1964 из подзоны *Bolaspidella contracta* США (Robison, 1964, pl. 80, figs. 17–28).

Материал. Гл. 1010. 2 м — 1 **C** (хор.), слой с *Linguagnostus*.

Род *Hypagnostus* Jaekel, 1909

Hypagnostus sp.

Табл. II, фиг. 5

Замечания. Наибольшее сходство проявляет с видом *H. parvifrons* (Linnarsson, 1869), который, по данным (Peng, Robison, 2000), распространен от зоны *Ptychagnostus atavus* до зоны *Proagnostus bulbosus*.

Материал. Гл. 643.6 м — 1 **Pyg** (уд.), зона *Glyptagnostus stolidotus*.

ПОДСЕМЕЙСТВО UNCERTAIN

Род *Pseudoperonopsis* Harrington, 1938

Pseudoperonopsis sp.

Табл. V, фиг. 1

Замечания. Цефалон типового вида *Pseudoperonopsis sallesi* (Munier-Chalmas et Bergeron, 1889) (Whittington et al., 1997, p. 360, Fig. 228.2) на **G** не имеет **STg**. Экземпляр из скважины также не имеет **STg**, а на его месте наблюдается только очень слабое понижение. У других видов, отнесенных к этому роду, **STg** четкий, довольно глубокий (Örik, 1979; Ергалиев, Ергалиев, 2008 и др.). Согласно описанию (Whittington

et al., 1997), *sallesi* несет рудиментный **SSag**, который на рассматриваемом экземпляре не прослеживается.

Материал. Гл. 1003.8 м — 1 **C** (хор.), слой с *Linguagnostus*.

СЕМЕЙСТВО DIPLAGNOSTIDAE WHITEHOUSE, 1936

ПОДСЕМЕЙСТВО DIPLAGNOSTINAE WHITEHOUSE, 1936

Род *Linguagnostus* Kobayashi, 1939

Linguagnostus sp.

Табл. IV, фиг. 5, табл. V, фиг. 8–9, табл. VI, фиг. 11

Замечания. **Pyg** неполной сохранности и **C** хорошей сохранности имеют все основные признаки рода *Linguagnostus* и близки к виду *L. aldanicus* Makarova et Bushuev, 2016 из лоны *Tomagnostus fissus*–*Paradoxides hicksi* скв. Усть-Майская 366 (бассейн р. Алдан) (Макарова, Бушуев, 2016). Из зоны *Ptychagnostus atavus* Гренландии опубликованы **Pyg** и **C**, определенные как *L. grönwalli* Kobayashi, 1939 (Robison, 1994, p. 34, Fig. 10). На наш взгляд, гренландские экземпляры имеют признаки *aldanicus*: очень широкий **SVn**, узкий по бокам **Pn**, нерасчлененный **R** и отсутствие пострахиальной борозды. Эти признаки отличают их от *grönwalli*. Данные находки являются самыми древними представителями рода *Linguagnostus*.

C рода *Linguagnostus* проявляют некоторое сходство с **C** *Axagnostus ex gr. fallax*, но отличаются от них заметно более широким **SCir**; более спрямленным **STg**, который расположен ближе к переднему краю **G**, поэтому отделяемая им передняя лопасть меньшего размера; а также большими по величине базальными дольками.

Материал. Гл. 1001.2 м — 1 **Pyg** (неполн.), гл. 1003.6 м — 1 **Pyg** (неполн.), гл. 1003.8 м — 1 **Pyg** (неполн.), гл. 1007.0 м — 1 **Pyg** (неполн.), 1 **C** (хор.), гл. 1011.2 м — 1 **C** (хор.), слой с *Linguagnostus*.

ПОДСЕМЕЙСТВО PSEUDAGNOSTINAE WHITEHOUSE, 1936

Род *Nahannagnostus* Pratt, 1992

Nahannagnostus? sp.

Табл. II, фиг. 11

Замечания. Род *Nahannagnostus* установлен на **Pyg** *Pseudagnostus nganasanicus* Rosova, 1964 из нганасанского горизонта разреза р.

Кулюмбэ (Розова, 1964, табл. XVI, фиг. 3). В синонимии к виду *nganasanicus* Б. Пратт включил **C** из того же местонахождения, ранее определенный как “*Agnostus*” *valentinus* Lochman, 1944 (Розова, 1964, табл. XVI, фиг. 11). Из своей коллекции Пратт отнес к *nganasanicus* **C** из разных слоев, которые заметно отличаются от кулюмбинского **C** (Pratt, 1992, p. 36, pl. 6, figs. 10, 11, 16, 17, p. 37, Text-fig. 28). В свою очередь, **C**, подобные кулюмбинскому, Пратт отнес к виду *Nahannagnostus logani* Pratt, 1992 (Pratt, 1992, p. 36, pl. 6, figs. 19, 23, p. 37, Text-fig. 28). Из всего этого неясно, какие именно цефалоны предполагаются к типовому виду *nganasanicus*. На наш взгляд, до тех пор пока не найден полный **D**, нет оснований достоверно относить какие-либо **C** к этому роду. Все предполагаемые **C** следует определять со знаком вопрос.

C из скважины (верхняя часть слоев с Lejoryge) характеризуются субтреугольным передним краем **G**, в том числе заостренными переднебоковыми углами; **SSag**, который не дотягивается до **G**; а также отсутствием **STg**. По этим признакам он наиболее близок к канадским **C** из лоны *Cedaria prolifica* (Pratt, 1992, pl. 6, figs. 10, 16), от которых несколько отличается более короткими **G** и **SSag**. На наш взгляд, и канадские, и сибирские формы могут быть определены только как *Nahannagnostus?* sp.

C из нганасанского горизонта разреза р. Кулюмбэ (Розова, 1964, табл. XVI, фиг. 11), о котором было сказано выше, вероятно, относится к виду *Nahannagnostus?* *logani*, голотипом которого является **C** из лоны *Cedaria minor* (Pratt, 1992, pl. 6, fig. 19).

Материал. Гл. 817.2 м – 2 **C** (хор.), слои с Lejoryge.

СЕМЕЙСТВО PERONOPSIDAE WESTERGÅRD, 1936

Род *Peronopsis* Hawle et Corda, 1847

Peronopsis? aff. “*ultimus*” Ergaliev, 1980

Табл. V, фиг. 6

З а м е ч а н и я . Название вида взято в кавычки, поскольку ранее оно было уже использовано – *Peronopsis ultima* Poulsen, 1960. **Pyg** из скважины отличаются от “*ultimus*” (Ергалиев, 1980, табл. 1, фиг. 4; Ергалиев, Ергалиев, 2008, табл. 1, фиг. 5) более узким **Pn** (по **b**); более длинным осевым бугорком, который выходит за пределы **Mb₂**; и более широким **Vn**. Вид “*ultimus*” отнесен к роду *Peronopsis* под вопросом, так как имеет

четкие и довольно глубокие **SR**, что не характерно для этого рода.

В типовой местности Южного Казахстана (разрез р. Кыршабакты) “*ultimus*” имеет узкий стратиграфический интервал и развит в одноименной зоне, ниже первых находок *Triplagnostus gibbus* (Ергалиев, 1980, с. 14–15). **Pyg**, отнесенные к *Pentagnostus shabaktensis* Ergaliev, 2008 из зоны *Ptychagnostus intermedius* того же разреза р. Кыршабакты (Ергалиев, Ергалиев, 2008, табл. 3, фиг. 3–5), вероятнее всего, принадлежат к **P**? “*ultimus*”, поскольку имеют все признаки голотипа “*ultimus*”, которым также является **Pyg**. Для *P. shabaktensis* голотипом выбран **C** и полного **D** не найдено, поэтому нет достоверных данных, какие именно **Pyg** принадлежат к виду *shabaktensis*. Отнесение “*ultimus*” к *P. shabaktensis*, как сделано в работе (Naimark, 2012), некорректно, поскольку “*ultimus*” основан на **Pyg**, который и является носителем этого названия, а *P. shabaktensis* – на **C** и не имеет достоверно известного **Pyg**.

Материал. Гл. 1004.0 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1005.0 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1005.3 м – 1 **Pyg** (хор.), слои с *Linguagnostus*.

СЕМЕЙСТВО CLAVAGNOSTIDAE, HOWELL, 1937

Род *Utagnostus* Robison, 1964

Utagnostus sp.

Табл. V, фиг. 2

З а м е ч а н и я . Данные **C** близки к виду *U. songae*, голотипом которого является **C** (Peng, Robison, 2000, p. 47, Fig. 34.7). *U. songae* найден в самых низах зоны *Ptychagnostus punctuosus* Китая, совместно с молодыми представителями вида *P. atavus* (Peng, Robison, 2000, Fig. 4).

Материал. Гл. 1003.6 м – 1 **C** (неполн.), гл. 1003.8 м – 1 **C** (неполн.), слои с *Linguagnostus*.

СЕМЕЙСТВО UNCERTAIN

Род *Skryjagnostus* Šnajdr, 1957

Skryjagnostus? sp.

Табл. III, фиг. 4

З а м е ч а н и я . Голотип типового вида *S. rompeckji* (Šnajdr, 1958, tab. VI, fig. 4) представлен полным **D**, у которого **C** и **Pyg** имеют **Cir** и **Vn** соответственно. Несмотря на это, многие специалисты относят к этому роду экземпляры, у которых эти каймы отсутствуют. Сглаженные

агностиды чрезвычайно сложны для определения, и объединение в один род экземпляров, имеющих такие четкие отличия, как наличие или отсутствие **Cir** и **Vn**, еще больше усложняет систематику.

C из скважины средних размеров ($a_1C = 5.1$ мм), равномерно выпуклый, без борозд, имеет нитевидный **Cir**, а в задней части очень слабо прослеживается чрезвычайно тонкий, удлиненный хребтик.

Материал. Гл. 990.1 м – 1 **C** (неполн.), слои с *Anomocarioides*.

ПОДОТРЯД EODISCINA KOBAYASHI, 1939

СЕМЕЙСТВО EODISCIDAE RAYMOND, 1913

Род *Eodiscus* Hartt in Walcott, 1884

Eodiscus borealis Westergård, 1946

Табл. VI, фиг. 8

Eodiscus borealis: Weidner et al., 2023, p. 90 (синонимика).

З а м е ч а н и я . Данный **C** отличается от представителя этого вида из самой нижней части зоны *Tomagnostus fissus* р. Лена (Егорова и др., 1982, табл. 51, фиг. 12) более широким (в виде желобка) **SSag**. Именно такой широкий **SSag** сближает его с типовыми экземплярами *borealis* из зоны *Triplagnostus gibbus* Швеции (Westergård, 1946, pl. I, figs. 3–5).

Материал. Гл. 1010.7 м – 1 **Cr** (неполн.), слои с *Linguagnostus*.

Род *Triangulaspis* Lermontova, 1940

Triangulaspis? sp.

Табл. VII, фиг. 1, 2

З а м е ч а н и я . Данные **Cr** по общему очертанию наиболее сходны с представителями рода *Triangulaspis* Lermontova, 1940 (Лермонтова, 1940, с. 120), но отличаются следующими признаками: передний край **Cor** плавно изогнут (у видов рода *Triangulaspis* в большинстве случаев **Cor** имеет выраженные субтреугольные очертания); борозда, отделяющая **Cor** от задней части **Fix**, не выражена, на ее месте наблюдается слабое понижение поверхности (у видов рода *Triangulaspis* борозда глубокая, четко прослеживается); неширокие выпуклые **Fix**, направленные в стороны (у видов *Triangulaspis* **Fix** плоские и широкие, заметно поднимаются к **Pal**, нередко на месте **VI** заметны валиковидные утолщения).

Неширокие **Fix** и отсутствие борозды, отделяющей **Cor** от задней части **Fix**, сближают **Cr** из скважины с представителями рода *Acutaspis* Repina, 1976 (Репина и др., 1976).

Наблюдается сходство **Cr** из скв. Хантайско-Сухотунгусская-1 с **Cr** из скв. Танхайская-708, определенным как *Triangulaspis annio* (Стратиграфия..., 2016, Т. 2, табл. 23, фиг. 3), который имеет плавно изогнутый передний край **Cor** и слабо выраженную борозду, отделяющую **Cor** от задней части **Fix**.

Материал. Гл. 1018.5 м – 2 **Cr** (неполн.), 1019.9 м – 2 **Cr** (уд.), слои с *Pagetiellus porrectus*.

СЕМЕЙСТВО NEBEDISCIDAE KOBAYASHI, 1944

Род *Pagetiellus* Lermontova, 1940

Pagetiellus porrectus Lazarenko, 1962

Табл. VII, фиг. 4

Pagetiellus porrectus: Репина и др., 1976, с. 155, табл. 14, фиг. 1–9 (синонимика).

Delgadella porrecta: Пегель и др., 2016, с. 42, табл. 11, фиг. 12, 14.

Delgadella souzai: Sdzuy, 1962, p. 189, pl. 18, figs. 7, 8, 9, 10, 11, 12.

З а м е ч а н и я . Согласно Международной сводке валидных родов и видов (Whittington et al., 1997, p. 23), род *Pagetiellus* является младшим синонимом рода *Delgadella* Walcott, 1912. В доступной литературе до сих пор нет хорошего фотоизображения и монографического описания типового вида рода *Delgadella* – *Lingulepis lusitanica* Delgado, 1904. Качество фотоизображения *L. lusitanica*, представленного в работе (Delgado, 1904, p. 365, pl. IV, figs. 31–34), не позволяет оценить морфологические признаки *L. lusitanica* и сравнить его с типовым видом рода *Pagetiellus* – *P. lenaicus* (Лермонтова, 1940, с. 119, табл. XXXV, фиг. 1, 1a–1c). В работе (Whittington et al., 1997, p. 23, fig. 2) к роду *Delgadella* в качестве иллюстрации помещено фотоизображение лектотипа вида *P. lenaicus*. Ввиду невозможности в данное время ознакомиться с качественным фотоизображением и описанием *L. lusitanica*, в настоящей работе род *Pagetiellus* принимается как самостоятельный.

Cr из испанского разреза Сьерра-Морены (Sdzuy, 1962, p. 189, pl. 18, figs. 7, 8, 9, 10, 11, 12) имеют большое сходство с представителями вида *P. porrectus*. Сам автор К. Сдзуй отмечает, что данные **Cr**, выделенные им в новый подвид

вида *Delgadella souzai*, вероятно, идентичны *P. porrectus* (Sdzuy, 1962, p. 215). На наш взгляд, их следует включить в его состав.

Материал. Гл. 1035.8 м — 1 Cr (хор), слои с *Pagetiellus porrectus*.

СЕМЕЙСТВО UNCERTAIN

Gen. et sp. indet. 1

Табл. VII, фиг. 5, 5a

З а м е ч а н и я . Данный Cr имеет некоторое сходство с Cr, определенными как *Neosobboldia dentata* Lermontova, 1940 (Демокидов, Лазаренко, 1964, табл. II, фиг. 16; Егорова, Савицкий, 1969, табл. 3, фиг. 12, 13), а также с Cr, отнесенным к *Hebediscus vagus* Jegorova, 1969 (Егорова, Савицкий, 1969, табл. 2, фиг. 10). Мы согласны с тем, что *Neosobboldia* занимает промежуточное положение между *Hebediscus* и *Neopagetina* и сочетает в себе признаки обоих родов (Демокидов, Лазаренко, 1964, с. 178). Вероятно, Cr из скважины является молодой формой одного из видов этих родов.

Материал. Гл. 1036.0 м — 1 Cr (хор), слои с *Pagetiellus porrectus*.

ОТРЯД РТУСНОПАРИИДА SWINNERTON, 1915

СЕМЕЙСТВО AGRAULIDAE HOWELL, 1937

Род *Agraulos* Hawle et Corda, 1847

З а м е ч а н и я . В работах (Weidner, Nielsen, 2015; Weidner et al., 2023) проведен анализ родов *Agraulos* и *Proamprux* Frech, 1897. Авторы считают род *Proamprux* самостоятельным, а не младшим синонимом *Agraulos*, как думают некоторые другие специалисты. Приведенные диагнозы этих родов очень сходны. На наш взгляд, существенными различиями в указанных диагнозах являются направления **StCor** (у *Agraulos* **StCor** сходящиеся, а у *Proamprux* — расходящиеся) и положение внешнего края **VI** (у *Agraulos* **VI** примыкают к средней части **Pal**, а у *Proamprux* — к переднему краю **Pal**). Не очень ясно, как выдержан последний признак, поскольку сохранность экземпляров часто не позволяет его определить. Направления **StCor** довольно важный признак, но есть сомнения в его достаточности для признания самостоятельности рода *Proamprux*.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний кембрий Швеции, Чехии, Испании, России, Канады.

Agraulos aff. *difformis* (Angelin), 1851

Табл. III, фиг. 12, табл. IV, фиг. 6

З а м е ч а н и я . Данные экземпляры отличаются гораздо более вытянутым вперед, треугольно округленным передним краем Cr и более равномерно выпуклой Cor (у *difformis* обычно наблюдается заметный перепад между Ar и A). Кранидии из скважины сходны с некоторыми Cr, опубликованными как *A. difformis* (Westergård, 1953, tabl. 1, figs. 7, 8).

Материал. Гл. 998.6 м — 1 Cr (хор.), 1 Cr (неполн.), слои с *Anomocarioides*; гл. 999.6 м — 3 Cr (хор.), 2 Cr (неполн.), гл. 1001.4 м — 1 Cr (неполн.), слои с *Linguagnostus*.

СЕМЕЙСТВО ACROCEPHALITIDAE HUPÉ, 1953

Род *Acrocephalinella* M. Romanenko, 1968

Acrocephalinella sp. aff. *A. borealica* Lazarenko, 1960

Табл. II, фиг. 9

З а м е ч а н и я . Cr средних размеров ($a_1Cr = 5.0$ мм без учета шипа) с большой, сильно расширяющейся назад, округленной впереди G, приподнятыми Vcl и небольшой Cor, у которой A и Ar сливаются посередине, а переднебоковые углы резко наклонены в стороны и вниз. Сохранившееся основание шипа на Cor довольно широкое и массивное. Мускульные отпечатки на G не просматриваются.

В разрезе р. Кулюмбэ самая древняя *A. borealica* указана в верхах зоны *Maiaspis spinosa*—*Oidalagnostus trispinifer* и встречается примерно на 114 м ниже подошвы орактинской свиты (Даченко и др., 1968, Атлас, рис. 25) или на 140 м ниже подошвы стратотипа нганасанского горизонта (Розова, 1964). Эти слои относятся к верхам саамского горизонта и коррелируются с верхами зоны *Proagnostus bulbosus*. Верхние находки *A. borealica* в разрезе р. Кулюмбэ относятся к нижней части нганасанского горизонта (Розова, 1964). Экземпляр из скважины, вероятно, является одним из самых древних представителей рода, близким к *borealica*.

Материал. Гл. 810.8 м — 1 Cr (неполн.), слои с *Lejopyge*.

СЕМЕЙСТВО SOLENOPLEURIDAE ANGELIN, 1854

Род *Rina Poletaeva, 1964**Rina? mayskaya Bushuev et Makarova, 2016*

Табл. IV, фиг. 7–8, табл. VI, фиг. 5–6

З а м е ч а н и я . У некоторых экземпляров **Ar** имеет небольшое расширение в средней части, из-за чего передний край **Cr** дугообразно изогнут. Также наблюдается изменчивость в величине углубления посередине **SPg** от четкого глубокого до мелкого, слабо выраженного.

М а т е р и а л . Гл. 999.3 м – 2 **Cr** (неполн.), подошва слоев с *Anomocarioides*; гл. 1000.7 м – 1 **Cr** (хор.), гл. 1001.5 м – 2 **Cr** (плох.), гл. 1002.5 м – 1 **Cr** (неполн.), гл. 1003.6 м – 1 **Cr** (хор.), гл. 1003.8 м – 6 **Cr** (хор.), гл. 1004.0 м – 1 **Cr** (хор.), гл. 1009.1 м – 1 **Cr** (хор.), гл. 1009.3 м – 1 **Cr** (неполн.), гл. 1010.0 м – 1 **Cr** (неполн.), 1010.7 м – 1 **Cr** (хор.), 1 **Cr** (неполн.), слой с *Linguagnostus*.

Род *Parasolenopleura Westergård, 1953**Parasolenopleura siberica Makarova sp. nov.*

Табл. IV, фиг. 2

Н а з в а н и е в и д а . От географического названия Сибирь.

Г о л о т и п . **Cr**, № 2122/54, табл. IV, фиг. 2, скв. Хантайско-Сухотунгусская-1, устьбрусская свита, гл. 1004.2 м. Средний кембрий, майский ярус, слой с *Linguagnostus*.

Д и а г н о з . Передний край **Cr** сильно дугообразный, **G** очень слабо расширяется назад, почти прямоугольная, **Ar** резко расширен посередине, **SG** и **VI** отсутствуют.

О п и с а н и е . **Cr** маленькие ($a_1Cr = 1.9–2.5$ мм), трапециевидных очертаний, рельефные. **G** средней величины ($a_1G = 0.58 a_1Cr$), сглаженная, очень выпуклая, почти параллельно-сторонняя, назад расширяется совсем незначительно, в целом имеет практически прямоугольное или квадратное очертание, сзади прямая, впереди немного округлена. **SD** прямые, довольно широкие и глубокие. **SPg** слабо дугообразный, более мелкий и узкий, чем **SD**, посередине иногда наблюдается углубление. **O** большой ($a_1O = 0.25–0.33 a_1G$), выпуклый, посередине массивный, значительно расширенный, несет бугорок, расположенный у самого переднего его края. **SO** угловато дугообразный, по ширине, как **SD**, но глубже, по краям иногда имеет дополнительные углубления.

Cor большая ($a_1Cor = 0.66–0.7 a_1G$), умеренно наклонена к переднебоковым углам, впереди резко дугообразно изогнутая. **A** почти плоская или слабо выпуклая, сильно наклонена от **G** вниз (примерно под углом 45°), по оси немного меньше, чем **Ar** ($a_1A \approx 0.75 a_1Ar$). **Ar** выпуклый, резко вздернут от **A** вверх, посередине значительно расширен (примерно в 2 раза), чем по краям. **SAr** слабо дугообразный, широкий, мелкий.

Bcl средней величины ($bBcl \approx 0.5 b_3G$), выпуклые, направлены от **SD** в стороны, лежат гораздо ниже **G**. **Pal** маленькие ($cPal \approx 0.3 a_1G$), уплощенные, почти не изогнутые, срединные или немного сдвинуты назад, лежат ниже **Bcl**, от которых отделены очень мелкими бороздами. **VI** отсутствуют. **P** слабовыпуклые, наружу выступают незначительно. **Tor** выпуклые, резко расширяются к краям. **StCor** сходящиеся или субпараллельные, **StPt** диагонально расходящиеся. Поверхность **Cr** шагреневая.

Абсолютные размеры, в мм:

Глубина, м	№	a_1Cr	a_1A	a_1Ar	a_1Cor	a_1G	b_1G	b_3G	b_5G	$bBcl$
1004.2	2122/54	2.5	0.3	0.4	0.7	1.4	1.0	1.3	1.3	0.7

С р а в н е н и е . Новый вид наиболее сходен с *P. cristata* (Linnarsson) (Westergård, 1953, p. 22, pl. 2, figs. 4, 5), от которого отличается почти прямоугольной, короткой, сглаженной **G**, большей величиной **Cor** и более расширяющимся посередине **Ar**, из-за чего передний край **Cr** становится сильно дугообразным, а также отсутствием **VI**. Вид *P. cristata* описан из слоев с *Paradoxides oelandicus* зоны *P. insularis* Швеции (Westergård, 1953).

М а т е р и а л . Гл. 1003.5 м – 1 **Cr** (хор.), гл. 1003.6 м – 2 **Cr** (хор.), гл. 1003.8 м – 1 **Cr** (плох.), гл. 1004.2 м – 1 **Cr** (хор.), слой с *Linguagnostus*.

?Parasolenopleura siberica Makarova sp. nov.

Табл. IV, фиг. 3

З а м е ч а н и я . **Pyg** небольшие ($a_1Pyg = 2–3$ мм), вытянуты по линии **b**, задний край полого дугообразный. **R** большой, выпуклый, сильно возвышается над **Pn**. Назад **R** слабо сужается, и только в самой задней части сужение становится более резким. Наблюдаются три равновеликих **Mb** и **Fin**. **Mb₁** выпуклый, отделен от **Mb₂** глубокой и широкой бороздой. **Mb₂** и **Mb₃** слабовыпуклые, отделены очень мелкими узкими бороздами. **Fin** небольшой, посередине имеет

слабую вмятину, протягивающуюся вдоль оси. **SPyg** умеренной ширины, мелкие, слабо сходящиеся назад. Боковые участки **Pn** субтреугольные, вытянутые по **b**, от **R** направлены в стороны и немного вниз, разделены на три слабовыпуклые плевры очень мелкими прямыми бороздами, которые немного не дотягиваются до заднего края **Pyg**. Поверхность **Pyg** шагреневая.

Для некоторых видов рода *Parasolenopleura* были опубликованы полные дорсумы (Westergård, 1953). Их **Pyg** близки **Pyg** из нашей коллекции. Для *P. siberica* полного дорсума не найдено, поэтому нет достоверных данных, что приведенные **Pyg** принадлежат этому виду. По этой причине они отнесены к *P. siberica* под вопросом.

М а т е р и а л . Гл. 1001.0 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1003.0 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1003.4 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1003.5 м – 1 **Pyg** (хор.), гл. 1003.6 м – 1 **Pyg** (хор.), слои с *Linguagnostus*.

СЕМЕЙСТВО SATILLICERPHALIDAE RAYMOND, 1938

Род *Onchonotellus* Lermontova, 1951

Onchonotellus arealis Makarova sp. nov.

Табл. III, фиг. 5

На з в а н и е в и д а . От *areala* *lat.* – площадка.

Г о л о т и п . **Cr**, № 2122/35, табл. III, фиг. 5, скв. Хантайско-Сухотунгусская-1, устьбрусская свита, гл. 998.2 м. Средний кембрий, майский ярус, слои с *Anomocarioides*.

Д и а г н о з . **G** сглаженная, сужается вперед, яйцевидная, ее передняя часть заостренно округлена, **A** довольно большая, четко выраженная, **Ar** валиковидный, равномерно расширенный, короткий (по **b**) и резко наклонен к переднебоковым углам, **Bcl** выпуклые, очень широкие (заметно превышают $1/2 b_3G$), **Pal** срединные, **Fix** резко наклонены вниз, поверхность **Cr** мелкогранулированная.

О п и с а н и е . **Cr** небольшой ($a_1Cr = 4.8$ мм), выпуклый, передний край короткий (по **b**), почти прямой, резко наклонен к переднебоковым углам. **G** большая, очень выпуклая, сглаженная, сужается вперед, где заостренно округлена, сзади почти прямая. **SD** умеренной ширины, глубокие, равномерно сходятся вперед и постепенно сужаются, а перед **G** становятся очень мелкими, слабо прослеживающимися. **SO** глубокий, слабо дугообразный. **O** довольно большой, выпуклый, посередине расширен, срединный бугорок выражен неявно. **Cor** узкая по оси, четко разделена на **A** и **Ar**. **A** слабовыпуклая, резко

(почти вертикально) наклонена от **G** вниз. **Ar** валикообразный, равномерно расширенный (т.е. по бокам почти не сужается), по оси в 2 раза превышает **A**, по **b** короткий, резко наклонен к переднебоковым углам. **Ar** от **A** направлен субгоризонтально вперед. **SAr** четкий, умеренной ширины и глубины, по бокам опускается вниз, но в проекции почти прямой. **Bcl** равномерно умеренно выпуклые, очень широкие ($bBcl = 0.57 b_3G$), от **G** наклонены вниз. **Pal** очень маленькие ($cPal = 0.2 a_1G$), срединные, отделены от **Bcl** мелкими, слабо заметными бороздами. **P** большие, имеют такую же выпуклость, как и **Bcl**, наклонены (как бы подвернуты) вниз. В целом **Fix** резко наклонены вниз. **StCor** слабо сходящиеся, **StPt** субпараллельные или слабо расходящиеся. Поверхность **Cr** мелкогранулированная.

Абсолютные размеры, в мм:

Глубина, м	№	a_1Cr	a_1A	a_1Ar	a_1Cor	a_1G	b_3G	b_5G	$bBcl$	$cPal$
998.2	2122/35	4.8	0.2	0.4	0.6	3.5	2.6	2.8	1.5	0.7

С р а в н е н и е . От типового вида *Onchonotellus subcinctus* (Lermontova), 1951 из Центрального Казахстана (Лермонтова, 1951, с. 22, табл. V, фиг. 4, 5, 5a) новый вид отличается сужающейся, заостренно округленной впереди **G**, наличием **A**, более узким, менее выпуклым и массивным **Ar**, а также гораздо менее выпуклыми **Bcl**.

От других видов рода *Onchonotellus* новый вид отличается прежде всего наличием четкой **A** и более широкими **Bcl**, которые заметно превышают $1/2 b_3G$ (обычно у представителей *Onchonotellus* $bBcl \leq 0.5 b_3G$). По наличию **A** новый вид сходен с *O. porrectus* Ogienko, 2001 (Огиенко, Гарина, 2001, табл. 32, фиг. 7–9) и *O. siligiricus* Solovjev, 1988 (Соловьев, 1988, с. 62, табл. VII, фиг. 10, 11). От *O. porrectus* отличается более отчетливо выраженной и широкой **A**, равномерно расширенным **Ar**, который резко наклонен к переднебоковым углам, отсутствием **SG**, более широкими **Bcl** и очень мелко гранулированной поверхностью. От *O. siligiricus* отличается заметно более выпуклой, яйцевидной **G**, которая впереди заостренно округлена, меньшей величиной **Cor** по оси, равномерно расширенным **Ar**, срединным положением **Pal** и более резко подогнутыми вниз **Fix**.

М а т е р и а л . Гл. 998.2 м – 1 **Cr** (хор.), слои с *Anomocarioides*.

ОТРЯД ASAPHIDA SALTER, 1864

СЕМЕЙСТВО ANOMOCARIDAE POULSEN, 1927

Род *Anomocarioides* Lermontova, 1940*Anomocarioides* sp.

Табл. III, фиг. 2

З а м е ч а н и я . Представители рода *Anomocarioides* встречаются в скважине на нескольких уровнях в интервале мощностью около 70 м. Наиболее молодой пигидий (гл. 927.9 м) близок к виду *A. tersus* Rosova, 1964, но представлен только противоположатком, поэтому определен в открытой номенклатуре. *A. tersus* описан из низов селькупского горизонта разреза р. Кулюмбэ (Розова, 1964). Чуть выше интервала распространения *A. tersus* в слоях селькупского горизонта начинает свое развитие *Anomocarina* cf. *splendens* (Розова, 1964). В скв. Хантайско-Сухотунгусская-1 наблюдается та же последовательность: на гл. 927.9 м — *Anomocarioides* sp., близкий к *A. tersus*, а на гл. 926.2 м — *Anomocarina* cf. *splendens*.

М а т е р и а л . Гл. 927.9 м — 1 **Pyg** (противоотпечаток), гл. 951.0 м — 1 **Pyg** (неполн. с противоположатком), гл. 998.2 м — 1 **Pyg** (плох.), гл. 999.3 м — 1 **Pyg** (неполн.), слои с *Anomocarioides*.

Род *Pseudanomocarina* N. Tchernysheva, 1956*Pseudanomocarina falcata* Makarova sp. nov.

Табл. VI, фиг. 10

Название вида. От *falcatus* *lat.* — серповидный.

Г о л о т и п . **Cr**, № 2122/69, табл. VI, фиг. 10, скв. Хантайско-Сухотунгусская-1, устьбрусская свита, гл. 1010.8 м. Средний кембрий, майский ярус, слои с *Linguagnostus*.

Д и а г н о з . Передний край **Cr** сильно дугообразный, **G** короткая, значительно округлена впереди, **Ar** слабывыпуклый, серповидный (дугообразно изогнутый, посередине резко расширен, к бокам сужается), **A** отчетливо выражена, **SAr** широкий (по оси), **Pal** умеренно изогнутые, **SPg** и **SPal** очень мелкие, почти не прослеживаются.

О п и с а н и е . **Cr** небольшой ($a_1Cr = 3.3$ мм), незначительно вытянут по оси. **G** средних размеров ($a_1G = 0.57 a_1Cr$), умеренно выпуклая, параллельно-сторонняя ($b_1G \approx b_3G \approx b_5G$), впереди сильно округлена и практически неотделима от **Cor**, поскольку **SPg** чрезвычайно мелкий, слабо намеченный. Две пары **SG** выражены в виде

мелких коротких косых вмятин. **SD** прямые, довольно узкие и мелкие. **O** небольшой ($a_1O = 0.15 a_1G$), очень слабо выпуклый, немного расширен посередине. **SO** почти прямой, по бокам по ширине и глубине, как **SD**, а посередине становится совсем мелким, почти исчезает.

Cor небольшая ($a_1Cor = 0.47 a_1G$), в целом слабывыпуклая, но заметно наклонена к переднебоковым углам, впереди резко дугообразно изогнутая, разделена на узкую **A** и гораздо больший по величине **Ar** ($a_1A \approx 0.28 a_1Ar$). **A** уплощенная, направлена от **G** вперед и вниз. **Ar** слабывыпуклый (основная выпуклость наблюдается в средней части **Ar**, а передний край более уплощенный), серповидный (то есть имеет изогнутые и передний, и задний края, посередине резко расширен), направлен от **A** вперед. **SAr** дугообразный, широкий, мелкий.

Bcl очень узкие ($bBcl = 0.26 b_3G$), уплощенные, от **SD** направлены в стороны. **Pal** большие ($cPal = 0.52 a_1G$), плоские, умеренно изогнутые, широкие по **b** (составляют примерно 1/2 **bBcl**), немного сдвинуты назад. Передние и задние концы **Pal** довольно близко подходят к **G**. **VI** отсутствуют. **SPal** мелкие, слабо прослеживаются. **StCor** резко расходящиеся. Поверхность **G** мелкогранулированная, остальные части **Cr** — практически гладкие.

Абсолютные размеры, в мм:

Глубина, м	№	a_1Cr	a_1A	a_1Ar	a_1Cor	a_1G	b_1G	b_3G	b_5G	$bBcl$	$cPal$
1010.8	2122/69	3.3	0.2	0.7	0.9	1.9	1.4	1.5	1.55	0.4	1.0

С р а в н е н и е . От типового вида *P. plana* N. Tchernysheva, 1956 (Чернышева, 1961, с. 188, табл. XXII, фиг. 1–10) отличается сильно дугообразным передним краем **Cr**, более короткой **G**, более выпуклым и серповидным **Ar**, который не имеет утолщения на своем переднем крае, гораздо менее выраженными **SPal** и менее изогнутыми **Pal**.

От вида *P. horrida* N. Tchernysheva, 1961 (Чернышева, 1961, с. 195, табл. XXIII, фиг. 1–4) новый вид отличается более короткой и округленной впереди **G**, несущей слабые **SG** (у *P. horrida* **G** притуплена впереди, килеватая и имеет четкие **SG**), серповидным **Ar**, менее выраженными **SPal**, а также наличием грануляции только на **G**. От вида *P. aojiformis* N. Tchernysheva, 1956 (Чернышева, 1961, с. 191, табл. XXIII, фиг. 10–15) отличается большей величиной **Cor**, серповидным, равномерно слабо выпуклым **Ar** (у *P. aojiformis* на **Ar** обычно проходит желобок), большей величиной

А (у голотипа *P. aojiformis* предглабелная часть **А** отсутствует, а у других экземпляров заметен только просвет), более широким **SAr**, более короткой и округленной впереди **G**, гораздо менее выраженными **SPg** и **SPal**, менее изогнутыми **Pal**.

З а м е ч а н и я. Вероятно, к *P. falcata* принадлежит кранидий, определенный как *P. aff. plana* из зоны *Tomagnostus fissus*—*Acadoparadoxides sacheri* оленекской свиты скв. 204 (Пегель и др., 2016, табл. 21, фиг. 1).

М а т е р и а л. Гл. 1010.8 м — 1 **Cr** (хор.), слои с *Linguagnostus*.

ОТРЯД CORYNEXOSCHIDA KOBAYASHI, 1935

СЕМЕЙСТВО CORYNEXOSCHIDAE ANGELIN, 1854

Род *Corynexochus* Angelin, 1854

Corynexochus aff. tersus Lazarenko, 1960

Табл. V, фиг. 4–5, табл. VI, фиг. 2

З а м е ч а н и я. Кранидии из скважины отличаются от голотипа *C. tersus* Lazarenko, 1960 из зоны *Pseudanomocarina*—*Paradoxides hicksi* оленекской свиты разреза р. Оленек (Крыськов и др., 1960, табл. 50, фиг. 10) большей величиной **Bcl** (по **b**) и наличием заметного расстояния между **Pal** и **SD** (у голотипа *tersus* передние концы **Pal** дотягиваются до **SD**). Наибольшее сходство рассматриваемые **Cr** проявляют с **Cr** из слоев оленекской свиты скв. С-203, отнесенных к зоне *Tomagnostus fissus*—*Acadoparadoxides sacheri* майского яруса (Пегель и др., 2016, с. 56, табл. 13, фиг. 14). **Pyg** *C. aff. tersus* имеют узкий, заостренный сзади **R**.

М а т е р и а л. Гл. 1004.0 м — 3 **Pyg** (хор.), гл. 1004.2 м — 1 **Pyg** (хор.), гл. 1005.5 м — 1 **Pyg** (хор.), гл. 1007.8 м — 1 **Cr** (уд.), гл. 1009.0 м — 2 **Cr** (хор.), гл. 1010.2 м — 1 **Pyg** (хор.), гл. 1011.0 м — 1 **Cr** (неполн.), слои с *Linguagnostus*.

ОТРЯД UNCERTAIN

СЕМЕЙСТВО UNCERTAIN

Род *Toxotiformis* Makarova, 2022

Toxotiformis tchopkiensis Makarova sp. nov.

Табл. II, фиг. 10

Н а з в а н и е вида. От названия р. Чопко.

Г о л о т и п. **Cr**, № 2122/26, табл. II, фиг. 10, скв. Хантайско-Сухотунгусская-1, чопкинская

свита, гл. 817.2 м. Средний кембрий, майский ярус, слои с *Lejoryge*.

Д и а г н о з. **G** почти прямоугольная, узкая, значительно вытянута по оси, **SG** две пары, **Cor** небольшая, **Cr** слабовыпуклый, **SPg** очень четкий, на **P** присутствуют бугорки.

О п и с а н и е. **Cr** очень маленький ($a_1Cr = 1.0$ мм), рельефный. **G** прямоугольных очертаний, узкая, значительно вытянута по оси, с прямыми передним и задним краями, выпуклая, боковые стороны отвесно опущены вниз. **SG** две пары, в виде очень коротких, прямых насечек. **SPg** очень четкий, глубокий, средней ширины, хорошо отделяет **G** от **Cor**. **SD** прямые, широкие, умеренной глубины. **O** очень большой ($a_1O = 0.33 a_1G$), посередине значительно расширен, слабовыпуклый, от **G** направлен назад (не вздернут). **Cor** небольшая ($a_1Cor = 0.5 a_1G$), в целом наклонена вперед и вниз. **Cr** слабовыпуклый, очень слабо обособлен, так как депрессии почти не выражены. Наивысшая точка **Cr** заметно ниже наивысшей точки **G**. **Tm** слабовыпуклые, назад к **Bcl** наклонены гораздо более резко, чем вперед. В целом выпуклость **Tm** обусловлена округленным перегибом поверхности на месте перехода к резко пониженным **Bcl**. Узкий лентовидный **Ar** очень слабо обособляется и представляет собой небольшое уплощение переднего края **Cor**. **SAr** в виде слабого перегиба поверхности. **Bcl** немного меньше величины **G** на уровне **Pal** ($bBcl = 0.83 b_3G$), возле **G** плоские и направлены в стороны, а затем резко поднимаются к **Pal**, в продольном направлении — к **Tm**. **Pal** очень маленькие, расположены на вершине **Bcl**. **P** почти плоские, сильно выступают наружу, около основания **G** несут довольно большие, выпуклые, округлые бугорки. **StCor** субпараллельные. **Cr** мелкогранулированный.

Абсолютные размеры, в мм:

Глубина, м	№	a_1Cr	a_1A	a_1Ar	a_1Cor	a_1G	b_1G	b_3G	b_5G	$bBcl$
817.2	2122/26	1.0	0.2	0.05	0.25	0.5	0.3	0.3	0.32	0.25

С р а в н е н и е. От типового вида *T. venustus* (Lazarenko), 1968 из разреза р. Кулюмбэ (Лазаренко, Никифоров, 1968, табл. III, фиг. 6; Макарова, 2022, табл. 6, фиг. 1–6) новый вид отличается удлиненной, прямоугольной, расчлененной **G**, гораздо меньшей величиной **Cor**, составляющей 1/2 от a_1G (у *venustus* $a_1Cor \approx a_1G$), гораздо менее выпуклым и обособленным **Cr**, четким и глубоким **SPg**, наличием бугорков на **P** и гранулированной поверхностью.

От наиболее близкого вида *T. tuberculatus* Макарова, 2022 (Макарова, 2022, табл. 7, фиг. 10) из среднекембрийских слоев р. Котуй отличается более узкой, удлинённой и прямоугольной **G**, двумя (а не тремя) гораздо более короткими **SG**, меньшей величиной **Cor** (у *tuberculatus* $a_1\text{Cor} = 0.75 a_1\text{G}$), менее выпуклым и обособленным **Sp**, наличием бугорков на **P** и мелкогранулированной поверхностью.

З а м е ч а н и я. Виды рода *Toxotiformis* встречаются в разнофациальных отложениях переходных слоев среднего–верхнего кембрия: от низов сахайского горизонта до нижней части тавгийского горизонта (Макарова, 2022). *T. tchopkiensis* sp. nov., вероятно, является самым древним представителем рода.

М а т е р и а л. Гл. 817.2 м – 1 **Cr** (неполн.), слои с *Lejopyge*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе скважины Хантайско-Сухотунгуская-1 установлено пять свит: чопкинская, устьбрусская, шумнинская, краснопорожская и сухарихинская. В верхних трех свитах встречен довольно представительный комплекс трилобитов, а в самых верхах краснопорожской свиты найден один вид. Верхнекембрийская часть скважины (средняя часть чопкинской свиты) соответствует подразделениям, выделенным в естественном разрезе р. Чопко, в котором средне- и нижнекембрийские толщи скрыты под четвертичными отложениями. В основании омнинского региояруса в скважине, как и в естественном разрезе, встречены представители вида-индекса *Glyptagnostus reticulatus*, по появлению которого проводится подошва верхнего отдела кембрия МСШ и ОСШ России. В подстилающих отложениях, вскрытых скважиной, установлена зона *G. stolidotus*, являющаяся верхней зоной среднего кембрия во многих регионах мира. Таким образом, скважина Хантайско-Сухотунгуская-1 выполнила одну из важных стратиграфических задач региона – вскрыла в едином сечении переходные слои среднего–верхнего кембрия, позволила установить палеонтологически охарактеризованное биостратиграфическое подразделение (зону *G. stolidotus*), которое непосредственно подстилает нижнюю зону *G. reticulatus* стратотипа омнинского региояруса, и сделала этот региоярус полностью валидным.

Нижележащие слои среднего и нижнего кембрия отнесены к слоям с фауной: нижняя часть

чопкинской свиты – к слоям с *Tomagnostella sulcifera*, слоям с *Lejopyge* и основание свиты – к верхам слоев с *Anomocarioides*; устьбрусская свита в большей части отнесена к слоям с *Anomocarioides*, а низы – к слоям с *Linguagnostus*; основная часть шумнинской свиты и самые верхи краснопорожской свиты относятся к слоям с *Pagetiellus porrectus*. Стратиграфическое положение самых верхов шумнинской свиты не до конца ясно. На наш взгляд, наиболее вероятно наличие стратиграфического перерыва между устьбрусской и шумнинской свитами, последняя из которых в полном объеме относится к ботомскому ярусу, а отложения тойонского и амгинского ярусов отсутствуют.

Из среднекембрийских слоев скважины описано 5 новых видов трилобитов. Проведена корреляция отложений, вскрытых скв. Хантайско-Сухотунгуская-1, с основными непрерывными разнофациальными разрезами кембрия Сибири и Казахстана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Даценко В.А., Журавлева И.Т., Лазаренко Н.П., Попов Ю.Н., Чернышева Н.Е. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1968. 242 с.
- Демокидов К.К., Лазаренко Н.П. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики. Л.: Недра, 1964. 288 с.
- Егорова Л.И., Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы. Западное Прианбарье. М.: Недра, 1969. 408 с.
- Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я., Пегель Т.В., Савицкий В.Е., Сухов С.С., Чернышева Н.Е. Майский ярус стратотипической местности (средний кембрий юго-востока Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 145 с.
- Ергалиев Г.Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1980. 212 с.
- Ергалиев Г.Х., Ергалиев Ф.Г. Агностиды среднего и верхнего кембрия Аксайского государственного геологического заказника в Южном Казахстане (р. Кыршабакты, г. Малый Каратау). Часть I. Алма-Ата: Гылым, 2008. 376 с.
- Крыськов Л.Н., Лазаренко Н.П., Огиенко Л.В., Чернышева Н.Е. Новые раннепалеозойские трилобиты Восточной Сибири и Казахстана // Новые виды древнейших

растений и беспозвоночных СССР. Ч. II. М.: Недра, 1960. С. 211–255.

Лазаренко Н.П., Гогин И.Я., Пегель Т.В., Сухов С.С., Абаимова Г.П., Егорова Л.И., Федоров А.Б., Раевская Е.Г., Ушатинская Г.Т. Экскурсия 16. Кембрийская стратиграфия северо-восточного обрамления Сибирской платформы и потенциальные стратотипы нижних границ предлагаемых чекуровского и нелегерского ярусов верхнего отдела кембрия в разрезе огоньорской свиты по р. Хос-Нелегэ, определяемые уровнями первого появления (FAD) *Agnostotes orientalis* и *Lotagnostus americanus* // Кембрий Сибирской платформы. Кн. 2. Северо-восток Сибирской платформы. Москва–Новосибирск: ПИН РАН, 2008. С. 60–140.

Лазаренко Н.П., Никифоров Н.И. Комплексы трилобитов из отложений верхнего кембрия р. Кулюмбэ (северо-запад Сибирской платформы) // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1968. Вып. 23. С. 20–80.

Лермонтова Е.В. Класс трилобиты. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. М.–Л.: Гостеол-издат, 1940. С. 112–162.

Лермонтова Е.В. Верхнекембрийские трилобиты и брахиоподы Боше-Куля. М.: Гостеол-издат, 1951. 49 с.

Макарова А.Л. Трилобиты рода *Toxotiformis* gen. nov. из среднего–верхнего кембрия Сибирской платформы и прилегающих территорий // Палеонтол. журн. 2022. № 4. С. 37–47.

Макарова А.Л., Бушуев Е.В. Агностидные среднекембрийские трилобиты чайской свиты из Усть-Майской скв. 366 (юго-восток Сибирской платформы) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. Т. 26. № 2. С. 10–26.

Огиенко Л.В., Гарина С.Ю. Стратиграфия и трилобиты кембрия Сибирской платформы. М.: Научный мир, 2001. 380 с.

Опорный разрез верхнего кембрия на р. Чопко, северо-запад Сибирской платформы. Том I. Стратиграфия, литология, седиментология и условия формирования отложений. Составители Варламов А.И., Пак К.Л., Комлев Д.А., Лабеккина И.А. М.: ВНИГНИ, 2021. 168 с.

Опорный разрез верхнего кембрия на р. Чопко, северо-запад Сибирской платформы. Том II. Трилобиты, биостратиграфия и корреляция эвенийских (верхнекембрийских) отложений разреза р. Чопко. Составители Розова А.В., Варламов А.И., Макарова А.Л. М.: ВНИГНИ, 2022. 426 с.

Пегель Т.В., Егорова Л.И., Салихова А.К., Шабанов Ю.Я. Трилобиты // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 2. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. С. 27–143.

Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы (Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы)). Ред. Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021. 60 с.

Репина Л.Н., Беляева Г.В., Соколов Л.П. Новые данные по нижнему кембрию бассейна р. Шевли // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 151–161.

Розова А.В. Биостратиграфия и описание трилобитов среднего и верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1964. 148 с.

Розова А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 196 с.

Розова А.В., Розов С.Н. Трилобиты // Описание палеонтологических объектов с применением латинских термиков. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 17–133.

Соловьев И.А. Новые трилобиты из кембрия севера Сибирской платформы // Палеонтол. журн. 1988. № 3. С. 56–63.

Стратиграфия нефтеносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы Т. 2. Составители Пегель Т.В., Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я., Коровников И.В., Лучинина В.А., Салихова А.К., Сундуков В.М., Федоров А.Б., Журавлев А.Ю., Пархаев П.Ю., Демиденко Ю.Е. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 310 с.

Чернышева Н.Е. Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 347 с.

Чернышева Н.Е., Суворова Н.П., Левицкий Е.С., Аполлонов М.К. Словарь морфологических терминов и схема описания трилобитов. М.: Наука, 1982. 60 с.

Delgado J.F.N. Faune Cambrienne du Haut-Alemtejo (Portugal) // Comunicacoes dos Servicos. Geologicos de Portugal. 1904. V. 5. P. 307–374.

Naimark E.B. Hundred species of the genus *Peronopsis* Hawle et Corda, 1847 // Paleontol. J. 2012. V. 46. № 9. P. 945–1057.

- Öpik A.A.* The Mindyallan Fauna of North-Western Queensland // BMR Bull. 1967. № 74. 399 p.
- Öpik A.A.* Middle Cambrian agnostids: systematics and biostratigraphy // Australian Government Publishing Service Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bull. 1979. V. 172. 188 p. Pl. 1–67.
- Peng S., Robison R.A.* Agnostoid biostratigraphy across the Middle-Upper Cambrian boundary in Hunan, China // Palaeont. Soc. Mem. 53. 2000. V. 74. № 4. 104 p.
- Pratt B.R.* Trilobites of the Marjuman and Steptoean stages (Upper Cambrian), Rabbitkettle Formation, southern Mackenzie Mountains, northwest Canada // Palaeont. Can. 1992. № 9. 180 p.
- Robison R.A.* Middle Cambrian faunas from Western Utah // J. Paleontol. 1964. V. 38. № 3. P. 79–92.
- Robison R.A.* Agnostoid trilobites from the Henson Gletscher and Kap Stanton formations (Middle Cambrian) // North Greenland. Bull. Gronlands Geol. Unders. Copenhagen. 1994. V. 169. P. 25–77.
- Rosova A.V., Makarova A.L.* On the application of Latin terms and their indices (termixes) in the description of trilobites // Advances in Trilobite Research. Madrid: Instituto Geologico y Minero de Espana, 2008. P. 337–344.
- Sdzuy K.* Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spanien) // Senckenb. leth. 1962. V. 43. № 3. P. 181–229.
- Shergold J.H.* Classification of the trilobite *Pseudagnostus* // Palaeontology. 1977. № 20. P. 69–100.
- Šnajdr M.* Trilobiti českého středního Kambria (The trilobites of the Middle Cambrian of Bohemia) // Rozpr. Ustředn. Ustavu Geol. 1958. № 24. 280 p.
- Weidner T., Nielsen A.T.* *Agraulos longicephalus* and *Proampyx? depressus* (Trilobita) from the Middle Cambrian of Bornholm, Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2015. V. 63. P. 1–11.
- Weidner T., Nielsen A.T., Ebbestad J.O.R.* Middle Cambrian agnostoids and trilobites from the Lower Allochthon, Swedish Caledonides // Fossils and Strata. 2023. № 68. P. 1–121.
- Westergård A.H.* Agnostidae of the Middle Cambrian of Sweden // Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. 1946. № 477. P. 1–140.
- Westergård A.H.* Non-Agnostidean trilobites of the Middle Cambrian of Sweden // Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. 1953. № 526. P. 1–58.
- Whittington H., Chang W., Dean W. et al.* Systematic Descriptions of the Class Trilobita // Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. Arthropoda 1. Trilobita, revised. Ed. Kaesler R.L. Lawrence, Kansas: Univ. Kansas Press, 1997. P. 330–481.
- Zhang W., Jell P.A.* Cambrian trilobites of North China // Chinese Cambrian trilobites housed in the Smithsonian Institution. Beijing, China: Science Press, 1987. 459 p.

Рецензенты И.В. Коровников, Т.Ю. Толмачева

Trilobites and Biostratigraphy of the Cambrian Section of the Khantaysk-Sukhotungusskaya-1 Well, Northwest of the Siberian Platform

A. L. Makarova^{a, #}, A. V. Kupin^a, D. A. Komlev^a, and E. B. Bushuev^b

^aAll-Russian Research Geological Oil Institute (Novosibirsk Branch), Novosibirsk, Russia

^bIndependent researcher, Novosibirsk, Russia

[#]e-mail: makarova@vnigni.ru

Almost the entire Cambrian interval was uncovered in the Khantaysk-Sukhotungusskaya-1 well. Five Formations have been established in the well: Chopko, Ust-Brus, Shumnaya, Krasnoporozhskaya, Sukharikha. Their deposits belong to the lower Tukalandian, Mokuteian and Omnian Region Stages of the Upper Cambrian (corresponding to the lower part of the Aksaian Stage and the Saksian Stage), to the Glyptagnostus stolidotus Zone, Layers with Tomagnostella sulcifera, Layers with Lejopyge, Layers with Anomocarioides, Layers with Linguagnostus of the Middle Cambrian and Layers with Pagetiellus porrectus of the Lower Cambrian. The G. stolidotus Zone established in the well is a paleontological subdivision directly underlying the stratotype of the Omnian Region Stage, which is located in the natural section of the Chopko River. Five new Middle Cambrian trilobite species have been found: Ammagnostus minutus sp. nov., Parasolenopleura siberica sp. nov., Onchonotellus arealis sp. nov., Pseudanomocarina falcata sp. nov., Toxotiformis tchopkiensis sp. nov.

Keywords: Omnian Region Stage, Chopko River section, correlation of different facies deposits of Siberia and Kazakhstan

УДК 551.736.1:561

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ РАСТЕНИЙ ЮЛДЫБАЕВО (КУНГУРСКИЙ ЯРУС НИЖНЕЙ ПЕРМИ; РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН, РОССИЯ) И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМЕ КУНГУРСКИХ ФИТООРИКТОЦЕНОЗОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2025 г. С. В. Наугольных¹, Н. Б. Кузнецов^{1, 2}, С. Д. Полина⁴, К. И. Данцова^{2,*}, Т. В. Романюк³, С. Ю. Колодяжный¹

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва

²Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет)

им. И.М. Губкина, Москва

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва

⁴ООО “Петротрейс”, отдел геологии Департамента Интегрированных проектов, Тюмень

*e-mail: kristinadantsova@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.11.2023 г.

После доработки 22.04.2024 г.

Принята к публикации 05.04.2024 г.

Статья посвящена характеристике юлдыбаевского флористического комплекса Башкирии, имеющего раннепермский (кунгурский) возраст и включающего в свой состав ряд представителей пермских споровых и голосеменных растений, характерных для раннепермского этапа флорогенеза Западной Ангариды. Приведены общие сведения о региональной геологии и стратиграфии южного сегмента восточного борта позднепалеозойского Предуральского краевого прогиба. Дана подробная характеристика юлдыбаевского флористического комплекса, включающего в свой состав представителей хвощевидных, птеридоспермов (лигиноптеридофитов), гинкгофитов, войновскиевых и хвойных. Проанализированы основные тенденции в эволюции раннепермской флоры Западной Ангариды. Приведены представления авторов о палеогеографических и палеоклиматических условиях произрастания юлдыбаевской флоры.

Ключевые слова: Приуралье, стратиграфия, корреляция, пермская система, кунгурский ярус, филипповский горизонт, птеридофиты, голосеменные

DOI: 10.31857/S0869592X25010037, EDN: VAEVSC

ВВЕДЕНИЕ

Позднепалеозойский Предуральский краевой прогиб – это крупный структурный элемент Западного Приуралья, вытянутый в близмеридиональном направлении вдоль современных Уральских гор более чем на 2000 км (см. недавний обзор в (Кузнецов и др., 2018)). Прогиб парагенетически связан с расположенным к востоку от него Уральским позднепалеозойским орогеном и выполнен верхнепалеозойскими толщами.

На Южном Урале комплекс выполнения прогиба без признаков структурного несогласия залегает на комплексах Западноуральской мегазоны, разрез которых начинается здесь терригенными толщами среднего ордовика (набулинская свита и ее аналоги), а местами с верхней части нижнего девона (такатинская свита и ее аналоги), и представлен в основном толщами карбонатных пород до франского яруса включительно (Мизенс, 1997; Пучков, 2000, 2010). Осадочный бассейн, в котором шло накопление ранне- и среднепалеозойских преимущественно

осадочных толщ, можно охарактеризовать как “перикратонный” окраинный прогиб (Муратов, 1972), сформированный в периферической части континента – области с платформенным стилем строения.

В целом Предуральский краевой прогиб имеет ярко выраженное асимметричное современное и палеотектоническое строение. Палеотектоническая асимметрия внутреннего строения прогиба была подмечена еще в работах В.Е. Руженцева (1948) и выражена в следующем. На восточном, приближенном к Уралу, борту прогиба в позднем палеозое (на юге прогиба, начиная с фаменского века и до кунгурского века включительно) шло накопление в основном флишевых и флишеидных толщ терригенно-глинистого и терригенно-глинисто-карбонатного состава. Подчиненную роль здесь (на восточном борту прогиба) играют карбонатные толщи и толщи, имеющие в разной степени выраженное хаотическое внутреннее строение, а также толщи, во внутреннем строении которых участвуют пачки эвапоритов (в южной части прогиба) и угленосных образований (в северной части прогиба). Для осевой части прогиба характерно то, что здесь в обстановке депрессионной зоны происходило относительно глубоководное осадконакопление. На западном крыле прогиба была расположена цепь барьерных рифов. Эти рифы маркировали собой флексурный перегиб, отделяющий прогиб от восточных краевых частей структур с платформенным стилем строения (с юга на север): от Прикаспийской, Русской и Печорской плит.

Оценки суммарной мощности верхнепалеозойских толщ, выполняющих южный сегмент Предуральского прогиба, достигают 6 км. При этом еще на заре изучения Предуральского прогиба было подмечено (Наливкин, 1950; Пущаровский, 1959), что от древних к молодым толщам, слагающим прогиб, линия их максимальных мощностей смещается от позднепалеозойского Уральского орогена на запад – в сторону структур с платформенным стилем строения.

Асимметрия современного структурного плана Предуральского прогиба выражена в следующем. Для восточного борта прогиба характерны западновергентные покровно-складчатые дислокации (Соборнов, Бушуев, 1992; Соборнов, 2015; Соборнов и др., 2016; Исмагилов и др., 2015; Кузнецов и др., 2018), проявленные примерно на рубеже ранней и средней перми, а также тектоническое перекрытие аллохтонами, сложенными комплексами, характерными

для Западноуральской и Восточноуральской мегазон (Руженцев, 1976; Иванов и др., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010). При этом стратифицированные комплексы осевой зоны и зоны западного борта Предуральского прогиба фактически не претерпели истинных тектонических дислокаций и только на самом юге прогиба нарушены солянокупольным тектогенезом (Косыгин, 1960; Хераскова и др., 2020; Антипов и др., 2023).

В восточных зонах Предуральского краевого прогиба структурно и стратиграфически выше сложодислоцированных комплексов его выполнения с ярко выраженным структурным несогласием, а в осевой и западной зонах прогиба без признаков структурного несогласия залегает слабодислоцированная (а местами фактически недислоцированная) красноцветная верхнепермская толща. В разрезе этой толщи происходит незакономерное линзовидное чередование конгломератов, песчаников, алевролитов и мергелей. Верхнепермские красноцветы фактически непрерывно прослежены от Приуралья до центральных районов Русской плиты, где они широко представлены на современном эрозионном срезе и детально изучены во многих районах – Жуков овраг (Владимирская область; Голубев и др., 2012; Чистякова и др., 2023), Вязники (Владимирская область; Naugolnykh, 2005; Наугольных, 2006), Асташиха и Недуброво (Вологодская область; Лозовский и др., 2016; Чистякова и др., 2023), окрестности городов Тетюши и Кстово, район Горьковского водохранилища (Колодяжный и др., 2023), в бассейне р. Малая Северная Двина (Арефьев и др., 2016) и т.д.

Описанный характер строения Предуральского краевого прогиба в особенности характерен для его южного сегмента. Здесь в Башкирско-Оренбургском Приуралье комплексы восточного борта прогиба испытали по меньшей мере два этапа предпозднепермских дислокаций и со структурным несогласием перекрыты слабодислоцированной красноцветной верхнепермской толщей.

Зону развития дислоцированных предверхнепермских позднепалеозойских комплексов восточного борта южного сегмента Предуральского краевого прогиба в регионально-геологической литературе именуют Западноуральской зоной линейных складок (Перфильев, 1979; Кузнецов и др., 2018). В ее пределах фаменские, каменноугольные и пермские толщи формируют весьма сложную складчато-надвиговую структуру, представляющую собой пакет ранних сопряженных

крупноамплитудных лежащих изоклинальных складок, дислоцированных в систему сопряженных складок с крутозалегающими осевыми поверхностями, осложненных серией чешуйчатых взбросов и надвигов западной вергентности. Крайним западным элементом этой серии взбросов и надвигов на современной дневной поверхности служит Сюреньский надвиг. Этот надвиг, судя по известным сейсморазведочным материалам, с глубиной приобретает пологое залегание. Он ограничивает снизу покровно-надвиговую структуру Западноуральской зоны линейных складок, которая в целом представляет собой надвинутый к западу аллохтон (Кузнецов и др., 2018). Все остальные взбросы и надвиги, осложняющие внутреннее строение Западноуральской зоны линейных складок, по-видимому, на глубине сливаются с Сюреньским надвигом, являясь по отношению к нему опережающими разломами.

Настоящая статья посвящена краткому морфологическому описанию и определению систематической принадлежности растительных остатков, собранных в междуречье Ускалык–Ассель, а также основанному на этом обоснованию заключения о возрасте верхов подгипсовой части разреза автохтона Сюреньского надвига.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ – МЕЖДУРЕЧЬЯ УСКАЛЫК–АССЕЛЬ

Реки Ускалык и Ассель – левые притоки р. Большой Ик, впадающей справа в р. Сакмара в окрестностях г. Саракташ Оренбургской области. В рассматриваемом районе широкое распространение получили верхнепалеозойские толщи, сложенные преимущественно терригенными и карбонатными породами, при весьма подчиненной роли толщи, сложенной гипсом. Более полную информацию о стратиграфическом расчленении и структуре района можно найти в работе (Милосердова, 2011).

Верхнепалеозойские толщи в пределах междуречья Ускалык–Ассель, а также к северу и югу от этого района слагают сложно устроенную покровно-складчатую структуру. В ее пределах можно выделить три отчетливых структурных элемента (рис. 1):

(1) автохтон (относительный автохтон), сложенный гипсоносными и терригенно-глинисто-карбонатными сероцветными образованиями кунгурского яруса нижней перми;

(2) аллохтон, надвинутый на автохтон с востока по Сюреньскому надвигу, сложенный сероцветными преимущественно терригенно-карбонатными образованиями, совокупный стратиграфический разрез которых охватывает диапазон от фаменского яруса верхнего девона до сакмарского яруса нижней перми;

(3) неоавтохтон, сложенный фактически недислоцированными красноцветными глинисто-песчано-конгломератовыми молассовыми образованиями, которые мы относим к татарскому отделу верхней перми.

Стратиграфия аллохтонного комплекса

Для внутреннего строения аллохтона в пределах рассматриваемого района характерно наличие каскадов сопряженных линейных складок близмеридионального (уральского) простирания. Складчатые структуры такого же простирания распознаны и в строении автохтона.

В основании видимого разреза аллохтонного структурного комплекса здесь залегает мощная флишевая толща – зилаирская серия. Возраст зилаирской серии принят как фамен–турнэ (Пучков, 2000, 2010 и ссылки в этих работах). Поле ее распространения расположено непосредственно к востоку от рассматриваемого района. Западнее полей развития зилаирской серии и стратиграфически выше нее залегают каменноугольные образования, расчлененные на ряд свит, отнесенных, еще начиная с работ И.В. Хворовой (1961), к нижнему, среднему и верхнему отделам каменноугольной системы.

Нижекаменноугольные образования, участвующие в строении аллохтона, представлены в основном терригенными породами. В междуречье Ускалык–Ассель, как и на более широких площадях в пределах восточного борта южного сегмента Предуральского прогиба, в строении нижекаменноугольной части разреза аллохтонного комплекса выделяют иткуловскую и бухарчинскую свиты. Иткуловская свита представлена в основном аргиллитами с прослоями кремнистых известняков и песчаников. Пласты известняков мощностью до 0.2–0.8 м. Переслаивание пород сходно с таковым во флише. В известняках нередко присутствует примесь песчаного и гравийного материала. В глинистых известняках по плоскостям напластования можно встретить растительные отпечатки. Известняки изредка представлены органогенно-обломочными разностями. Общая мощность иткуловской свиты около 500 м. Разрез бухарчинской свиты представлен чередованием известняков, аргиллитов

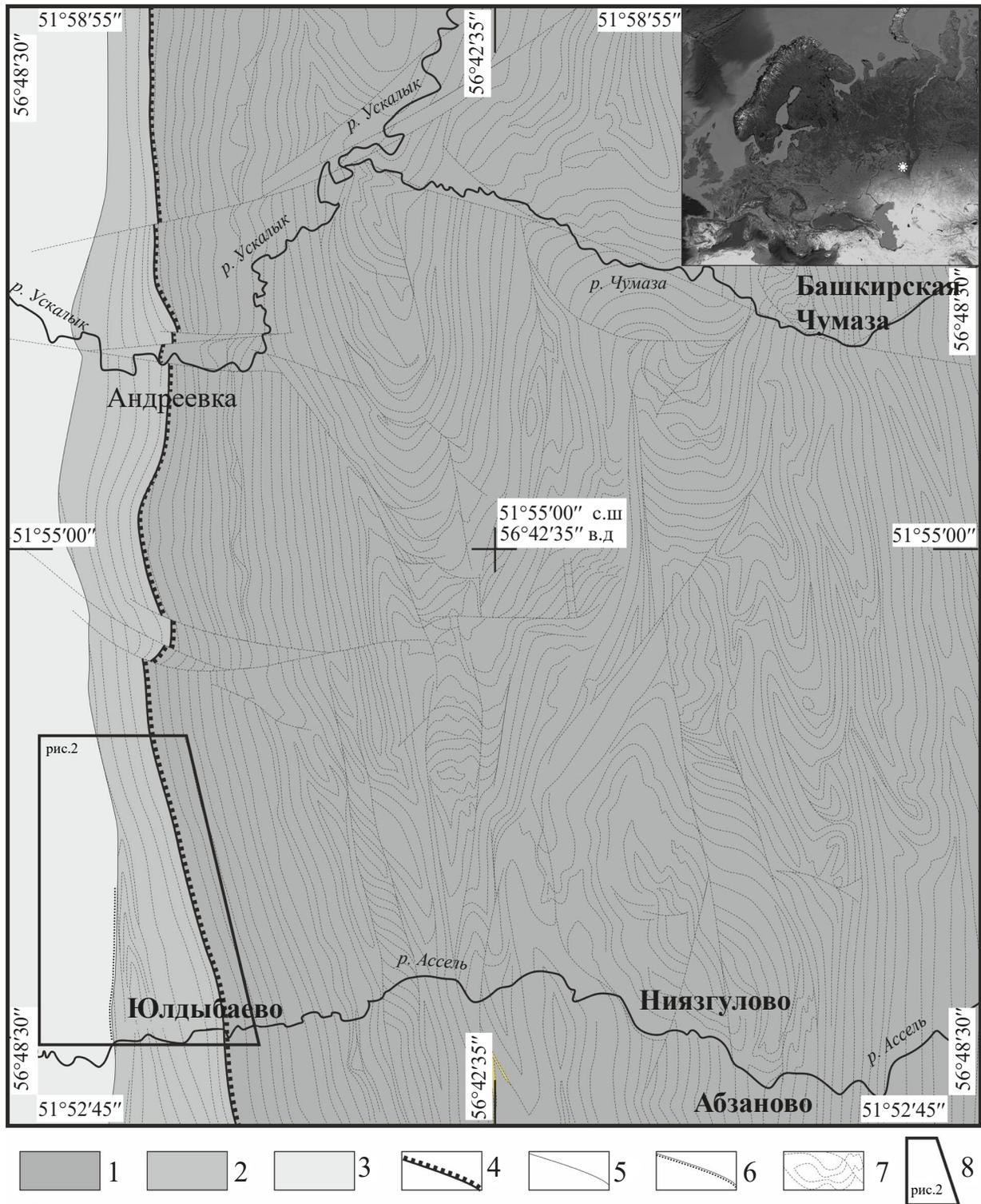


Рис. 1. Тектоническая схема района междуречья Ассель–Ускалык.

1 – аллохтонный комплекс (аллохтон), сложенный толщами, охватывающими стратиграфический диапазон от фаменского яруса верхнего девона до сакмарского яруса нижней перми; 2 – автохтонный комплекс (относительный автохтон), сложенный образованиями, отнесенными к кунгурскому ярусу нижней перми; 3 – неоавтохтонный комплекс (неоавтохтон), сложенный образованиями, отнесенными к татарскому отделу верхней перми; 4 – Суреньский надвиг; 5 – восточная граница поля распространения неоавтохтонного комплекса; 6 – подошва неоавтохтонного комплекса; 7 – структурные линии (границы стратиграфических подразделений, маркирующие горизонты, границы литологических пачек, разломы разного ранга); 8 – контуры участка, показанного на рис. 2. На врезке в левом верхнем углу – положение рассматриваемого района на изображении GoogleEarth.

и силицитов. Во многих случаях известняки на свежем сколе имеют сильный запах битума. Мощность бухарчинской свиты около 300 м.

Залегающие стратиграфически выше в разрезе аллохтонного комплекса среднекаменноугольные образования расчленены на унбетовскую, кугарчинскую и золотогорскую свиты, которые связаны между собой постепенными переходами. Свиты охарактеризованы находками разнообразных фоссилий — брахиопод, гастропод, гониатитов, мшанок, криноидей, фораминифер и т.д. — и в совокупности охватывают стратиграфический объем башкирского и московского ярусов (Пазухин, Кулагина, 2014). Разрезы свит преимущественно имеют характер флишевого переслаивания гравелитов, песчаников, известковистых алевролитов и аргиллитов. Часто верхние элементы флишевых ритмов представлены пластами известняков. На некоторых уровнях разреза флишевые пачки расслоены выдержанными по простиранию и иногда довольно мощными пачками известняков.

Разрез верхнекаменноугольных образований в строении аллохтонного комплекса имеет двучленное строение (Пазухин, Кулагина, 2014). Нижний элемент разреза известен как абзановская свита. Разрез свиты представлен в основном ритмичным чередованием песчаников, иногда гравелитистых, черных алевролитов и аргиллитов с незначительной карбонатной составляющей. В целом эта толща может быть охарактеризована как карбонатно-глинистый флиш. На некоторых уровнях в разрезе абзановской свиты присутствуют горизонты глыбового строения, которые могут быть охарактеризованы как дикий флиш. Верхний элемент — это довольно маломощный, но выдержанный по простиранию горизонт с отчетливо выраженным хаотическим внутренним строением. Со времен исследований И.В. Хворовой (1961) этот горизонт известен как зиянчуриная брекчия (олистостром).

Венчают разрез аллохтонного комплекса в междуречье Ускалык—Ассель нижнепермские образования, совокупный стратиграфический разрез которых охватывает объем ассельского и сакмарского ярусов.

Представления о структуре, т.е. о геологическом строении, полях распространения и свитном расчленении нижнепермских образований в этой части региона к настоящему времени можно считать еще окончательно не сформированными. Причины этого выходят далеко за рамки темы, которой посвящена настоящая статья, и мы их здесь не рассматриваем. Отметим

лишь то обстоятельство, что именно здесь в междуречье Ускалык—Ассель ранее был выделен ассельский ярус (Руженцев, 1954), получивший международное признание и включенный в Международную хроностратиграфическую шкалу (International..., 2023) и Общую стратиграфическую шкалу России (Общая..., 2023).

Стратиграфия автохтонного комплекса

Автохтон (относительный автохтон) залегают в лежащем крыле Суреньского надвига. В междуречье Ускалык—Ассель комплексы автохтона дислоцированы в весьма протяженную линейную антиклинальную складку — Юлдыбаевско-Ковыловскую антиклиналь (по названию деревень). Возможно, это не одна складка, а серия сопряженных сладок, амплитуда которых затухает в западном направлении, по мере удаления от фронта Суреньского надвига. В строении автохтона участвуют породы сульфатно-карбонатной толщи, представленные гипсами, ангидритами с прослоями песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков. Эти образования относятся к кунгурскому ярусу (Хворова, 1961). Общая мощность этих образований в приподошвенной части Суреньского надвига равна 200—500 м. В структуре центральных и западных зон южной части Предуральского прогиба и северных районах Прикаспийской впадины по некоторым оценкам мощность кунгурского яруса достигает 2000 м (Антипов и др., 2023 и ссылки в этой работе). В Ускалык-Ассельском междуречье в пределах поля выходов пород кунгурского яруса над пачками, сложенными гипсом, широко развиты карстовые воронки. Их наличие позволяет в условиях недостаточной обнаженности картировать поля распространения кунгурского яруса и расшифровывать их внутреннюю складчатую структуру.

Стратиграфия неоавтохтонного комплекса

В междуречье Ускалык—Ассель неоавтохтонные образования с резко выраженным структурным и стратиграфическим несогласием залегают на автохтонном структурном комплексе, сложенном сероцветными породами (в том числе гипсами и ангидритами) кунгурского яруса, и представлены фактически недислоцированными красноцветными глинисто-песчано-конгломератовыми образованиями континентального происхождения. Эти образования традиционно рассматривают как молассу. Стратиграфическое расчленение этого молассового комплекса в силу объективных причин — весьма сложная задача.

На макете государственной геологической карты 2-го поколения (Твердохлебов и др., 2001) в междуречье Ускалык—Ассель в пределах поля развития красноцветных обломочных образований, слагающих неоавтохтон, показан ареал распространения кульчумовской свиты, которая сопоставлена с вятским горизонтом, завершающим разрез татарского отдела верхней перми. Кульчумовская свита в типовом разрезе на сопредельной территории, расположенной на левом борту долины р. Сакмара примерно в 10 км ниже устья р. Большой Ик, охарактеризована редкими находками растительных остатков, минерализованных древесин, растительного детрита, а также многочисленными костными остатками тетрапод (Твердохлебов и др., 2001, 2006). Выше кульчумовской свиты в типовом разрезе с постепенным переходом залегают сходные красноцветные грубообломочные образования, отнесенные уже к нижнему триасу (Твердохлебов и др., 2001). Мощность вятских континентальных красноцветных образований в рассматриваемой части Южного Приуралья по некоторым оценкам составляет всего от 30 до 140 м (Твердохлебов и др., 2006).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЮЛДЫБАЕВО

Структурно-парагенетически связанная с висячим крылом Сюреньского надвига Юлдыбаевско-Ковыловская антиклиналь наиболее полно представлена и на сегодняшний день хорошо изучена на правом борту долины р. Ассель к северу от селения Юлдыбаево (рис. 2). Здесь антиклиналь изучена в ходе геологических маршрутов учебной геолого-съёмочной практики, которую некоторые из авторов статьи проводят для студентов факультета геологии и геофизики нефти и газа РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина (описание района практики см. в: Миросердова, 2011). Шарнир антиклинали имеет пологое залегание и ориентирован в близмеридиональном направлении. Восточное крыло антиклинали падает к востоку под углом 45° – 50° , а западное — к западу под углами до 75° – 80° . В эту антиклинальную складку дислоцирован фрагмент разреза, имеющий отчетливое трехчленное строение.

Нижний стратиграфический элемент представлен в ядре антиклинали и сложен переслаиванием сероцветных полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и фарфоровидных криптокристаллических известняков, иногда с отчетливо видимыми пластовыми

строматолитами. Видимая мощность этого фрагмента разреза более 100 м.

Выше этого фрагмента разреза на обоих крыльях антиклинали залегает пачка белых тонкослоистых заметно тектонизированных тонкокристаллических гипсов с гнездами кристаллического гипса (марьиного стекла) и разноразмерными розетками средне- и крупнокристаллического ангидрита. Мощность гипсовой пачки варьирует от 80 до 100 м. По обеим полосам выхода гипсов на крыльях антиклинали развиты карстовые воронки, которые служат надежным картировочным и дешифрировочным признаком, позволяющим оконтурить эти полосы. В наиболее широком месте (у селения Юлдыбаево) ширина антиклинали, измеренная по подошве пачки гипсов, достигает 400 м (при общей протяженности этой антиклинали почти 100 км).

Верхний элемент разреза автохтона Сюреньского надвига слагает восточное крыло Юлдыбаевско-Ковыловской антиклинали и представлен ритмичным чередованием сероцветных полимиктовых песчаников разной зернистости, алевролитов, аргиллитов, мергелей и фарфоровидных криптокристаллических известняков. Верх разреза терригенно-глинисто-карбонатной пачки срезан подошвой Сюреньского надвига. Видимая мощность этой пачки более 200 м.

В нижнем элементе разреза автохтона Сюреньского надвига нами собраны многочисленные углефицированные растительные остатки разной степени сохранности и таксономической принадлежности. Эти находки сделаны примерно в 20 м ниже подошвы гипсовой пачки, на небольшом по площади участке в 75 м к СЗ от высокой (более 20 м) черной металлической трубы в котельной на восточном краю молочно-товарной фермы, расположенной непосредственно к западу от селения Юлдыбаево. Здесь в близких окрестностях точки с координатами $51^{\circ}51'32.1''$ с.ш. и $56^{\circ}38'09.1''$ в.д., в нижней части изрытого многочисленными старыми канавами склона правого борта долины р. Ассель на поверхностях напластования известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников были собраны растительные остатки (рис. 3–6).

Изученные растительные остатки представляют собой отпечатки и сильно корродированные фитолеймы (*impressions* и *compressions*), сохранившиеся на поверхностях напластования тонкозернистых алевролитов и аргиллитов с большим количеством карбонатной составляющей. Рисунки с морфологией изученных

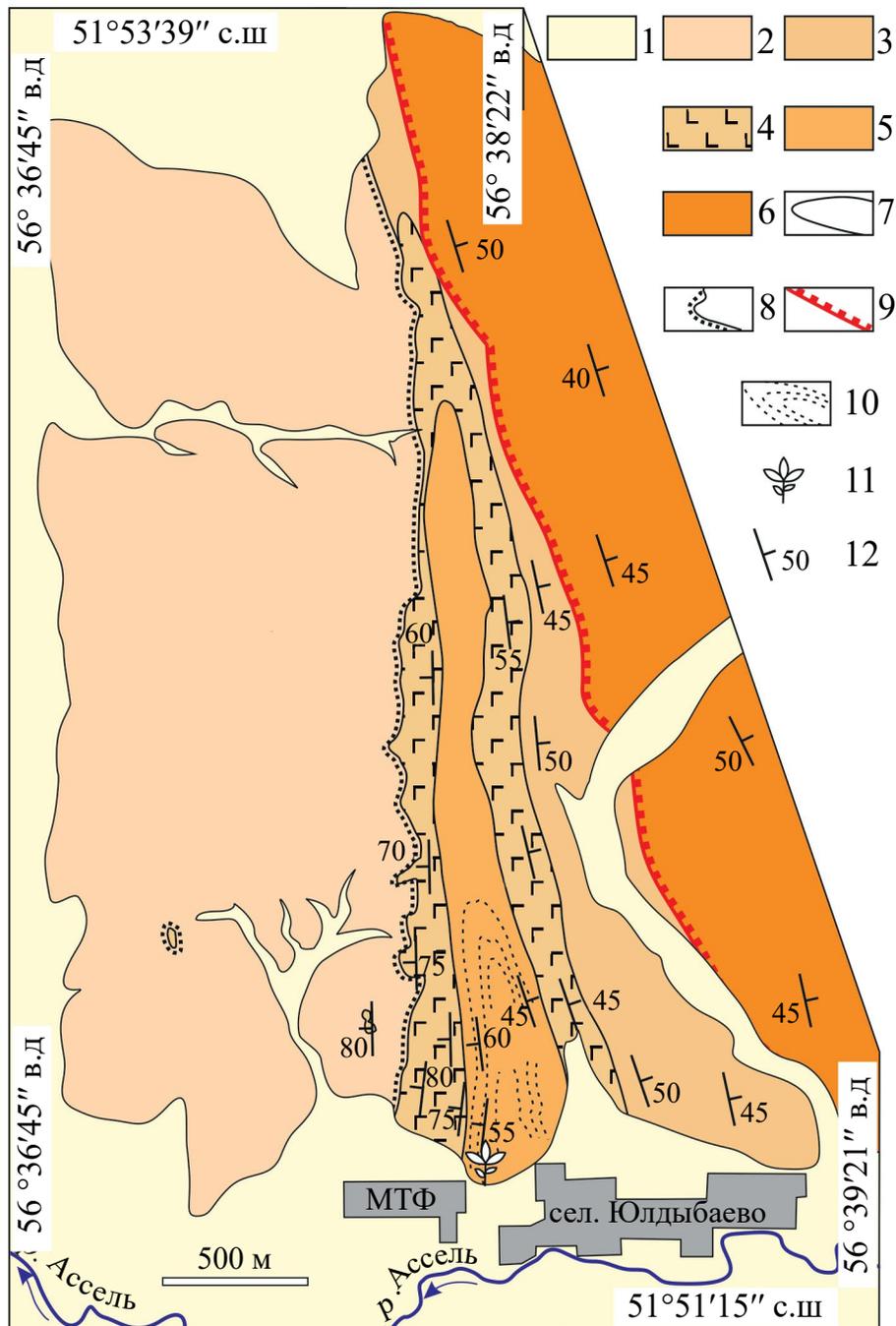


Рис. 2. Схема геологического строения Юлдыбаевской антиклинали (Юлдыбаевского фрагмента Юлдыбаевско-Ковыловской антиклинали).

1 – современные аллювиальные отложения долины р. Ассель и ее правых притоков; 2 – татарский отдел верхней перми: красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты (неоавтохтонный комплекс); 3–5 – кунгурский ярус нижней перми (автохтонный комплекс): 3 – ритмичное чередование сероцветных песчаников, алевролитов, мергелей и известняков, 4 – пачка белых гипсов; 5 – ритмичное чередование сероцветных песчаников, алевролитов, мергелей; 6 – ассельский ярус: флишоидное чередование сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков (верхи разреза аллохтонного комплекса); 7 – границы пачек (толща) в разрезе кунгурского яруса; 8 – подошва толщи красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов татарского отдела верхней перми; 9 – структурные линии – границы горизонтов и пачек в разрезе нижнего стратиграфического элемента автохтонного комплекса; 10 – структурные линии – границы горизонтов и пачек в разрезе нижнего стратиграфического элемента автохтонного комплекса; 11 – положение местонахождения изученного флористического комплекса; 12 – элементы залегания пород. МТФ – молочно-товарная ферма.

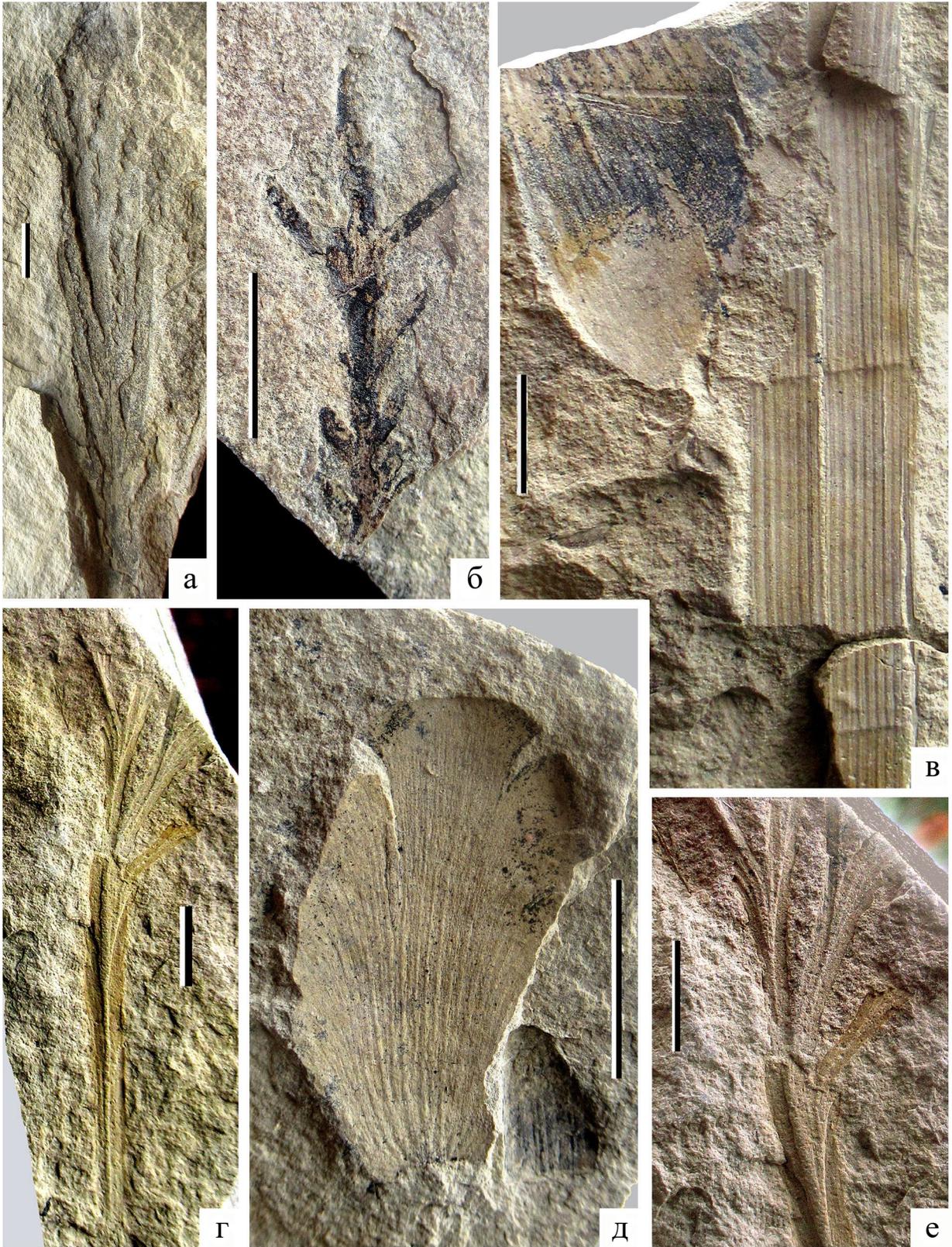


Рис. 3. Таксономический состав юлдыбаевского флористического комплекса. а – *Suararissidium* sp., облиственный побег хвойного; б – *Archaeovoltzia* sp., облиственный побег хвойного; в – *Paracalamites* sp., побег хвоевидного; г, е – *Psugmorphyllum intermedium* Naugolnykh, лист гинкгофита; д – *Lereophyllum sabanakovae* Vladimirovich, чешуевидный лист (катафилл) войновскиевого. Местонахождение Юлдыбаево. Длина масштабной линейки 1 см.

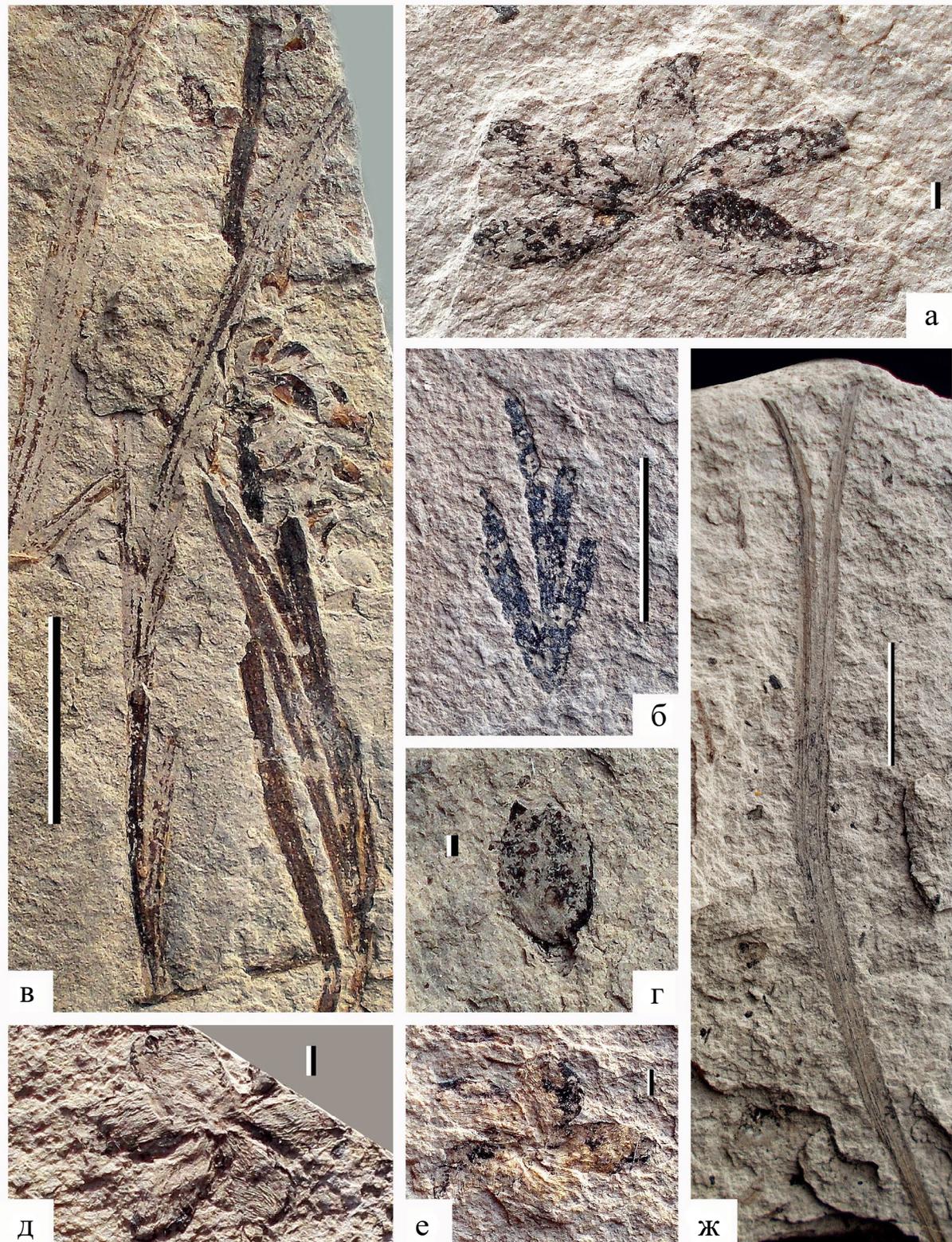


Рис. 4. Таксономический состав юлдыбаевского флористического комплекса.

а, д, е – *Permiothesa* sp., синангиатные мужские репродуктивные органы; б – *Gracilopteris lonchophylloides* Naugolnykh, сегмент последнего порядка вайи птеридосперма; в – узколинейные листья голосеменного *Incertae sedis* и предполагаемый фрагмент стробила, сходного с *Cladostrobus* sp. (Maheshwari, Meyen, 1975); г – *Carpolithes* sp., семязачаток; ж – *Dicranophyllum* (?) sp., лист голосеменного. Местонахождение Юлдыбаево. Длина масштабной линейки 1 см для рис. 4б, 4в, 4ж и 1 мм для рис. 4а, 4г, 4д, 4е.

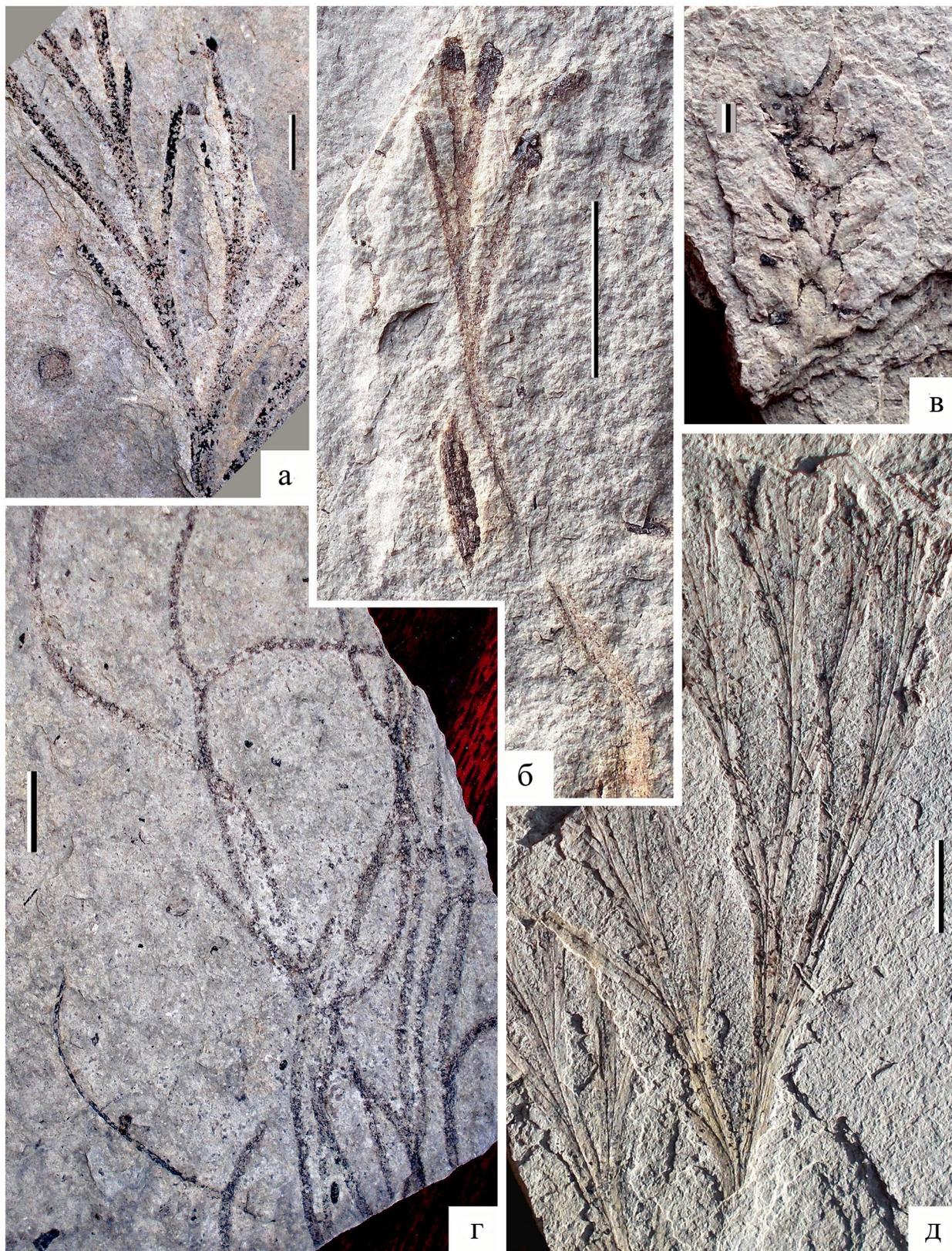


Рис. 5. Таксономический состав юлдыбаевского флористического комплекса. а, д – *Sphenobaiera kungurica* Naugolnykh, листья гинкгофита; б – *Sphenobaiera* sp., возможно, лист гинкгофита; в – *Ullmannia* sp., облиственный побег хвойного; г – *Algites* cf. *philipproviensis* Naugolnykh, скопление талломов бентосной водоросли. Местонахождение Юлдыбаево. Длина масштабной линейки 1 см для рис. 5а, 5б, 5г, 5д и 1 мм для рис. 5в.



Рис. 6. Таксономический состав юлдыбаевского флористического комплекса. Интерпретационные прорисовки по методике "Line-tracings".

а – *Suarissidium* sp., облиственный побег хвойного; б – *Archaeovoltzia* sp., облиственный побег хвойного; в – *Ullmannia* sp., облиственный побег хвойного; г, д, ж – *Permotheca* sp., синангиатные мужские репродуктивные органы; е – *Gracilopteris lonchophylloides* Naugolnykh, сегмент последнего порядка вайи птеридосперма; з – *Sphenobaiera kungurica* Naugolnykh, листья гинкгофита; и – *Psymphyllum intermedium* Naugolnykh, лист гинкгофита, продолжения сегментов листовой пластинки показаны гипотетически; к – *Lereophyllum sabanakovae* Vladimirovich, чешуевидный лист (катафилл) войновскиевого. Местонахождение Юлдыбаево. Длина масштабной линейки 1 см для рис. 6а, 6б, 6е, 6з–6к и 1 мм для рис. 6в–6д, 6ж.

растительных остатков были изготовлены по методике “Line-tracings”, позволяющей точно передать детали строения того или иного остатка. Смысл методики заключается в совмещенном использовании цифровых графических редакторов и рисунка обычной гелевой ручкой. Сначала необходимые детали фотоизображения растительного остатка отмечаются и прорисовываются с помощью гелевой ручки (можно использовать и любые другие графические средства, например перо и тушь, шариковые ручки разных цветов и т.д.), а затем полученное изображение редактируется на компьютере с разделением цветовых слоев. Возможны различные сочетания ручной графической работы и применения цифровых технологий.

Изученная коллекция растительных остатков хранится в Геологическом институте РАН. Предполагается, что после монографического описания коллекция будет передана в один из профильных естественно-научных музеев Москвы.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЮЛДЫБАЕВСКОГО ФЛОРИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Несмотря на то, что юлдыбаевский флористический комплекс, которому посвящена настоящая статья, обладает большим сходством со многими другими флорами кунгурского возраста, известными из Приуралья (Zalessky, 1937, 1939; Мейен, 1971; Naugolnykh, 2014), флора местонахождения Юлдыбаево обладает и некоторыми особенностями, которые выделяют ее из одновозрастных флор.

Как будет показано ниже, в юлдыбаевской флоре много хвощевидных и гинкгофитов; заметное место занимают хвойные, но при этом очень мало папоротников и птеридоспермов, составляющих важный компонент других флор кунгурского яруса Приуралья. Одно из возможных объяснений этого феномена приведено ниже, в разделе “Место юлдыбаевской флоры во флорогенезе Западной Ангариды”.

Альгофлора. Среди изученных растительных остатков присутствуют скопления узких лентовидных талломов, очевидно принадлежавших бентосным водорослям. На одном образце может присутствовать до девяти талломов, отходивших от общего основания. Каждый из талломов может дихотомировать один или, реже, два раза. Встречаются простые, неветвящиеся талломы. Максимальная (но неполная) наблюдаемая длина талломов равна 115 мм. Ширина талломов

варьирует от 1 до 1.5 мм. Поверхность талломов ровная. Угол расхождения ветвей при дихотомии относительно широкий, равен 60°–70°, в редких случаях до 100°. Сходные бентосные макрофитные водоросли были описаны С.В. Наугольных из нижнекунгурских (филипповский горизонт) отложений Среднего Приуралья как новый вид *Algites philippoviensis* Naugolnykh (Naugolnykh, 2017, 2020). Предварительно водоросли из юлдыбаевской флоры определены как *Algites* cf. *philippoviensis* Naugolnykh (рис. 5г).

Птеридофиты s.l., в понимании С.В. Мейена (Мейен, 1987; Meyen, 1987). Хвощевидные юлдыбаевской флоры представлены фрагментами побегов *Paracalamites* sp., с характерным для паракаламитов прямым прохождением ребер через узлы побега. Практически на всех экземплярах побегов *Paracalamites* sp. из имеющейся выборки на продольных ребрах, корреспондирующих с основной васкуляризацией побега, наблюдаются тонкие продольные желобки, расположенные вдоль ребер точно посередине. Скорее всего, эти желобки соответствуют деформации растительных тканей (в основном эпидермы) над валкулярными каналами побега юлдыбаевских хвощевидных. Средняя длина фрагментов побегов паракаламитов не превышает 12 см при максимальной ширине 2 см. В целом паракаламиты юлдыбаевской флоры идентичны или очень близки формам, известным из других районов Приуралья (Нейбург, 1964; Naugolnykh, 2002; Isaev et al., 2018). Именно эти растения дали начало хвощевидным мезозоя, первые представители которых появились в перми Ангариды и ее палеогеографического окружения (Naugolnykh, 2009; Yang et al., 2011, 2012).

Голосеменные. В юлдыбаевской флоре присутствуют чешуевидные листья с оттянутым основанием и широкоокруглой верхушкой, иногда надрезанной на лопасти. Листья этого морфологического типа в последние годы нередко относят к роду *Wattia* Matay (Пухонто, 2012), первоначально описанному из нижнепермских отложений Северной Америки. Однако, по мнению авторов настоящей статьи, листья морфологического типа “*Wattia*” в юлдыбаевской флоре, так же как и некоторые из сходных листьев из пермских флор Печорского бассейна, представляли собой чешуевидные листья, возможно почечные чешуи или катафиллы войновскиевых (Мейен, 1966). Обычно такие чешуевидные листья распределяются между морфологически близкими родами *Leporophyllum* Zalessky и *Crassinervia* Neuburg (Нейбург, 1965).

Разница между этими двумя родами заключается в строении верхушки: у *Lereophyllum* верхушка обычно оттянутая или даже приостренная, а у *Crassinervia* верхушка закругленная или лопатчатая, притупленная.

Юлдыбаевские листья этого типа при жизни растения были не уплощенными, а чашевидно вогнутыми с адаксиальной стороны и, соответственно, сильно выпуклыми с абаксиальной стороны (рис. 3в, слева вверху; 3д). Таким образом, сам лист (катафилл) при жизни растения имел форму “лодочки” с оттянутым основанием (“кормой”) и широкоокруглой или притупленной верхушкой (“носом”). Затем, после отпадения листа от несущего побега или почки по отделительному слою клеток, располагавшемуся в основании катафилла, и после последующего попадания листа в осадок, листовая пластинка под давлением вышележащего осадка рвалась по линиям механического напряжения вдоль жилок. В результате этих разрывов возникал эффект “лопастного листа”. Однако у некоторых из *Wattia*-подобных листьев, так же как и у типичных *Lereophyllum* и *Crassinervia*, действительно имелись небольшие боковые лопасти (Нейбург, 1948, табл. LXV, фиг. 4; 1965, табл. XXI, фиг. 8, 9; Мейен, 1966, табл. XV, фиг. 15–17).

Некоторые из чешуевидных листьев юлдыбаевского флористического комплекса, образующие непрерывный ряд изменчивости от *Wattia*-подобных форм до листьев морфологического типа *Lereophyllum*, конспецифичны виду *Lereophyllum sabanakovae* Vladimirovich (Владимирович, 1986, табл. 138, фиг. 7; Наугольных, 2016, табл. LIX, фиг. 8). Именно к этому виду отнесена вся выборка чешуевидных листьев войновских, имеющаяся в коллекции, находящейся в распоряжении авторов.

В юлдыбаевской флоре присутствуют фрагменты крупных ланцетовидных листьев, определенные как *Ruflogia* cf. *derzavinii* (Neuburg) S. Meyen. Скорее всего, это обычные вегетативные листья тех же войновских, которым принадлежали катафиллы *Lereophyllum sabanakovae* Vladimirovich. Листья близкого морфологического типа с дорзальными желобками также известны из пермских отложений Гондваны (McLoughlin, Drinnan, 1996), что косвенно может указывать на миграционные связи высокоширотных флор Южного и Северного полушарий в пермском периоде.

Заметную часть от общего количества растительных остатков в юлдыбаевском флористическом комплексе занимают листья гинкгофитов.

Эта группа голосеменных растений в изученном местонахождении представлена тремя видами: *Psygmorephyllum intermedium* Naugolnykh, *Ps. expansum* (Brongniart) Schimper и *Sphenobaiera kungurica* Naugolnykh.

Вид *Psygmorephyllum intermedium* известен в Приуралье в стратиграфическом интервале от саргинского горизонта артинского яруса (урминская, дивьинская и габдрашитовская свиты) до верхней части кунгурского яруса, там, где соответствующие отложения представлены терригенными фациями (Naugolnykh, 2012). Листья *P. intermedium* в имеющейся коллекции представлены как хорошо сохранившимися практически целыми экземплярами (рис. 3г, 3е, би), так и фрагментами сегментов последнего и предпоследнего порядков. Листья (возможно, филлокладии; подробнее о проблеме см.: Naugolnykh, 2012) этого вида уверенно диагностируются по характерной клиновидной форме глубоко рассеченных сегментов.

Листья *Ps. expansum*, обычно доминирующие во многих приуральских фитоориктоценозах, в изученной флоре представлены несколькими фрагментами, которые тем не менее могут быть надежно определены по форме широких сегментов и лопастей с характерным веерообразным жилкованием (Бураго, 1982).

В изученной коллекции присутствуют листья гинкгофита *Sphenobaiera kungurica* Naugolnykh, отличающиеся хорошей сохранностью и представительностью (рис. 5а, 5д, 6з). Первоначально этот вид был описан из отложений кунгурского яруса в Среднем Приуралье (Наугольных, 2016). Благодаря находкам листьев этого растения в местонахождении Юлдыбаево стало понятным, что *Sphenobaiera kungurica* также произрастала и в районах Южного Приуралья.

Помимо типичных листьев *Sphenobaiera kungurica*, в местонахождении Юлдыбаево обнаружены фрагменты глубоко рассеченных листьев с дихотомирующими сегментами, которые были определены в открытой номенклатуре как *Sphenobaiera* sp. (рис. 5б).

Из птеридоспермов (лигиноптеридофитов) в юлдыбаевской флоре пока обнаружен единственный представитель этой группы – *Gracilopteris lonchophylloides* Naugolnykh (рис. 4б). Редкость находок листьев птеридоспермов и отсутствие на текущий момент в юлдыбаевском флористическом комплексе остатков папоротников могут указывать на слабое развитие в исходной растительности среднего

катениального звена, представленного мезофильными таксонами, такими как папоротники и птеридоспермы (подробнее см. ниже).

В изученном местонахождении удалось обнаружить несколько розетковидных синангиатных мужских репродуктивных органов *Permothesa* sp. (рис. 4а, 4д, 4е, 6г, 6д, 6ж). Каждое собрание состоит из пяти или шести веретеновидных микроспорангиев. У одного из синангиев наблюдается пять удлинённых микроспорангиев (рис. 4а, 6г), но, возможно, шестой микроспорангий, располагавшийся снизу, был оторван от общего основания до попадания органа в танатоценоз. Синангиатные органы этого типа широко встречаются в пермских отложениях Приуралья (Meуen, 1982, 1984; Мейен, 1992; Krassilov et al., 1999; Naugolnykh, 2013). Исходя из ассоциативной связи, можно предположить, что эти собрания микроспорангиев могли принадлежать одному из юлдыбаевских гинкгофитов или птеридоспермов.

Среди юлдыбаевских растений есть целый ряд растительных остатков, которые могут быть отнесены к кониферофитам, то есть к хвойным в широком смысле. В коллекции присутствует один лист с дихотомирующей верхушкой и слабо выраженными продольными устьичными желобками, который предварительно был определен как *Dicranophyllum* sp. (рис. 4ж). Кроме этого, были найдены облиственные побеги хвойных, определенных как *Cuparissidium* sp. (рис. 3а, 6а), *Archaeovoltzia* sp. (рис. 3б, 6б) и *Ullmannia* sp. (рис. 5в, 6в). Побеги *Archaeovoltzia* sp. и *Ullmannia* sp. из юлдыбаевской флоры практически неотличимы от остатков представителей этих родов из местонахождений кунгурского возраста, расположенных в Среднем Приуралье.

Помимо облиственных побегов и отдельных листьев голосеменных, в местонахождении Юлдыбаево встречаются и отдельные семязачатки (рис. 4г), предварительно определенные как *Carpolithes* sp. На одном из семязачатков хорошо заметна перфорация, очевидно оставленная проколом хоботком насекомого, что подтверждает симбиотические (трофические) связи некоторых из пермских насекомых и растений (Krassilov, 2003; Khramov et al., 2022).

Необходимо отметить, что не все растения юлдыбаевской флоры на текущий момент можно уверенно определить (например, см. рис. 4в). Остается выразить надежду, что дальнейшее изучение палеоботанической характеристики кунгурских отложений этого региона позволит существенно дополнить состав юлдыбаевского

флористического комплекса и более точно определить его компоненты.

МЕСТО ЮЛДЫБАЕВСКОЙ ФЛОРЫ ВО ФЛОРОГЕНЕЗЕ ЗАПАДНОЙ АНГАРИДЫ

Непосредственный анализ положения, которое занимает юлдыбаевская флора среди пермских флор Приуралья, необходимо предварить объяснением специфики таксономического состава юлдыбаевского флористического комплекса.

С.В. Наугольных была предложена схема взаимоотношения основных типов фитоориктоценозов перми Приуралья и длины катениальных (катенарных) последовательностей исходных растительных сообществ (Наугольных, 2007). Для удобства дальнейшего обсуждения палеоэкологических особенностей юлдыбаевской флоры основные положения этой схемы приведены ниже.

Среди изученных фитоориктоценозов перми Приуралья были выделены несколько основных генетических типов. Эти типы определяются, во-первых, спецификой таксономического состава, а во-вторых, фациальной приуроченностью. Близкие представления о соотношении фитоориктоценозов и исходных палеофитоценозов развивались Г.П. Радченко (1964). Значение анализа соотношения фитоориктоценозов и динамики изменения катениальных последовательностей неоднократно подчеркивалось в палеоэкологических работах (Сивчиков, 2001).

Тип I. Первый тип фитоориктоценозов связан с флишоидными фациями, образовавшимися в условиях подводного накопления терригенных отложений на глубинах от нескольких десятков до сотен метров с последующим оползанием осадка на еще большую глубину по относительно крутому склону троговой котловины, располагавшейся вдоль осевой части Предуральского краевого прогиба (Чувашов, Дюпина, 1973; Чувашов и др., 1990; Софроницкий, Золотова, 1988; Мизенс, 1997).

Растительные остатки в фитоориктоценозах этого типа представлены древесинами, реже — облиственными побегами, семенами и генеративными органами растений, но в основном теми частями растений, которые имеют большую механическую прочность и устойчивы к длительному переносу.

Все растительные остатки, встречающиеся в фитоориктоценозах I типа, безусловно, являются аллохтонными и характеризуют в основном растительность горных склонов Палеоурала. Совершенно очевидно, что околородная гидрофильная и гигрофильная растительность в условиях интенсивного постоянного сноса терригенного материала с Палеоуральского орогена в примыкавший к нему с юго-запада морской бассейн не могла развиваться в полной степени.

Тип II. Этот тип фитоориктоценозов приурочен к фациям желтоватых или зеленоватых “табачных” песчаников, встречающихся в интервале от артинского яруса до кунгурского яруса. Эти песчаники образовались из терригенных осадков, накопившихся в условиях мелководья, преимущественно в устьях рек, стекавших с юго-западного склона Палеоурала. В этих фитоориктоценозах доминируют хвощевидные *Paracalamites Zalessky* и близких родов.

Тип III. Фитоориктоценозы этого типа приурочены к карбонатным конкрециям, образующим пластовые скопления или прослои в темных глубоководных аргиллитах. В конкрециях вместе с растительными остатками встречаются раковины цефалопод и остатки хрящевых рыб. В аргиллитах встречаются текстуры оползания.

Тип IV. Фитоориктоценозы четвертого типа приурочены к очень тонкослоистым и, в меньшей степени, среднеслоистым известковистым аргиллитам, алевролитам и мергелям, как правило образующим плитчатую отдельность. Эти отложения имеют лагунный или, реже, озерный генезис, при котором осадконакопление происходило в условиях очень низкой гидродинамики. Количественное участие ископаемых остатков разных групп высших растений может несколько меняться от местонахождения к местонахождению, что отражает как палеогеографическую специфику условий, в которых образовалось то или иное местонахождение, так и палеоэкологические особенности (степень экологической валентности) самих растений.

Тип V. Пятый тип объединяет промежуточные фитоориктоценозы, совмещающие признаки фитоориктоценозов третьего и четвертого типов. Пятый тип включает захоронения, приуроченные к тонко- и среднезернистым песчанникам, где вместе с доминирующими гипавтохтонными остатками хвощевидных встречаются аллохтонные остатки листьев псигмофиллоидов и пельтаспермовых, произраставших в экотопках, примыкавших к околородному звену катены. В фитоориктоценозах пятого типа изредка

встречаются отдельные листья войновские (Rufflogia, Nephropsis, Lereophyllum), редкие фрагменты побегов хвойных и семена.

Тип VI. Фитоориктоценозы шестого типа представлены монодоминантными гипавтохтонными захоронениями плауновидных, включающими большие скопления стволов и фрагментов коры. В тонкозернистых фациях также встречаются филоиды, спорофиллы, мега- и микроспоры тех же растений. Фитоориктоценозы шестого типа приурочены в основном к плитчатым мергелям, имеющим лагунное происхождение. Фитоориктоценозы этого типа довольно широко встречаются в пределах окраин Ангариды и сопредельных территорий (Tang et al., 2020).

Тип VII. Седьмой тип фитоориктоценозов очень близок ко второму типу фитоориктоценозов и также представляет собой захоронения с доминирующими остатками хвощевидных, но отличается крайней мелководностью (приуроченностью к зоне береговой миграции знаков ряби) и признаками аридности климата, в котором произрастала исходная растительность. Во вмещающих отложениях часто встречаются отпечатки кристаллов гипса, присутствуют элементы косой слоистости и волноприбойные знаки.

Местонахождение Юлдыбаево может быть отнесено к IV типу фитоориктоценозов, но редкость находок листьев птеридоспермов и отсутствие остатков папоротников, по мнению авторов, свидетельствуют в пользу слабого развития в исходной растительности среднего катениального звена, представленного мезофильными элементами.

Общее место юлдыбаевской флоры во флорогенезе Западной Ангариды можно охарактеризовать следующим образом. Палеофитогеографически юлдыбаевская растительность произрастала в северных пределах тропической-приэкваториальной засушливой зоны, населенной ксерофитной растительностью, экологически близкой современной растительности средиземноморского типа (Наугольных, 2004; Семихатов, Чумаков, 2004). Палеофлористически эта зона принадлежала западной части Ангариды, примыкавшей к Приуральскому морскому проливу (Meuен, 1988; Мейен, 1992). Юлдыбаевская флора, имеющая, по мнению авторов, кунгурский возраст, с одной стороны, унаследовала в своем таксономическом составе многих представителей более древних флор артинского яруса (обсуждение артинских флор Приуралья см. в работе: Наугольных, Линкевич, 2020), но, с другой стороны, включала и ряд новых

элементов, таких как *Sphenobaiera kungurica*, *Gracilopteris lonchophylloides* и *Ullmannia* sp., не известных из более древних флор, но типичных для приуральских флор кунгурского яруса.

Позднепалеозойские хвойные, представленные в юлдыбаевской флоре как минимум тремя родами, обычно рассматриваются как ксерофильный элемент исходных растительных сообществ (Florin, 1938–1945; Winston, 1984; Mapes, Gastaldo, 1986; Rothwell, Mapes, 1988; Rothwell et al., 1997; Kerp et al., 1990; Meyen, 1997; Lausberg, Kerp, 2000; Ziegler et al., 2002; Naugolnykh, 2018). Наличие ксерофитных элементов в юлдыбаевской флоре хорошо согласуется с широким распространением в пермских отложениях Приуралья эвапоритов (Тихвинская и др., 1967; Чувашов, 1997; Жарков, Чумаков, 2001; Антипов и др., 2023), свидетельствующих в пользу существования в этом регионе жаркого и сухого (возможно, сезонно сухого) климата.

Хвойные юлдыбаевской флоры, так же как и многие хвойные располагающихся севернее районов Приуралья, скорее всего, имеют низкоширотное происхождение и, таким образом, являются эволюционными дериватами евразийских вальхиевых хвойных (Meyen, 1997), мигрировавших в западные пределы Ангариды в начале пермского периода или даже в конце карбона. То, что процессы флорогенеза по периферии Ангариды и в более южных широтах в позднем палеозое сопровождались активными миграционными процессами (Wagner et al., 1982, 2002; Leven et al., 2011; Zhang et al., 2012), можно считать надежно установленным фактом.

ВЫВОДЫ

Исходя из анализа общей палеогеографической ситуации, имевшей место в пределах произрастания юлдыбаевской флоры, можно предположить, что местонахождение Юлдыбаево, в котором этот флористический комплекс представлен наиболее полно, сформировалось в условиях лагуны с очень низкой гидродинамикой. Место формирования танатоценоза располагалось относительно недалеко от берега, в пределах нескольких сотен метров или первых километров, что обеспечило близкий перенос растительных остатков и их хорошую сохранность. Общий состав юлдыбаевского флористического комплекса указывает на то, что в исходной растительности присутствовали хвощевидные, птеридоспермы, многочисленные гинкгофиты, войновские и хвойные.

Таксономический состав флоры свидетельствует в пользу существования на данной территории в раннепермскую эпоху сезонного семиаридного климата с относительно коротким зимним влажным сезоном. Именно с этим связано небольшое количество в юлдыбаевской флоре споровых растений, которым для репродуктивных циклов необходима влага, а также заметное количество хвойных, которые могут рассматриваться как ксерофиты.

Охарактеризованный в статье комплекс флористических остатков, собранный на западе северной окраины сел. Юлдыбаево, позволяет надежно сопоставить нижний видимый стратиграфический элемент (подгипсовую толщу, выступающую в ядре Юлдыбаевского фрагмента Юлдыбаевско-Ковыловской антиклинали) относительного автохтона Суреньского надвига с филипповским горизонтом кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы. А это, в свою очередь, позволяет сделать вывод о том, что формирование покровно-складчатой структуры восточного борта южного сегмента Предуральского прогиба произошло между кунгурским веком ранней перми и татарской эпохой поздней перми.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Госзадания Геологического института РАН и ИФЗ РАН. Полевые работы выполнены в ходе проведения учебной геолого-съёмочной практики, которую некоторые из авторов статьи проводят для студентов факультета геологии и геофизики нефти и газа РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипов М.П., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Наугольных С.В., Патина И.С., Писаренко Ю.А., Постникова И.С. Стратиграфия и сейсмостратиграфия пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона: проблемы и решения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 2. С. 40–58.

Арефьев М.П., Голубев В.К., Карасев Е.В., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн реки Малая Северная Двина // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. № 1. С. 24–49.

Бураго В.И. К морфологии листа рода *Psytmophyllum* // Палеонтол. журн. 1982. № 2. С. 128–136.

- Владимирович В.П.* Высшие растения. Telomorphyta // Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Ленинград: Недра, 1986. С. 32–38. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 331).
- Голубев В.К., Миних А.В., Балабанов Ю.П., Кухтин Д.А., Сенников А.Г., Миних М.Г.* Опорный разрез перми и триаса в Жуковом овраге у г. Гороховец, Владимирская область // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 5. М.: РАЕН, 2012. С. 49–82.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М.* Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 29–54.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 253 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Исмагилов Р.А., Фархутдинов И.М., Фархутдинов А.М., Хайрулина Л.А.* Тектоника и перспективы нефтегазозности зоны сочленения Юрюзано-Сылвенской депрессии и Уфимского амфитеатра // Георесурсы. 2015. Т. 2. № 3 (62). С. 43–48.
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Шалаева Е.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.* Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 3–29. <https://doi.org/10.31857/S0016853X23050041>.
- Косыгин Ю.А.* Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. М.: Наука, 1960. 92 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 29).
- Кузнецов Н.Б., Керимов В.Ю., Осипов А.В., Бондарев А.В., Монакова А.С.* Эволюция, геодинамика поднадвиговых зон Предуралья краевого прогиба и геомеханическое моделирование формирования скоплений углеводородов // Геотектоника. 2018. № 3. С. 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0016853X18030013>.
- Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Карасев Е.В., Новиков И.В., Пономаренко А.Г., Ярошенко О.П.* Терминальная пермь Европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 38–54. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16040049>
- Мейен С.В.* Кордаитовые верхнего палеозоя Северной Евразии (морфология, эпидермальное строение, систематика и стратиграфическое значение) // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 150. 184 с.
- Мейен С.В.* Пермские флоры Русской платформы и Приуралья // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1971. Т. 130. С. 294–308.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Мейен С.В.* Голосеменные ангарской флоры // Эволюция и систематика высших растений по данным палеоботаники. М.: Наука, 1992. С. 120–147.
- Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии, 1997. 231 с.
- Милосердова Л.В.* Учебная геолого-съемочная практика (Южное Предуралье): Учебное пособие. Москва: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2011. 218 с.
- Муратов М.В.* Типы впадин осадочного чехла древних платформ // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 5. С. 61–71.
- Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. М.: Гостоптехиздат, 1950. 126 с. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Нов. сер. Вып. 46).
- Наугольных С.В.* Палеофитогеография пермского периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. С. 194–220.
- Наугольных С.В.* Вязниковская флора и природа пермо-триасового вымирания // Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое. М.: Геос, 2006. С. 42–71 (Тр. ГИН РАН. Вып. 580).
- Наугольных С.В.* Пермские флоры Урала. М.: Геос, 2007. 322 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 524).
- Наугольных С.В.* Flora Permica. Растительный мир пермского периода. Приуралье. М.: Геос, 2016. 336 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 612).
- Наугольных С.В., Линкевич В.В.* Флора артинского яруса (нижняя пермь) стратотипического региона (Средний Урал) // Социально-экологические технологии. 2020. Т. 10. № 2. С. 133–150.
- Нейбург М.Ф.* Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 342 с.
- Нейбург М.Ф.* Пермская флора Печорского бассейна. Часть II. Членистостебельные (Sphenopsida). М.: Наука, 1964. 137 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 111).

- Нейбург М.Ф.* Пермская флора Печорского бассейна. Часть III. Кордаитовые (*Cordaitales*), войновские (Vojnovskyales), семена голосеменных неопределенного систематического положения (*Semina gymnospermarum incertae sedis*). М.: Наука, 1965. 144 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 116).
- Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России.
https://www.vsegei.ru/ru/about/msk/str_scale/ (версия сентября 2023 г.)
- Пазухин В.Н., Кулагина Е.И.* Стратиграфия карбона зилаирского синклиория (Южный Урал // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. № 6. С. 19–44.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 328).
- Пухонто С.К.* О представителях рода *Wattia* Матау, 1967 из пермских отложений Печорского бассейна // Палеонтология и эволюция биоразнообразия в истории Земли. М.: Геос, 2012. С. 79–81.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 155 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 28).
- Радченко Г.П.* Критерии и методы палеогеографических реконструкций прежних условий в областях древней суши по палеонтологическим данным // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 167–183.
- Руженцев В.Е.* Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1. С. 101–120.
- Руженцев В.Е.* Ассельский ярус пермской системы // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99. № 6. С. 1079–1082.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 178 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 283).
- Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* (ред.) Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).
- Сивчиков В.Е.* Палеоэкосистемная реконструкция взаимоотношений палеофита и мезофита в Ангариде // Эволюция жизни на Земле. Материалы II Международного симпозиума, 12–15 ноября 2001 г. Томск, 2001. С. 397–400.
- Соборнов К.О.* Структура складчатых поясов и перспектива открытия крупных месторождений в складчатом Предуралье // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 1. С. 1–24.
https://doi.org/10.17353/2070-5379/6_2015.
- Соборнов К.О., Бушуев А.С.* Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины // Геотектоника. 1992. № 1. С. 39–51.
- Соборнов К.О., Данилов В.Н., Приймак П.И., Никонов Н.И.* Складчато-надвиговый пояс Приполярного Урала: актуализированная геологическая модель и перспективы крупных открытий // Геология нефти и газа. 2016. № 3. С. 66–76.
- Софроницкий П.А., Золотова В.П.* Лоны артинского и кунгурского ярусов Пермского Прикамья // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1988. С. 79–84.
- Твердохлебов В.П., Маврин К.А., Зайонц В.Н., Пушаров А.М., Дунаева Г.Д., Игнатьева Н.В.* Геологическое доизучение масштаба 1: 200 000 и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты – 200 листа М-40-III (новая серия). Отчет Уральской партии в 2-х книгах и 1 папке. Оренбург, 2001.
- Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Сурков М.В.* Континентальные палеоэкосистемы рубежа палеозоя и мезозоя. Статья 2. Позднетатарское (северодвинское и вятское) время, юго-восток Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 1. С. 3–12.
- Тихвинская Е.И., Тихвинский И.Н., Игонин В.М., Золотова В.П., Хурсик В.З.* Пермская система. Кунгурский ярус, его объем и распространение // Материалы по геологии востока Русской платформы. Вып. 27. Казань: Казанский ун-т, 1967. С. 3–53.
- Хворова И.В.* Флишевая нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 37).
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С.* Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54.
- Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Хубанов В.Б., Иванов А.В., Марфин А.Е., Брянский Н.В., Голубев В.К.* Реконструкция питающих провинций Московского бассейна в пермско-триасовое время по данным U–Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской

- спектроскопии обломочного циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 5. С. 1–21. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0718>
- Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10–28.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
- Florin R. Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms // *Palaeontographica* B. 1938–1945. Bd. 85. 729 p.
- International Chronostratigraphic Chart. <https://stratigraphy.org/chart> (ver. 09.2023)
- Isvaev V.S., Naugolnykh S.V., Kirilishina E.M. Permian fossil plants from the sediments of the Vorkuta Series at the Pechora Coal Basin in the collection of the Earth Science Museum of Moscow State University // *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2018. V. 73. № 5. P. 434–443.
- Kerp H., Poort R.J., Swinkels H.A., Verwer R. Aspects of Permian palaeobotany and palynology. IX. Conifer dominated Rotliegendes floras from the Saar-Nahe Basin (?Late Carboniferous–Early Permian; SW-Germany) with special reference to the reproductive biology of early conifers // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1990. V. 62. P. 205–248.
- Khramov A.V., Naugolnykh S.V., Węgierek P. Possible long-proboscid insect pollinators from the Early Permian of Russia // *Current Biology.* 2022. V. 32 (17). P. 3815–3820. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2022.06.085>
- Krassilov V.A. Terrestrial Paleoeology and Global Change. Sofia–Moscow: Pensoft, 2003. 464 p.
- Krassilov V.A., Afonin S.A., Naugolnykh S.V. *Permotheca* with in situ pollen grains from the Lower Permian of the Urals // *Palaeobotanist.* 1999. V. 48. P. 19–25.
- Lausberg S., Kerp H. Eine Coniferen-dominierte Flora aus dem Unterrotliegendes von Alsenz, Saar-Nahe-Becken, Deutschland // *Feddes Repertorium.* 2000. Bd. 111. № 7–8. S. 399–426.
- Leven E.Ja., Naugolnykh S.V., Gorgij M.N. New findings of Permian marine and terrestrial fossils in Central Iran (the Kalmard block) and their significance for correlation of the Tethyan, Uralian and West European scales // *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.* 2011. V. 117. № 3. P. 355–374.
- Maheshwari H.K., Meyen S.V. *Cladostrobus* and the systematics of cordaitalean leaves // *Lethaia.* 1975. № 8. P. 103–123.
- Mapes G., Gastaldo R.A. Late Paleozoic non-peat accumulating floras // *Land plants. Notes for a short course.* University of Tennessee. Department of Geological Sciences, Studies in Geology. 1986. № 15. P. 115–133.
- McLoughlin S., Drinnan A.N. Anatomically preserved Permian *Noeggerathiopsis* leaves from east Antarctica // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1996. V. 92. P. 207–227.
- Meyen S.V. The Carboniferous and Permian floras of Angaraland: a synthesis // *Biol. Mem.* 1982. V. 7. P. 1–109.
- Meyen S.V. Basic features of gymnosperm systematics and phylogeny as shown by the fossil record // *Bot. Rev.* 1984. V. 50. № 1. P. 1–111.
- Meyen S.V. Fundamentals of Palaeobotany. London: Chapman and Hall, Ltd., 1987. 432 p.
- Meyen S.V. Gymnosperms of the Angara flora // *Origin and Evolution of Gymnosperms.* Ed. Beck Ch.B. New York: Columbia University Press, 1988. P. 338–381.
- Meyen S.V. Permian conifers of Western Angaraland // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1997. V. 96. P. 351–447.
- Naugolnykh S.V. *Paracalamitina striata* – a newly reconstructed equisetophyte from the Permian of Angaraland // *J. Paleontol.* 2002. V. 76 (2). P. 377–385.
- Naugolnykh S.V. Upper Permian flora of Vjazniki (European part of Russia), its Zechstein appearance, and the nature of the Permian/Triassic extinction // *The Nonmarine Permian.* Albuquerque: New Mexico Museum of Natural History and Science, 2005. Bull. 30. P. 226–242.
- Naugolnykh S.V. A new fertile *Neocalamites* from the Upper Permian of Russia and equisetophyte evolution // *Geobios.* 2009. V. 42. P. 513–523.
- Naugolnykh S.V. A new species of *Psygmothecium* Schimper from the Lower Permian of the Urals // *Paleontol. J.* 2012. V. 46. № 2. P. 208–218.
- Naugolnykh S.V. New male reproductive organs of gymnosperms *Permotheca colovratice* sp. nov. from the Lower Permian of the Ural Mountains // *Paleontol. J.* 2013. V. 47. № 1. P. 114–126.
- Naugolnykh S.V. Fossil flora and stratigraphy of the terrigenous Kungurian beds (Lower Permian) of the basin of the Barda River (Urals, Perm krai) // *Stratigr. Geol. Correl.* 2014. V. 22. № 7. P. 680–707.
- Naugolnykh S.V. Lower Kungurian shallow-water lagoon biota of the Middle Cis-Urals, Russia: towards the paleoecological reconstruction // *Global Geology.* 2017. V. 20 (1). P. 1–13.
- Naugolnykh S.V. Lower Permian conifers of the Urals: taxonomic and morphological diversity and paleoecology // *Paleontol. J.* 2018. V. 52. № 7. P. 34–51.

- Naugolnykh S.V.* Main biotic and climatic events in Early Permian of the Western Urals, Russia, as exemplified by the shallow-water biota of the Kungurian lagoons // *Palaeoworld*. 2020. V. 29. Iss. 2. P. 391–404.
- Rothwell G.W., Mapes G.* Vegetation of a Paleozoic conifer community // *Regional geology and paleontology of Upper Paleozoic Hamilton quarry area in southeastern Kansas*. Guidebook 6. Lawrence, Kansas: Geological Survey, 1988. P. 213–223.
- Rothwell G.W., Mapes G., Mapes R.H.* Late Paleozoic conifers of North America: structure, diversity and occurrences // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1997. V. 95. P. 95–113.
- Tang Z., Zhang Y., Naugolnykh S.V., Zheng C., Shi L., Qin T., Huang Z.* *Ufadendron elongatum* sp. nov., an Angaran Lycopsid from the Upper Permian of Inner Mongolia, China // *J. Earth Sci.* 2020. V. 31. № 1. P. 1–8.
- Wagner R.H., Soper N.J., Higgins A.K.* A Late Permian flora of Pechora affinity in North Greenland // *Groenlands geol. Unders.* 1982. V. 108. P. 5–13.
- Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S.* The Permian Angara flora from North Greenland: a progress report // *Carboniferous of the World*. Eds. Hills L.V., Henderson C.M., Bamber E.W. Can. Soc. Petrol. Geol. 2002. Mem. 19. P. 382–392.
- Winston R.B.* The Upper Pennsylvanian conifer *Walchia garnettensis*: structure and affinities // *Palaeontographica*. Abt. B. 1984. № 5–6. P. 97–108.
- Yang T., Naugolnykh S.V., Sun G.* A new representative of *Neocalamites* Halle from the Upper Permian of Northeastern China (Jiefangcun Formation) // *Paleontol. J.* 2011. V. 45. № 3. P. 335–346.
- Yang T., Sun G., Naugolnykh S.V.* Late Permian Jiefangcun flora from Hunchun of Jilin, China // *Japanese J. Palynology*. 2012. V. 58. Spec. Iss. P. 265–266.
- Zalessky M.D.* Sur la distinction de l'étage Bardien dans le Permien de l'Oural et sur sa flore fossile // *Problems of Paleontology*. 1937. V. 2–3. P. 37–101.
- Zalessky M.D.* Végétaux permien du Bardien de l'Oural // *Problems of Paleontology*. 1939. V. V. P. 329–374.
- Zhang Y., Zheng S., Naugolnykh S.V.* A new species of *Lepidopteris* discovered from the Upper Permian of China, with its stratigraphic and biologic implications // *Chinese Sci. Bull.* 2012. V. 57. Iss. 27. P. 3603–3609.
- Ziegler A.M., Rees P.M., Naugolnykh S.V.* The Early Permian floras of Prince Edward Island, Canada: differentiating global from local effects of climate change // *Can. J. Earth Sci.* 2002. V. 39. P. 223–238.

Рецензенты А.В. Гоманьков, Е.В. Карасев, Т.Б. Леонова

The Locality of Fossil Plants Juldybaevo (Kungurian Stage, Lower Permian, Bashkortosan Republic, Russia) and Its Position in the System of Kungurian Phytooriktocoenoses of the Eastern European Platform

S. V. Naugolnykh^a, N. B. Kuznetsov^{a, b}, S. D. Polina^d, K. I. Dantsova^{b, #}, T. V. Romanyuk^c,
and S. Yu. Kolodyazhny^a

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Gubkin National University of Oil and Gas, Moscow, Russia*

^c *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d *PetroTrace Company, Geology Division of Department of Integrated projects, Tyumen, Russia*

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

The article is devoted to the characteristics of the Juldybaevo floristic assemblage of the Republic of Bashkortostan, Russian Federation. It has an Early Permian (Kungurian) age and includes a number of representatives of Permian spore and gymnosperm plants, which are characteristic of the Early Permian stage of the florogenesis of the Western Angaraland. The information about the regional geology and stratigraphy of the Pre-Ural regional trough is given. A detailed description of the Juldybaevo floristic assemblage is given. This assemblage includes representatives of the equisetophytes, pteridosperms (lyginopteridophytes), ginkgophytes, vojnovskyopsids, and conifers. The main trends in the evolution of the Early Permian floras of the Western Angaraland are analyzed. The authors' ideas about the paleogeographic and paleoclimatic conditions of the Juldybaevo flora are presented.

Keywords: Urals, stratigraphy, correlation, Permian system, Kungurian stage, Filippovian horizon, pteridophytes, gymnosperms

УДК 565.33:551.762.2(47+410.5)+575.8

НОВЫЕ РОДЫ ОСТРАКОД *BATHONIELLA* (БАТ И НИЖНИЙ КЕЛЛОВЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СЕВЕРНОЙ ГЕРМАНИИ) И *PARABATHONIELLA* (НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ БАТ ШОТЛАНДИИ). ЧАСТЬ 2: ЭВОЛЮЦИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

© 2025 г. Е. М. Тесакова^{1, 2}

¹Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

e-mail: ostracon@rambler.ru

Поступила в редакцию 07.01.2024 г.

После доработки 18.02.2024 г.

Принята к публикации 29.03.2024 г.

Результаты сравнительно-морфологического и онтогенетического исследования остракод *Bathoniella Tesakova* (Восточно-Европейская платформа (ВЕП) и Северная Германия, бат–нижний келловей) и *Parabathoniella Tesakova* (Шотландия, нижний–средний бат) позволили предположить их происхождение от представителей рода *Glyptocythere* Brand et Malz с сетчатой скульптурой (Европа, байос–бат). Западноевропейские парабатониеллы берут начало от *G. comes* Br. et Malz, восточноевропейские батониеллы – от *G. tuberosa* (Khabarova). Оба предковых таксона происходят от западноевропейского *G. concentrica* Br. et Malz, который в позднем байосе мигрировал на ВЕП с образованием аллопатрического *G. tuberosa*. По правилу приоритета, для вида *G. tuberosa* Br. et Malz из нижнего бата Германии предложено замещающее название *G. pseudotuberosa* Tesakova, nom. nov.

Эволюция скульптуры и линейных размеров в филоинии сетчатых глиптоцитер демонстрирует полный цикл морфогенеза с педоморфозом и магнификацией у байосских видов и последующим геронтоморфозом и минификацией у батских представителей и их потомков батониелл в бате и раннем келловее. Стратиграфическая смыкаемость преемственных видов позволила установить на ВЕП новые филозоны: *G. tuberosa* в терминальном верхнем байосе–нижнем бате (зоны Michalskii–Besnosovi); *B. prima* в терминальном нижнем бате–верхнем бате (зона *Ishmae* – предположительно, нижняя часть зоны *Calyx/Infimum*); *B. milanovskyi* в верхнем бате (предположительно, верхняя часть зоны *Calyx/Infimum*)–нижнем келловее (зона *Elatmae*); *B. raenultima* в нижнем келловее (зона *Subpatruus*, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*) и *B. ultima* в нижнем келловее (зона *Subpatruus*, биогоризонт *Ch. saratovensis*–зона *Calloviense*). Дополнительно зона *B. milanovskyi* распространена в Северной Германии. Вид *Parabathoniella elongata* (Wakefield) из нижнего и среднего бата Шотландии, по-видимому, был единственным звеном западноевропейского рода. Гомологичное приобретение им батониеллового полового диморфизма в одно время с *B. prima* Tesakova позволяет проводить по первому появлению в летописи этих видов панъевропейский коррелятивный уровень.

Ключевые слова: *Glyptocythere*, цикл морфогенеза, педоморфоз, геронтоморфоз, магнификация, минификация, акселерация, новые виды, хроностратиграфия, корреляция, новые филозоны, Украина, Белоруссия, центральные районы Европейской России, Поволжье

DOI: 10.31857/S0869592X25010045, EDN: VADQVS

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является продолжением (второй частью) статьи (Тесакова, 2024), посвященной изучению новых остракод *Bathoniella Tesakova*, 2024 из бата–нижнего келловоя Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Северной

Германии (по оригинальным материалам из разрезов Поволжья, центральных районов России, Украины и Белоруссии и по литературным данным) и *Parabathoniella Tesakova*, 2024 из батской формации Большой эстуарной группы Внутренних Гебрид (по Wakefield, 1994).

В первой части статьи (Тесакова, 2024) были представлены результаты ревизии стратиграфически значимых видов *Palaeocytheridea milanovskyi* Lyubimova, 1955 и *P. nikitini* Lyub., 1955 из нижнего келловоя ВЕП. Вид *nikitini*, описанный по самкам, сведен в синонимику к *milanovskyi*, описанному по самцам. Последний выбран типовым для нового рода *Bathoniella*. Вид *B. milanovskyi* в понимании П.С. Любимовой (1955) был подразделен на три хроновида (*B. milanovskyi* s.s., *B. paenultima* Tesakova, 2024 и *B. ultima* Tesakova, 2024). Кроме того, в каменноовражной свите Саратовского Заволжья был выявлен еще один новый вид батониелл *B. prima* Tesakova, 2024 – предковый для трех упомянутых. В отложениях нижнего–среднего бата Шотландии (условно зоны *Tenuiplicatus*–*Progracilis*) известны очень похожие остракоды, определенные М. Вейкфилдом как *Acanthocythere elongata* (Wakefield, 1994, p. 27, pl. 4, figs. 1–9) и перенесенные Е.М. Тесаковой в новый род *Parabathoniella*. В публикации (Тесакова, 2024) были описаны два новых рода: *Bathoniella* с четырьмя видами, три из которых новые, и *Parabathoniella*.

У батониелл и парабатониелл наблюдался необычный половой диморфизм. Обзор изученности полового диморфизма у мезо-кайнозойских остракод показал его недостаточную разработанность и необходимость дальнейшего подразделения. Поэтому в составе домицилярного надтипа, в контурном типе, Тесаковой были выделены новые подтипы – конгруэнтный и батониелловый. При конгруэнтном подтипе краевые фигуры самок и самцов (контур раковины при виде со спинной стороны) одинаковые, а при батониелловом – разные. Первый подтип характерен для глиптоцитер, а последний – для батониелл и парабатониелл (Тесакова, 2024, рис. 2).

Высокое морфологическое сходство *P. elongata* и *B. prima* – из-за чего Тесакова сначала ошибочно отнесла их к одному роду *Bathoniella* (Тесакова и др., 2023) – и синхронность их появления в Западной и Восточной Европе позволили предположить в конце раннего бата миграцию шотландского *P. elongata* с образованием на ВЕП аллопатрического *B. prima*. Последний предлагалось считать зональным для одноименного миграционного стратона, который, в свою очередь, можно было бы рассматривать как панъевропейский корреляционный уровень (Тесакова и др., 2023). Но предложенное объяснение не является единственным. Одновременное появление на удаленных территориях сходных по морфологии и размерам видов может

определяться гомологией (или вторичной гомологией), возникшей в дальнеродственных филолиниях, параллельно развивавшихся в Западной и Восточной Европе. Однако степень родства *P. elongata* и *B. prima* не была определена.

Таким образом, в задачи настоящей работы входит: 1) установление предков для *Bathoniella* и *Parabathoniella*, а также региона и времени возникновения этих родов; 2) реконструкция филолиний батониелл и парабатониелл (включая предков), развивавшихся параллельно в Западной и Восточной Европе; 3) выявление для каждой из филолиний развитие во времени скульптуры, линейных размеров и замка; 4) установление и описание новых филозон по эволюции батониелл в палеоморях ВЕП и прослеживание их за ее пределами; 5) выяснение природы коррелятивного уровня, проводимого по первому появлению батониелл и парабатониелл в Западной и Восточной Европе.

Для научных учреждений, упомянутых в тексте, приняты следующие аббревиатуры: ВНИГНИ (Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва (Апрелевское отделение)), ГИН (Геологический институт РАН, Москва), МГУ (Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова), ПИН (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва), ЯГПУ (Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал, легший в основу второй части статьи, и методы его извлечения из породы подробно охарактеризованы в первой части статьи (Тесакова, 2024).

Для выявления предков батониелл и парабатониелл применялись сравнительно-морфологический и онтогенетический подходы: эволюция в онтогенезе типов скульптуры, замка и линейных параметров раковины позволила для каждого признака выявить гетерохронные сдвиги и проследить их развитие во времени. Выявленные эволюционные закономерности развития каждого признака в ряду потомков сравнивались с таковыми предполагаемых предков.

Для линейных параметров раковин/отдельных створок (в мм), которые измерялись по фотографиям в программе ImageJ, приняты следующие сокращения: Д – максимальная длина, ВПК – высота переднего конца, ВС – высота в средней части створки, ВЗК – высота заднего конца,

Вмах – максимальная высота, которая у самок может находиться на переднем конце или посередине створки, у самцов – на заднем конце, *Т* – толщина, *Д/Вмах* – отношение длины к максимальной высоте, *juv.* – ювенильная особь (ювенилия) с возрастными стадиями от А-1 (последняя перед половым созреванием) до А-8 (первая, самая юная). Измерение высоты переднего и заднего концов делалось для всех экземпляров. Измерение *ВС* выполнялось тогда, когда максимальная высота превышала *ВПК* или *ВЗК* и находилась посередине раковины (или плохая сохранность материала не позволяла измерить *ВПК*). Для обозначения левых и правых створок приняты сокращения *ЛС* и *ПС* соответственно, целая раковина – *ЦР*.

В табл. 1 приведены размеры изученных батониелл *ВЕП* по экземплярам из собственных коллекций автора и парабатониелл Шотландии по (Wakefield, 1994). Размеры представителей *Glyptocythere Brand et Malz*, которые считаются предками батониелл (табл. 2) и парабатониелл (табл. 3), приняты по (Brand, Malz, 1966).

Размеры вида *Glyptocythere tuberosa* (Khabarova) из терминального байоса–нижнего бата (зоны Michalskii–Besnosovi) *ВЕП* приводятся по экземплярам из коллекции автора. Вид был описан Т.Н. Хабаровой (1955) из верхнего байоса окрестностей г. Жирновска, Волгоградская обл. Позже он был встречен в зоне Michalskii в Сокурском разрезе, Саратовская обл. (где ошибочно определен как *Glyptocythere tuscila*: Шурупова и др., 2016, рис. 5/12; или как *G. tuscila* и *G. regulariformis* (pars.): Shurupova, Tesakova, 2017, рис. 3). Также вид известен из керна скважин в Пензенской обл. из остракодовой зоны *G. bathonica*, отвечающей аммонитовой зоне

Besnosovi (данные автора). Использовать измерения из первоописания нельзя, поскольку голотипом была выбрана обломанная створка с неполной длиной (Хабарова, 1955, с. 195, табл. 1, фиг. 6); кроме того, знак после запятой был поставлен неверно (размеры остракоид уменьшены в 10 раз). Первоначально Хабарова отнесла *G. tuberosa* к роду *Palaeocytheridea Mandelstam*, впоследствии вид был перенесен Тесаковой в состав *Glyptocythere* (Тесакова, 2022в). Эрих Бранд и Хайнц Мальц, изучая остракоид Северо-Западной Германии, описали другой вид под названием *Glyptocythere tuberosa Brand et Malz in Brand, Fahrion, 1962* из нижнего бата (зона Zigzag) (Brand, Malz, 1966, p. 507, pl. 57, figs. 58–69; первоначально подвид *G. hieroglyphica tuberosa* (Brand, Fahrion, 1962, p. 144, pl. 21, figs. 18, 19; pl. 19, figs. 3, 4)). Этот вид обладает совершенно иной – морщинистой – разновидностью скульптуры и является звеном другой, параллельной филологии глиптоцитер. По правилу приоритета, название *G. tuberosa* остается за видом Хабаровой, а вид Бранда и Мальца должен быть переименован. В настоящей работе для него предлагается замещающее название *G. pseudotuberosa Tesakova*, nom. nov. с голотипом SMF Хе 4370, ЛС самки из керна скв. Wachtel 47 (северо-запад Германии), гл. 195 м, нижний бат, зона Zigzag (Brand, Fahrion, 1962, p. 144, pl. 21, fig. 19; Brand, Malz, 1966, p. 507, pl. 57, fig. 58).

Коллекции остракоид хранятся на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова под №№ МГУ Роч (Починки, Нижегородская обл.), МГУ Барт (Бартоломеевка, Саратовская обл.), МГУ Перелуб (скв. 103 и 108, Перелюбский район, Саратовская обл.), МГУ Сокур-Ya и МГУ Сокур

Таблица 1. Линейные размеры (в мм) представителей *Bathoniella Tesakova* и *Parabathoniella Tesakova* (список видов приводится в стратиграфической последовательности снизу вверх)

Виды	Д самцы	Д самки	Вмах самцы	Вмах самки	Т самцы	Т самки
<i>B. ultima</i> Tesakova	–	0.443–0.577	–	0.237–0.295	–	–
<i>B. paenultima</i> Tesakova	0.586–0.644	0.538–0.583	0.297–0.327	0.315–0.338	0.324–0.342	0.299–0.330
<i>B. milanovskyi</i> (Lyub.)	0.718–0.855	0.667–0.713	0.412–0.456	0.385–0.417	0.394–0.439	0.373–0.406
<i>B. prima</i> Tesakova	0.988–0.989	0.720–0.871	0.452–0.470	0.423	–	0.432–0.501
<i>P. elongata</i> (Wakefield)	0.891–1.036	0.855	0.509–0.527	0.491	0.436–0.528	0.455

(скв. Сокурская, Саратовская обл.), МГУ ТП (Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан), МГУ Pnz-3 (скв. 6 (Обвал), Тамалинский р-н, Пензенская обл.), МГУ 300 (Михайловский рудник, Курская магнитная аномалия), МГУ КЯ (Костянецкий яр, Каневский район, Днепро-ско-Донецкая впадина), МГУ Belor (скв. 792, Гомельский р-н, Белоруссия).

ЭВОЛЮЦИЯ

Происхождение батониелл

По общей форме раковины, замку и особенно скульптуре батониеллы наиболее близки к сетчатым представителям рода *Glyptocythere* (в составе которого выделяются еще две параллельные филолинии – с ребристой и морщинистой скульптурой), а отличаются от них мускульным отпечатком (антеннальный рубец бобовидный, а не круглый или овальный, как у глиптоци-тер) и батониелловым половым диморфизмом (у глиптоци-тер он конгруэнтный; Тесакова, 2024). Это позволяет предполагать, что батониеллы являются завершающим звеном эволюции сетчатых глиптоци-тер из байоса и бата Европы. В Германии к таким формам относятся (по Brand, Malz, 1966) (перечисляются в стратиграфической последовательности от более древних к молодым; рис. 1): *G. plicata* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 518, pl. 60, figs. 100–102; зона Discites), *G. sowerbyi* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 517, pl. 60, figs. 96–99; зоны Laeviuscula–Propinquans), *G. tuscila* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 497, Figs. 5–6; зона Humphriesianum), *G. regulariformis* Br. et Malz in Brand, Fahrion (Brand, Malz, 1966, p. 496, pl. 54, figs. 30–31; pl. 55, figs. 32–35; pl. 59, figs. 84–85; Figs. 1–2; зоны Niortense–Garantiana), *G. perpolita* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 510, pl. 58, figs. 70–75; pl. 59, fig. 86; нижняя часть зоны Parkinsoni), *G. concentrica* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 499, Figs. 7–11; верхняя часть зоны Parkinsoni), *G. comes* Br. et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 509, Figs. 14, 15; зона Zigzag), *G. obtusa* Lutze (Brand, Malz, 1966, p. 531, Figs. 35–38; зона Orbis). В верхнем байосе Днепро-ско-Донецкой впадины среди других глиптоци-тер М.Н. Пермякова определила *G. concentrica* (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 140, табл. 56, фиг. 3) и *G. regulariformis* (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 141, табл. 57, фиг. 4).

Вследствие миграции на ВЕП *G. concentrica* во второй половине фазы Parkinsoni, возник аллопатрический таксон *G. tuberosa*. Скульптура *G. tuberosa* (табл. I, фиг. 20) весьма

сходна с таковой *G. concentrica* (табл. I, фиг. 12–14) и представлена мелкоячеистой сеткой с крупной розеткой из нескольких ячеек в передней половине створки, со слабо выраженными суб-вертикальными и косыми ребрами в верхней половине створки и продольными ребрами в ее брюшной части, восходящими на заднем конце к спинному краю. Отличается дочерний таксон меньшими размерами (у самок *G. concentrica* $D = 0.78–0.89$ мм, у самцов $D = 0.92–1.00$ мм, а у самок *G. tuberosa* $D = 0.405–0.439$ мм) и более высоким задним концом.

Скульптура, описанная у взрослых особей *G. tuberosa*, присуща ранним ювенильным стадиям *V. milanovskyi* (Тесакова, 2024, табл. 2, фиг. 8, 10, 13, 14). При взрослении *V. milanovskyi* тонкие ребра и выраженность розетки слабеют на поздних ювенильных стадиях (Тесакова, 2024, табл. 2, фиг. 9, 12, 15) и утрачиваются при достижении половой зрелости (Тесакова, 2024, табл. 2, фиг. 2, 6, 7) (см. Онтогенез в описании этого вида). Общий контур раковины при виде сбоку у *G. tuberosa* и *V. milanovskyi* (табл. I, фиг. 23, 24) весьма схож; но отношение D/V_{\max} у *V. milanovskyi* больше. Замок *G. tuberosa* (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 15) почти такой же, как у *V. milanovskyi* (Тесакова, 2024, табл. 1, фиг. 15), только у последнего он более грацильный, а его срединный элемент длиннее. Обсуждение перечисленных признаков, с одной стороны, позволяет выделить группу сетчатых остракод со специфическим типом полового диморфизма из бата–нижнего келловея ВЕП в самостоятельный новый род, а с другой – предположить происхождение батониелл от глиптоци-тер с аналогичной (сетчатой) скульптурой.

Первым звеном в филолинии восточноевропейских батониелл является *V. prima* (табл. I, фиг. 21, 22), в западноевропейской ветви – *Parabathoniella elongata* (табл. I, фиг. 18, 19) (рис. 1). Эти виды синхронны, и можно было бы полагать, что в конце раннего бата *elongata* мигрировал на ВЕП с возникновением аллопатрического *prima* (Тесакова и др., 2023). Но онтогенетическое исследование показало более близкое родство восточноевропейских батониелл с глиптоци-терами, нежели с шотландским видом *P. elongata*. Ювенилии последнего, не обладающие отчетливой сетчатой скульптурой (Wakefield, 1994, pl. 4, fig. 2), по очертаниям схожи лишь с взрослыми особями *V. ultima* (табл. I, фиг. 27, 28), самым молодым членом линии батониелл, и имеют мало общего с неполовозрелыми особями *V. prima* (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 1–4).

Поэтому более правдоподобным представляется возникновение восточноевропейских батониелл от глиптоцитер, мигрировавших на ВЕП в позднем байосе.

Учитывая результаты сравнительно-морфологического и онтогенетического анализа, восточноевропейская ветвь батониелл вместе с предковым родом выглядит так (рис. 1): *G. concentrica* (верхний байос, верхняя часть зоны Parkinsoni) → *G. tuberosa* (терминальный верхний байос—низы нижнего бата, зоны Michalskii—Besnosovi) → *V. prima* (верхняя часть нижнего бата—верхний бат(?), зона Ishmae — предположительно, нижняя часть зоны Calyx/Infimum) → *V. milanovskyi* (предположительно, верхний бат—нижний келловей, верхняя часть зоны Calyx/Infimum(?)—зона Elatmae) → *V. paenultima* (нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*) → *V. ultima* (нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонт *Ch. saratovensis*—зона Calloviense).

Из этого следует, что *P. elongata* является первым и единственным членом западноевропейской ветви, возможно также берущей начало от *G. concentrica*: *G. concentrica* (верхний байос, верхняя часть зоны Parkinsoni) → ?*G. comes* (нижняя часть нижнего бата, зона Zigzag) → *P. elongata* (верхняя часть нижнего бата—средний бат, предположительно, зоны *A. tenuiplicatus* и *P. progradilis*). Возможная принадлежность *G. comes* к филолинии предполагается по его стратиграфическому положению между *G. concentrica* и *P. elongata*, но его размеры, более мелкие, чем у дочернего *P. elongata*, заставляют в этом сомневаться. Вполне возможно, что *G. comes* и *P. elongata* — сестринские виды.

Высокое сходство ранних батониелл *V. prima* и парабатониелл *P. elongata* из параллельных филолиний гомологично, поэтому появление в обеих ветвях сходных фенотипов (морфотипов) в одно и то же время закономерно и может использоваться в биостратиграфии как коррелятивный уровень.

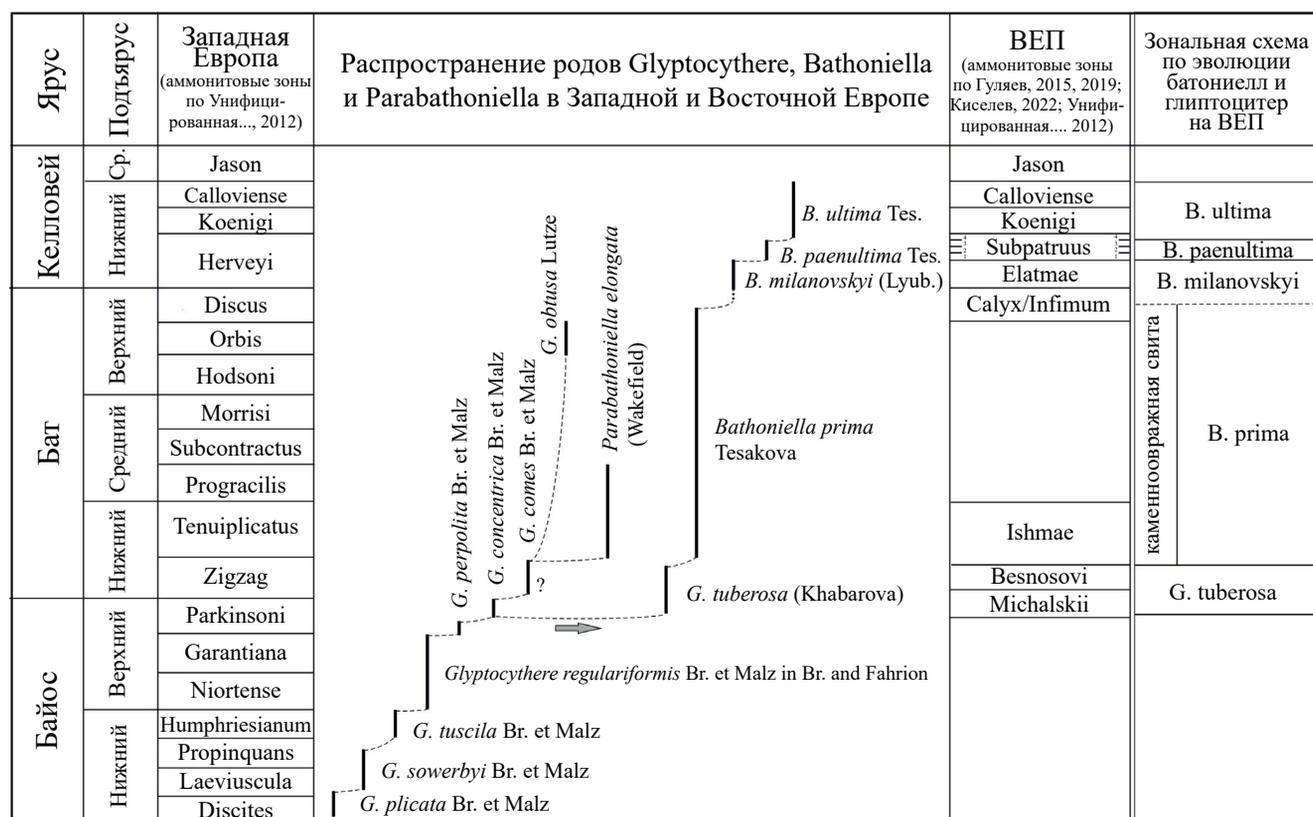


Рис. 1. Распространение родов Glyptocythere (по Brand, Malz, 1966), Bathoniella (данные автора) и Parabathoniella (по Wakefield, 1994) в Западной и Восточной Европе и зональная стратиграфия по остракодам ВЕП на основе эволюции батониелл и глиптоцитер.

Стратиграфические диапазоны глиптоцитер, батониелл и парабатониелл показаны вертикальными сплошными линиями. Стрелкой отмечены позднебайосская трансгрессия и миграция *G. concentrica* на ВЕП. Подразделения зоны Subpatruus, биогоризонты (по Гуляев, 2015): 1 — *C. surensis*, 2 — *C. subpatruus*, 3 — *C. uzhovkensis*, 4 — *Ch. saratovensis*.

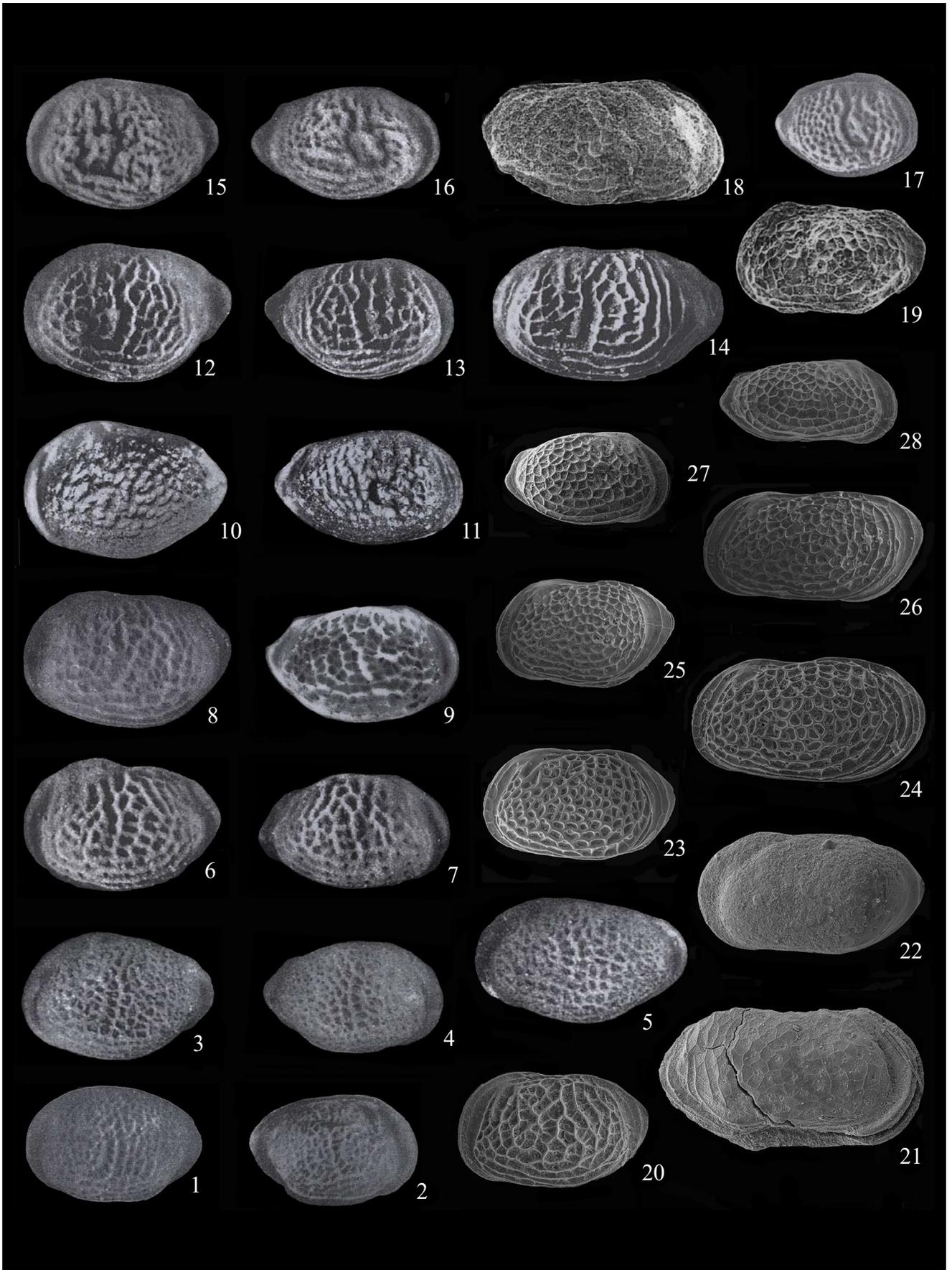


Таблица 1. Фиг. 1–17 происходят из Северо-Западной Германии и скопированы из (Brand, Malz, 1966); фиг. 18 и 19 происходят из Шотландии и скопированы из (Wakefield, 1994). Каждое изображение сопровождается ссылкой на фототаблицу (pl.) и изображение (fig.) или рисунок (Fig.) в соответствующей статье, размеры экземпляра (длина, мм) приведены в скобках. Принятые сокращения: ЦР – целая раковина, ПС – правая створка, ЛС – левая створка.

Фиг. 1, 2. *Glyptocythere plicata* Brand et Malz, нижний байос, зоны Discites–Laeviuscula: 1 – экз. Хе 5573, ЛС самки (0.73) (Brand, Malz, 1966, pl. 60, fig. 102a); 2 – голотип Хе 5572, ЦР самки справа (0.75) (pl. 60, fig. 100a).

Фиг. 3–5. *G. sowerbyi* Brand et Malz, нижний байос, зоны Laeviuscula–Propinquans: 3 – голотип Хе 5565, ЛС самки (0.69) (pl. 60, fig. 97); 4 – экз. Хе 5568, ПС самки (0.68) (pl. 60, fig. 96a); 5 – экз. Хе 5566, ЛС самца (0.76) (pl. 60, fig. 98).

Фиг. 6, 7. *G. tuscula* Brand et Malz, средний байос, зона Humphriesianum: 6 – голотип Хе 4361, ЛС самки (0.73) (Fig. 5); 7 – экз. Хе 4362, ПС самки (0.77) (Fig. 6).

Фиг. 8, 9. *G. regulariformis* Brand et Malz in Brand, Fahrion, верхний байос, зоны Niortense–Garantiana: 8 – экз. Хе 4341, ЛС самки (0.89) (pl. 55, fig. 34a); 9 – экз. Хе 4337, ПС самки (0.89) (pl. 54, fig. 30a).

Фиг. 10, 11. *G. perpolita* Brand et Malz, верхний байос, нижняя часть зоны Parkinsoni: 10 – экз. Хе 4398, ЛС самки (0.81) (pl. 58, fig. 73); 11 – экз. Хе 4397, ПР самки (0.80) (pl. 58, fig. 72).

Фиг. 12–14. *G. concentrica* Brand et Malz, верхний байос, верхняя часть зоны Parkinsoni: 12 – экз. Хе 4394, ЛС самки (0.83) (Fig. 11); 13 – экз. Хе 4392, ПР самки (0.85) (Fig. 9); 14 – голотип Хе 4387, ЛС самца (0.98) (Fig. 7b).

Фиг. 15, 16. *G. comes* Brand et Malz, нижний бат, зона Zigzag: 15 – голотип Хе 4365, ЛС самки (0.65) (Fig. 14); 16 – экз. Хе 4366, ПС самки (0.66) (Fig. 15).

Фиг. 17. *G. obtusa* Lutze, экз. Хе 5585, ЦР самки (0.56) (Fig. 38), верхний бат, зона Orbis.

Фиг. 18, 19. *Parabathoniella elongata* (Wakefield), нижний–средний бат, предположительно зоны Tenuiplicatus–Progracilis: 18 – экз. OS 13823, ЦР самца справа (0.964) (Wakefield, 1994, pl. 4, fig. 8); 19 – экз. OS 13824, ЦР самки слева (0.855) (pl. 4, fig. 6).

Фиг. 20. *Glyptocythere tuberosa* (Khabarova), экз. МГУ Sokur-Ya-178, ЛС самки (0.415), терминальный байос–нижний бат, зоны Michalskii–Besnosovi, Сокурская скв., Саратовская обл., зона Michalskii (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 14).

Фиг. 21, 22. *Bathoniella prima* Tesakova, Перелюбский р-н, Саратовская обл., каменноовражная свита, верхняя часть нижнего бата–нижняя часть верхнего бата, остракодовая зона *V. prima* (Тесакова, 2024, табл. 1, фиг. 7, 8a); 21 – экз. МГУ Perelub-04, ядро ЦР самца (0.988); 22 – голотип МГУ Perelub-53, ЦР самки слева (0.786).

Фиг. 23, 24. *V. milanovskyi* (Lyubimova), нижний келловей, зона Elatmae (Тесакова, 2024, табл. 1, фиг. 4, 5); 23 – экз. МГУ ТП-011, ЛС самки (0.690), разрез Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан; 24 – экз. МГУ Варт-29, ЛС самца (0.832), разрез Бартоломеевка, Саратовская обл.

Фиг. 25, 26. *V. raenultima* Tesakova, нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus* и *C. uzhovkensis*, разрез Починки, Нижегородская обл. (Тесакова, 2024, табл. 1, фиг. 1, 2); 25 – экз. МГУ Poch-24, ЦР самки слева (0.573); 26 – голотип МГУ Poch-2-001, ЦР самца слева (0.628).

Фиг. 27, 28. *V. ultima* Tesakova, нижний келловей, зона Calloviense, скв. 709, Гомельский р-н, Белоруссия (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 11, 13); 27 – экз. МГУ 300-4638, ПС самки (0.577); 28 – экз. МГУ Belor-1-16, ПС самца? (0.469).

←

Эволюция скульптуры у сетчатых *Glyptocythere* и *Bathoniella*

Об онтогенезах глиптоцифер с разными типами скульптуры (сетчатой, ребристой и морщинистой) известно немного. В статье Бранда и Мальца с описанием представителей этих трех филолиний лишь для некоторых *ребристых* глиптоцифер приведены фотографии ювенилий разных возрастных стадий (Brand, Malz, 1966). Опираясь на эту информацию и собственные наблюдения на видах *G. aspera* (Khabarova) и *G. bathonica* Tesakova из верхнего байоса и нижнего бата ВЕП (Тесакова, 2022г), удалось выяснить следующее. Ребра являлись древним признаком, облигатно имевшимся у ювенилий раннего и среднего возраста, в ряде случаев вплоть до половозрелой стадии. Сетчатая скульптура у ребристых глиптоцифер являлась молодым признаком и если проявлялась, то на поздних онтогенетических стадиях (на взрослых

представителях и поздних ювенилиях). В развитии этой филолинии наблюдалось как появление и усиление молодого признака (геронтоморфоз), так и его постепенное ослабление (педоморфоз). Кроме того, сетчатая скульптура впервые проявлялась у самцов, а у самок и поздних ювенилий лишь впоследствии, что позволяло выделять виды с одинаковой и разной скульптурой у полов. Надо отметить, что термины, в которых Тесакова описала цикл морфогенеза ребристых глиптоцифер (Тесакова, 2023), были подобраны неудачно, и в настоящей статье терминология принимается по (Киселев, 2023).

О скульптуре *сетчатых* глиптоцифер можно судить, опираясь лишь на взрослых представителей по (Brand, Malz, 1966). По закону гомологичных рядов, древним признаком в этой филолинии следует считать ребристую скульптуру (ребрышки, которые развивались по мурьям

ячеек), а молодым признаком — сетчатую скульптуру (более-менее упорядоченные ряды ячеек, стенками которых являлись мурии).

Развитие скульптуры сетчатых глиптоцитер проходило по пути педоморфоза, со смещением древнего признака на все более поздние возрастные стадии, и сопровождалось усилением ребер из слившихся мурий. В раннем байосе скульптура эволюционировала от беспорядочно расположенных мелких угловатых ячеек с тонкими низкими муриями у *G. plicata* (табл. I, фиг. 1, 2) к более крупным ячейкам с более высокими муриями в средней части раковины у *G. sowerbyi* (табл. I, фиг. 3–5) и далее к крупным ячейкам, по муриям которых развились слабые субвертикальные и косые ребрышки в верхней половине раковины и продольные ребра на брюшной стороне у *G. tuscila* (табл. I, фиг. 6, 7). С начала позднего байоса ребристый паттерн сохранялся у *G. regulariformis* (табл. I, фиг. 8, 9) и у *G. perpolita* (табл. I, фиг. 10, 11). У последних сетчатых глиптоцитер *G. concentrica* (табл. I, фиг. 12–14) ребра были развиты максимально сильно и были похожи на ребра *G. regulariformis*, только вентральные ребра отклонялись кверху на заднем конце и достигали спинного края.

Поворотной точкой в цикле морфогенеза сетчатых глиптоцитер, с переходом от педоморфоза к геронтоморфозу, служит появление в нижнем бате *G. comes* (табл. I, фиг. 15, 16), в скульптуре которого ребра утратили отчетливость и сгладились. Позднебатский *G. obtusa* (табл. I, фиг. 17) обладал уже только сетчатой скульптурой, в точности такой же, как у ранних представителей филолинии (*G. plicata* и *G. sowerbyi*).

Тот же скульптурный паттерн из ячеек (не считая тонких брюшных ребер) наблюдался у всех взрослых батониелл (табл. I, фиг. 21–28) и ювенилий поздних возрастных стадий. В онтогенезе *V. milanovskyi* ребрышки сохранились лишь на ранних возрастных стадиях (А-5–А-6) (Тесакова, 2024, табл. 2, фиг. 8, 10, 13, 14), а у таких же ювенилий *V. raenultima* они исчезли совсем (Тесакова, 2024, табл. 3, фиг. 10–14) (геронтоморфоз сопровождался акселерацией). Плохая сохранность материала из каменно-овражной свиты не позволила увидеть аналогичные ребра у неполовозрелых *V. grima*, кроме хорошо развитых продольных брюшных, восходящих к спинному краю крутой дугой на заднем конце (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 3а, 4а).

У ранних ювенилий *V. milanovskyi* (Тесакова, 2024, табл. 2, фиг. 8, 10, 13, 14) одно-два нижних ребра из числа брюшных в средней части

отклоняются кверху, соприкасаясь с верхним ребром, и под этой структурой образуется небольшая выемка (у молодежи других батониелл это не наблюдалось). Такая же выемка наблюдается посередине брюшного киля у взрослых особей самого древнего члена филолинии сетчатых глиптоцитер *G. plicata* (табл. I, фиг. 1, 2). Это позволяет предположить атавистическое происхождение описанной структуры у неполовозрелых *V. milanovskyi*.

Эволюция скульптуры в филолинии сетчатых глиптоцитер демонстрирует полный цикл морфогенеза (по терминологии Е.И. Шорникова (Шорников, Михайлова, 1990, с. 75–79)) с педоморфозом у байосских видов и последующим геронтоморфозом у батских. Их потомки батониеллы и в бате, и в раннем келловее продолжали развиваться через геронтоморфоз. Древний/детский признак у них (развитие ребер по муриям ячеек) был полностью вытеснен в онтогенез (отсутствовал у взрослых представителей) и со временем смещался на все более ранние возрастные стадии, пока не исчез совсем. Таким образом, в филолинии *Glyptocythere* → *Bathoniella* эволюционный тренд сменился на противоположный (педоморфоз сменился на геронтоморфоз) на рубеже байоса и бата.

Линейные параметры батониелл, парабатониелл и предковых глиптоцитер

Выявленный по скульптуре цикл морфогенеза с педоморфозом в байосе и геронтоморфозом в бате в полной мере проявился и в размерности изученных родов.

Предполагаемые предки батониелл из Западной Европы имели более крупные раковины и развивались от древнейшего *G. plicata* к *G. concentrica* с последовательным увеличением размеров через магнификацию, а *G. comes* и *G. obtusa* с минификацией (табл. 2). Общий тренд магнификации западноевропейских глиптоцитер осложнен измельчением двух видов: *G. sowerbyi* в раннем байосе (фазы *Laeviuscula* и *Propinquans*) и *G. perpolita* в позднем байосе (нижняя часть фазы *Parkinsoni*). У этих видов могли проявиться колеблющиеся тенденции (Иванов, 1998), или можно предположить экологический стресс.

Детальное измерение линейных параметров экземпляров *Bathoniella* (табл. 1) показывает, что размеры у изученных видов были весьма специфичны и практически не перекрывались (табл. 3).

Таблица 2. Линейные размеры (длина (Д) в мм) *Glyptocythere* Brand et Malz из филолинии сетчатых глиптоцифер

Виды	Д самцы	Д самки	Тренд развития признака (Д)	Гетерохронии
<i>G. obtusa</i> Lutze	—	0.50–0.58	↓	минификация
<i>G. comes</i> Br. et Malz	0.71–0.77	0.60–0.67	↓	
<i>G. concentrica</i> Br. et Malz	0.92–1.00	0.78–0.89	↑	магнификация
<i>G. perpolita</i> Br. et Malz	0.87–1.03	0.70–0.85	↓ экол. стресс?	
<i>G. regulariformis</i> Br. et Malz in Brand and Fahrion	1.11	0.86–0.94	↑	
<i>G. tuscila</i> Br. et Malz	0.98–1.07	0.72–0.82	↑	
<i>G. sowerbyi</i> Br. et Malz	0.72–0.77	0.60–0.69	↓ экол. стресс?	
<i>G. plicata</i> Br. et Malz	?=	0.70–0.77		

Примечание. Для табл. 2–4: список видов приводится в стратиграфической последовательности снизу вверх; стрелка вверх показывает увеличение размеров, стрелка вниз – их уменьшение, знак равенства – аналогичные размеры предка и потомка.

Таблица 3. Линейные размеры (длина (Д) в мм) *Bathoniella* Tesakova и представителей *Glyptocythere* Brand et Malz, считающихся предками батониелл

Виды	Д самцы	Д самки	Тренд развития признака (Д)	Гетерохронии
<i>B. ultima</i> Tesakova	?=	0.443–0.577	↓	минификация
<i>B. raenultima</i> Tesakova	0.586–0.644	0.538–0.583	↓	
<i>B. milanovskyi</i> (Lyubimova)	0.718–0.855	0.667–0.713	↓	
<i>B. prima</i> Tesakova	0.988–0.989	0.720–0.871	↓	
<i>G. tuberosa</i> (Khabarova) (аллопатрический вид)	?	0.405–0.439	↓ эффект лилипутов	
<i>G. concentrica</i> Br. et Malz	0.92–1.00	0.78–0.89	↑	магнификация

Развитие от *B. prima* к *B. ultima* проходило с измельчением каждого следующего таксона (через минификацию) и образует видоспецифичный размерный ряд (рис. 2). Аллопатрический таксон *G. tuberosa* из терминального байоса–раннего бата (фазы Michalskii и Besnosovi) испытал эффект лилипутов вследствие миграции на ВЕП *G. concentrica* в конце фазы Parkinsoni.

Западноевропейский *Parabathoniella elongata* характеризовался раковиной, сходной по длине с *B. prima* (табл. 1, рис. 2), но более высокой, что исключает его из закономерности размерного ряда батониелл и подчеркивает принадлежность к иной филолинии. Длины раковин самок и самцов его раннего предка *G. concentrica* близки к таковым *P. elongata*, а у предполагаемого по

стратиграфическому положению его более позднего предка *G. comes* длины раковин меньше (табл. 4).

Замок батониелл и парабатониелл

Замки батониелл были изучены под сканирующим микроскопом и приведены на фототаблицах в первой части статьи (Тесакова, 2024). Так, замок *B. milanovskyi* представлен в этой публикации на табл. 1, фиг. 15 (ПС самки), табл. 2, фиг. 5б (ЛС самки); замок *B. raenultima* – на табл. 1, фиг. 14 (ПС самки), табл. 3, фиг. 15б (ПС самки), фиг. 16б (ПС juv. A3–A4); замок *B. ultima* – на табл. 4, фиг. 10б (ПС самки). Замок *B. prima* изучить не удалось, так как его экземпляры были представлены целыми раковинами или отдельными створками, полностью забитыми изнутри породой.

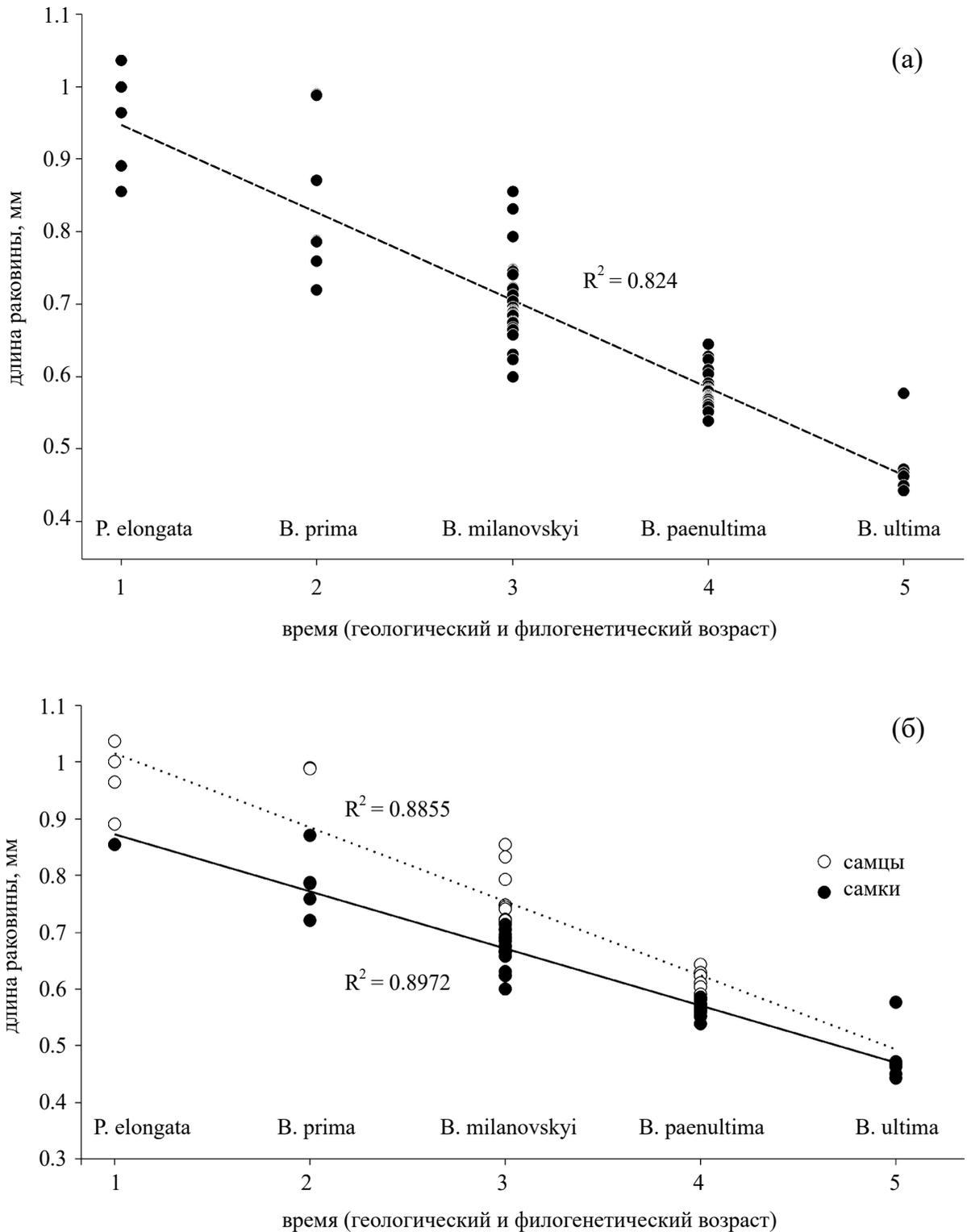


Рис. 2. Изменение во времени размеров раковин представителей *Bathoniella* и *Parabathoniella*.

(а) – общее распределение размеров у вида, (б) – распределение размеров у самцов и самок по отдельности, R – коэффициент корреляции. Обозначения: 1 – нижний–средний бат Шотландии (условно аммонитовые зоны *Tenuiplicatus*–*Progracilis*); 2 – терминальный нижний бат–верхний бат (зона *Ishmae* – предположительно, нижняя часть зоны *Calyx/Infimum*), остракододовая филозона *B. prima*; 3 – верхний бат (предположительно, верхняя часть зоны *Calyx/Infimum*)–нижний келловей (зона *Elatmae*), филозона *B. milanovskyi*; 4 – нижний келловей (зона *Subpatruus*, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*), филозона *B. paenultima*; 5 – нижний келловей (зона *Subpatruus*, биогоризонт *Ch. saratovensis*–зона *Calloviense*), филозона *B. ultima*.

Таблица 4. Линейные размеры (длина (Д) в мм) *Parabathoniella* Tesakova и представителей *Glyptocythere* Brand et Malz, считающихся предками парабатониелл

Виды	Д самцы	Д самки	Тренд развития признака (Д)
<i>P. elongata</i> (Wakefield)	0.891–1.036	0.855	=
<i>G. comes</i> Br. et Malz	0.71–0.77	0.60–0.67	↓
<i>G. concentrica</i> Br. et Malz	0.92–1.00	0.78–0.89	=

Зубные формулы для правых створок взрослых самок представлены в табл. 5. Числа спереди и сзади квадратной скобки отвечают числу секций, на которые насечены передний и задний краевые зубы. Числа в скобке характеризуют количество мелких ямок, осложняющих срединный желобок: перед двоеточием обозначено количество ямко-групп, после него – число ямок, сгруппированных в каждой из них; подчеркивание объединяет единичные ямки и ямко-группы, находящиеся в расширенной части желобка (в области губы); числа, не разделенные двоеточием, отвечают мелким одиночным ямкам.

Краевые зубы у *P. elongata* и расширенный в передней части насеченный желобок подробно описаны автором вида (Wakefield, 1994, p. 28), но число мелких ямок, осложняющих срединный элемент, оценивается Тесаковой приблизительно, поэтому в табл. 4 эти числа стоят под вопросом.

Собрать по литературным данным столь же детальную информацию по строению замков всех предковых глиптоцифер оказалось затруднительно. В целом известно, что замок рода *Glyptocythere* трехчленный, на правой створке состоит из краевых зубов, насеченных на 6–7 зубцов передний и 7–8 задний (Brand, Malz, 1962). Срединный элемент представлен желобком разной ширины (спереди широкий, сзади

узкий) и осложнен мелкими ямками, в широкой части желобка сгруппированными в ямко-группы по несколько штук в каждой, в узкой части – одиночными или сдвоенными мелкими ямками (например, замок *G. tuberosa* изображен в (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 15)). Различие между замками разных видов, как правило, кроется в деталях строения срединного элемента (в большей или меньшей длине расширенной части, а также в большей или меньшей ее ширине). Также Бранд и Мальц (Brand, Malz, 1962) отметили, что у самцов задняя узкая часть срединного элемента более длинная, чем у самок.

Следует отметить, что у батониелл и парабатониелл замок в целом устроен схожим образом, но есть и отличия (табл. 5). Для ювенильных представителей *B. paenultima* и *B. milanovskyi* известно, что срединный желобок не расширен спереди и орнаментирован только одиночными ямками (ямко-группы отсутствуют). Кроме того, на ранних возрастных стадиях количество ямок в желобке меньше и краевые зубы насечены на меньшее число секций, в отличие от более взрослых ювенилий, чьи зубы не отличаются от таковых у взрослых. Замки самцов батониелл в целом похожи на замки самок, но узкая часть срединного желобка у них длиннее.

Наиболее стабильным признаком замка батониелл является строение переднего и заднего краевых элементов, рассеченных на шесть

Таблица 5. Зубные формулы для правых створок взрослых самок (ad.) и ювенильных особей (juv.) изученных батониелл и парабатониелл

Виды	Зубная формула (ad.)	Зубная формула (juv.)
<i>B. ultima</i>	6[21]7	–
<i>B. paenultima</i>	5[3:3+13–15]7	A3–A4: 5[24–27]7, A5–A6: 4[20?]6
<i>B. milanovskyi</i>	6[1+3:3–4+15–16]7	A3–A4: 6[25–27]7
<i>B. prima</i>	–	–
<i>P. elongata</i>	6[1+3:4?+15?–17?]7	–

и семь частей соответственно (исключение — *V. raenultima*, у которого передний зуб редуцирован до пяти секций). Срединный желобок — эволюционно более пластичный — варьирует по числу мелких ямок, осложняющих его, но в обязательном порядке расширен в передней части, где ямки объединяются по три-четыре в ямко-группы (исключение — *V. ultima*, с ювенильным типом строения срединного желобка, одинаковой толщины на всем протяжении, без ямко-групп).

Изучить строение замка у *V. prima* не удалось из-за плохой сохранности материала, но, с учетом вышеописанного эволюционного тренда, оно предполагается по аналогии с ближайшим потомком *V. milanovskyi*.

Обобщая все вышесказанное о развитии глиптоцитер и батониелл, следует отметить, что скульптура и размеры дефинитивной раковины являются наиболее пластичными признаками и в эволюционный процесс вовлекаются раньше других. Замок оказался более консервативным. Сложно проследить какие-либо эволюционные сдвиги в нем в течение развития предковых глиптоцитер, но одна гетерохрония у батониелл все-таки проявилась. У самок самого молодого члена филогении *V. ultima* наблюдается появление ювенильных признаков в строении замка — в срединном элементе присутствуют одиночные ямки, но нет ямко-групп, и передний отдел желобка не расширен (Тесакова, 2024, табл. 4, фиг. 10а, 10б). Это позволяет предполагать, что данный вид был образован в результате минификации с чертами прогенеза. Поворотная точка в цикле морфогенеза по признакам скульптуры и линейных размеров раковины наступила на рубеже байоса—бата, по признаку замка позднее — в раннем келловее в фазе Koenigi (у *V. ultima*).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Эволюционно связанные глиптоцитеры и батониеллы образуют на ВЕП практически непрерывную стратиграфическую последовательность: *G. tuberosa* (терминальный верхний байос—нижняя часть нижнего бата, зоны Michalskii—Besnosovi) → *V. prima* (верхняя часть нижнего бата—нижняя часть верхнего бата, условно: зона Ishmae—нижняя часть зоны Calyx/Infimum) → *V. milanovskyi* (предположительно, верхняя часть верхнего бата—нижний келловей, нижняя часть зоны Calyx/Infimum(?)) — зона Elatmae) → *V. raenultima* (нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонты *C. surensis*,

C. subpatruus, *C. uzhovkensis*) → *V. ultima* (нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонт *Ch. saratovensis*—зона Calloviense). Эта филогенетическая преемственность положена в основу выделения новых филозон.

Полные стратиграфические диапазоны предковых глиптоцитер из Западной и Восточной Европы, батониелл ВЕП и Северной Германии, шотландских парабатониелл и новые остракодовые зоны приведены на рис. 1. Новые зоны описываются ниже в стратиграфической последовательности.

Зона Glyptocythere tuberosa Tesakova, nov. (филозона)

Вид-индекс — *G. tuberosa* (Khabarova).

Состав комплекса: кроме индекса присутствуют и другие глиптоцитеры: *G. aspera* (Khabarova), *G. praerimosa* (Khab.), *G. strigatus* (Khab.) и *G. bathonica* Tesakova. Также отмечено большое число других таксонов: *Paracypris bajociana* Bate, *Procytheridea? bajociensis* (Khab.), *Fuhrbergiella* (P.) *kizilkaspakensis* (Mandelstam), *Palaeocytheridea* (P.) *kalandadzei* Tes., *Camptocythere* (C.) *lateres* Tesakova et Shurupova, *C. (C.) angustius* Tes. et Shur., *C. (Anabarocythere) triangula* Tes., *C. (A.) arangastachiensis* Nikitenko, *Procytherura iyaе* Tes., *Plumhoffia tricostata* (Khab.), *Aaleniella franzi* Tes., *A. volganica* Tes., *A.? ovoidea* Tes., *A. sokolovi* (Lyubimova), *Acrocythere sokurensis* Tes., *Nanacythere octum* Tes., *Trachocythere peculiaris* Tes., *Pseudohutsonia clivosa* (Khab.), *P. cf. subtilis* (Oertli), *Ljubimovella? sp. 1* (изображения перечисленных таксонов опубликованы в: Шурупова и др., 2016; Shurupova, Tesakova, 2017; Тесакова, 2022а, 2022б, 2022в, 2022г).

Стратотип: разрез скв. Сокурская (гл. 0—43.10 м) и открытой части одноименного карьера (4—12 м) (Саратовская обл.), починковская свита, глины темно-серые и серые. Мощность 51.1 м (по: Shurupova, Tesakova, 2017, Fig. 3, где вид-индекс ошибочно определен как *G. regulariformis*, а изображен в: Шурупова и др., 2016, рис. 5/12, где ошибочно определен как *G. tuscila*).

Границы: нижняя — по появлению вида-индекса, верхняя по появлению преемственного рода *Bathoniella* и вида *V. prima*. Дополнительно верхняя граница подчеркивается резким обеднением комплекса остракодов.

Стратиграфическое положение: терминальный верхний байос—нижняя часть нижнего

бата, аммонитовые зоны Michalskii–Besnosovi, фораминиферовые слои с *Lenticulina volganica*–*Vaginulina dainae* и зона *Trochammina jakovlevae* (по Унифицированная..., 2012; Глинских, Никитенко, 2015, 2018), остракодовые зоны *G. aspera* и *G. bathonica* (по Тесакова, 2022г).

З а м е ч а н и я . Вид-индекс был прослежен Хабаровой (1955) в верхнем байосе Саратовского правобережья и Заволжья, Волгоградской обл. и Западного Казахстана, определен Тесаковой из зоны Michalskii в Сокурской скв. (Саратовская обл.) и из нижнебатской зоны *G. bathonica* в разрезе скв. Обвал (Пензенская обл.). В верхнем байосе Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса этот вид был ошибочно определен Пермяковой как *G. regulariformis* (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 141, табл. 58, фиг. 1). В отложениях зоны *Garantiana* он был встречен в комплексе с *G. tuberodentata* Brand et Malz, *G. regulariformis* и *G. concentrica* (Пермякова, 1975, с. 37). Но *G. tuberodentata* появился в зоне *Parkinsoni* только в ее верхней части (Brand, Malz, 1966), что хорошо согласуется со стратиграфическим диапазоном *G. concentrica* (из верхней части *Parkinsoni*) и полностью противоречит совместной встречаемости с *G. regulariformis* (из зон *Niortense* и *Garantiana*) (рис. 1). Следовательно, украинские экземпляры *G. regulariformis* являются не чем иным, как представителями *G. tuberosa*, морфологически очень сходным с предковой формой.

Р а с п р о с т р а н е н и е . ВЕП: Украина, центральные районы России (Пензенская обл.), Нижнее и Среднее Поволжье, Западный Казахстан.

Зона Bathoniella prima Tesakova, nov. (филозона)

В и д - и н д е к с – *B. prima* Tesakova.

С о с т а в к о м п л е к с а : кроме индекса присутствуют единичные экземпляры видов, известных из подстилающих верхнебайосских–нижнебатских отложений: *Camptocythere* (*C.*) *scrobiculataformis* Nikitenko, *C.* (*A.*) *triangula*, *Aalenella franzi* и некоторые другие.

С т р а т о т и п : разрез скв. 103 (Перелюбский р-н, Саратовская обл.), каменноовражная свита, переслаивание глин и алевроитов с единичными прослоями песков, пл. 175–201.5 м (по: Тесакова и др., 2023). Мощность ≈ 26.5 м.

Г р а н и ц ы : нижняя – по появлению представителей рода *Bathoniella* (и вида-индекса) и исчезновению *Glyptocythere*, верхняя – по появлению преемственного вида *B. milanovskyi*.

С т р а т и г р а ф и ч е с к о е п о л о ж е н и е : между слоями с раковинами аммонитов зоны Besnosovi и в верхней части зоны *Calyx/Infimum*, т.е. условно соответствует верхней части нижнего бата (зона *Ishmae*)–нижней части верхнего бата (нижней части зоны *Calyx/Infimum*).

З а м е ч а н и я . К моменту написания статьи вид-индекс был обнаружен лишь в скважинах 103 и 108 из Перелюбского р-на Саратовской обл. (Тесакова и др., 2023). Экземпляры были немногочисленны, плохой сохранности и изредка встречались на отдельных (более мористых) уровнях разрезов.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Саратовское Заволжье.

Батские отложения, охарактеризованные зоной *B. prima* и находением шотландского вида *B. elongata*, предположительно одновозрастны и могут быть сопоставлены (за исключением верхнего бата, где встречены только *B. prima*). По закону гомологии синхронное приобретение этими видами батониеллового полового диморфизма (Тесакова, 2024) позволяет рассматривать их первое появление в летописи как панъевропейский коррелятивный уровень.

Зона B. milanovskyi Tesakova, nov. (филозона)

В и д - и н д е к с – *B. milanovskyi* (Lyubimova).

С о с т а в к о м п л е к с а : кроме индекса известны: *Procytheridea? cinicinnusa* (Mand. in Lyub.), *Camptocythere* (*Anabarocythere*) *starcevae* Tes., *Pyrocytheridea pergraphica* Lyub., *Palaeocytheridea* (*P.*) *pavlovi* (Lyubimova), *Fuhrbergiella* (*P.*) *archangelskyi* (Mand. in Lyub.), *Patellacythere* sp., *Macrocypris aequabilis* Oertli, *Procytherura didictyon rossica* Tes. (их изображения опубликованы в: Тесакова, Сельцер, 2013, рис. 5 и 6) и др.

С т р а т о т и п : разрез Бартоломеевка Саратовской обл., темно-серые глины хлебновской свиты, нижняя часть сл. 2 (по: Тесакова, Сельцер, 2013, рис. 2). Мощность ≈ 1 м.

Г р а н и ц ы : нижняя – по появлению вида-индекса; верхняя – по появлению преемственного вида *B. raenultima*. Кроме того, нижняя граница подчеркивается первым появлением на ВЕП характерных и обильно представленных видов *P.? cinicinnusa*, *C.* (*A.*) *starcevae*, *P.* (*P.*) *pavlovi* и *F.* (*P.*) *archangelskyi*.

С т р а т и г р а ф и ч е с к о е п о л о ж е н и е : предположительно, верхняя часть верхнего бата

(верхняя часть зоны Calyx/Infimum)—нижний келловей (зона Elatmae); отвечает нижней части фораминиферовой зоны *H. infracaloviensis*—*G. tatarsiensis*.

З а м е ч а н и я . Достоверные представители *V. milanovskyi* (s. s.) автору известны из зоны Elatmae Днепровско-Донецкой впадины (Каневские дислокации: разрезы Костянецкий яр и Григоровка (Тесакова и др., 2015)), Саратовской обл. (Бартоломеевка), Татарстана (Тетюшский р-н, разрез Тархановская пристань) и из хлебновской свиты (не датированной аммонитами) скв. 108, Перелюбский р-н, Саратовская обл. Распространение зоны по всему разрезу хлебновской свиты, включая верхнебатскую часть, предположительно, но не достоверно и требует дополнительного изучения остракод из зоны Calyx/Infimum. Кроме того, экземпляры *V. milanovskyi* известны из нерасчлененного нижнего келловая Северной Германии (Zimmermann et al., 2015).

Р а с п р о с т р а н е н и е . ВЕП: на Украине в Днепровско-Донецкой впадине, в Среднем и Нижнем Поволжье; Северная Германия.

Зона V. raenultima Tesakova, nov. (филозона)

В и д - и н д е к с — *V. raenultima Tesakova*.

С о с т а в к о м п л е к с а : *P.?* *cinicinnusa*, *C. (A.) starcevae*, *C. (C.) scrobiculataformis*, *P. (P.) pavlovi*, *F. (P.) archangelskyi*, *Galliaecytheridea prodromos* Whatley, *Ballent et Armitage*, *Fastigatocythere interrupta directa* Wienholz, *Lophocythere karpinskyi* (Mand. in Lyub.), *Neurocythere cruciata* (Triebel), *Parariscus ostoporalis* Właszyk, *A. sokolovi*, *P. didictyon rossica*, *Praeschuleridea* sp. и др. (изображения некоторых характерных видов опубликованы в: Тесакова, Сельцер, 2013; Tesakova, 2013; наиболее полный зональный список, включая таксоны в открытой номенклатуре, приведен в: Тесакова и др., 2020, рис. 3).

С т р а т о т и п : разрез Починки Нижегородской обл., темно-серые глины елатьминской свиты, сл. 5 (по: Тесакова и др., 2020, рис. 3). Мощность ≈ 2.8 м.

Г р а н и ц ы : нижняя граница — по появлению индекса, верхняя — по появлению дочернего *V. ultima*.

С т р а т и г р а ф и ч е с к о е п о л о ж е н и е : нижний келловей, аммонитовая зона *Subpatruus*, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*.

З а м е ч а н и я . Достоверные представители вида-индекса известны автору только из разреза Починки.

Р а с п р о с т р а н е н и е . На ВЕП в Среднем Поволжье.

Зона V. ultima Tesakova, nov. (филозона)

В и д - и н д е к с — *V. ultima Tesakova*.

С о с т а в к о м п л е к с а : кроме индекса (см. Замечания), в его состав входят: *Macrocypris aequabilis*, *Procytherura didictyon* Whatl., Ball. et Arm., *P. ippolitovi* Tesakova (см. Замечания), *Cytheropteron ex gr. spinosum* Lyub., *Parariscus ostoporalis*, *Camptocythere (Palaeoloxoconcha) caudata caudata* Tes., *C. (P.) caudata nuda* Tes. (см. Замечания), *Praeschuleridea wartae* Włas., *F. archangelskyi*, *Neurocythere cruciata franconica* (Trieb.), *N. cruciata cruciata* (Trieb.), *N. flexicosta* (Trieb.), *Lophocythere scabra* Trieb., *Fastigatocythere interrupta directa*, *Palaeocytheridea (M.) parabakirovi* Malz, *Pleurocythere kurskensis* Tes., *Glabellacythere nuda* Wienh., *Galliaecytheridea prodromos* Whatl., Bal. et Arm., *Pseudohutsonia wienholzae* Tes. и др. (изображения этих видов опубликованы в: Тесакова и др., 2009; Махнач, Тесакова, 2015).

С т р а т о т и п : разрез Михайловского ГОКа (Курская обл.), светло-серые глины фатежской свиты, сл. 2–3 (по: Тесакова и др., 2009, рис. 2). Мощность ≈ 23 м.

Г р а н и ц ы : нижняя граница — по появлению индекса, верхняя — по его исчезновению.

С т р а т и г р а ф и ч е с к о е п о л о ж е н и е : нижний келловей, верхняя часть зоны *Subpatruus*, биогоризонт *Ch. saratovensis* (по: Тесакова и др., 2009; Тесакова, Сельцер, 2022) и зона *Calloviense* (по: Тесакова и др., 2009; Махнач, Тесакова, 2015).

З а м е ч а н и я . Ревизии, проведенные автором в последние годы, позволили переопределить некоторые таксоны из более ранних работ: виды *Procytherura pleuraperiosus* What., Bal. et Arm. и *P. tenuicostata* What. (Махнач, Тесакова, 2015, табл. 1, фиг. 10–12, 14–16) как *P. ippolitovi* (Тесакова, Сельцер, 2022, с. 70, табл. 5, фиг. 18; рис. 2а–2д); вид *Camptocythere* sp. (Махнач, Тесакова, 2015, табл. 2, фиг. 7, 9, 11, 12) как *Camptocythere (Palaeoloxoconcha) caudata caudata* (Тесакова, Сельцер, 2022, с. 67, табл. 4, фиг. 12, 13; рис. 2е–2л, 2с), а *Camptocythere* sp. (Махнач, Тесакова, 2015, табл. 2, фиг. 8) как *C. (P.) caudata*

nuda (Тесакова, Сельцер, 2022, с. 68, рис. 2м–2р, 2т, 2у); также к первому подвиду относятся *Camptocythere* sp. A ssp. B из (Тесакова, 2013, pl. 6, fig. 2) и *Camptocythere* (P.) sp. A ssp. B sensu Тесакова, 2013 из (Глинских и др., 2022, табл. 2, фиг. 5), а ко второму – *Camptocythere* sp. A ssp. A по (Тесакова, 2013, pl. 6, fig. 1). Вид-индекс *B. ultima* был ошибочно определен как *Acantocythere* (*Protoacantocythere*) *nikitini* (Lyub.) (Махнач, Тесакова, 2015, табл. 3, фиг. 6–9) и как *Galliaecytheridea* aff. *spinosa* Kilenyi (Тесакова и др., 2009, табл. 2, фиг. 6, 7).

Достоверные экземпляры вида-индекса известны из разреза Михайловского рудника, Курская магнитная аномалия (Тесакова и др., 2009), из разреза скв. 792, Гомельский р-н, Белоруссия (Махнач, Тесакова, 2015) и из разреза ТЭЦ-5, Саратовская обл. (Тесакова, Сельцер, 2022).

Распространение. ВЕП: Белоруссия и Европейская Россия (Курская обл., Нижнее Поволжье).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительно-морфологический анализ формы раковины, скульптуры и замков *Bathoniella* и *Parabathoniella* с таковыми наиболее схожих сетчатых *Glyptocythere* позволил выявить предковые линии для каждого из новых родов. Батониеллы и их предтечи образовали филолинию: *G. plicata* → *G. sowerbyi* → *G. tuscila* → *G. regulariformis* → *G. perpolita* → *G. concentrica* → *G. tuberosa* → *B. prima* → *B. milanovskyi* → *B. paenultima* → *B. ultima*. Все глиптоцитеры, кроме *G. tuberosa*, развивались в Западной Европе в байосе. В позднем байосе представители *G. concentrica* расселились на восток с трансгрессией и в восточноевропейских морях образовали аллопатрический *G. tuberosa*. Потомки последнего приобрели батониелловый половой диморфизм (в отличие от конгруэнтного у предков) и относились уже к роду *Bathoniella*.

Парабатониеллы имели столь же длительную историю, но вели начало от представителей *G. concentrica*, продолживших эволюцию в западноевропейском бассейне: ... → *G. concentrica* → ?*G. comes* → *P. elongata*, и также приобрели батониелловый половой диморфизм.

Высокое сходство ранних батониелл (*B. prima*) и парабатониелл (*P. elongata*) из параллельных филолиний объясняется параллелизмом, поэтому появление в обеих ветвях сходных фенотипов (морфотипов) в одно и то же время закономерно

и может использоваться в биостратиграфии как коррелятивный уровень.

Эволюция скульптуры и линейных размеров в филолинии сетчатых глиптоцитер демонстрирует полный цикл морфогенеза с педоморфозом и магнификацией у байосских видов и последующим геронтоморфозом и минификацией у батосских видов и их потомков батониелл в бате и в раннем келловее. Таким образом, в филолинии *Glyptocythere* → *Bathoniella* эволюционный тренд сменился на противоположный (педоморфоз сменился на геронтоморфоз) на рубеже байоса и бата.

Замок оказался наиболее консервативным элементом во времени. Сложно проследить какие-либо эволюционные сдвиги в нем в течение развития предковых глиптоцитер, но одна гетерохрония у батониелл все-таки проявилась. У самок самого молодого члена филолинии *B. ultima* (с замком ювенильного типа) наблюдался прогенез.

Доказанное родство батониелл и глиптоцитер позволило установить и описать пять новых филозон в пределах ВЕП: *G. tuberosa* в терминальном верхнем байосе–нижнем бате (зоны Michalskii–Besnosovi), *B. prima* в терминальном нижнем бате–верхнем бате (зона Ishmae–нижняя часть зоны Calyx/Infimum), *B. milanovskyi* в верхнем бате (предположительно, верхняя часть зоны Calyx/Infimum)–нижнем келловее (зона Elatmae) и дополнительно прослежена в Северной Германии, *B. paenultima* в нижнем келловее (зона Subpatruus, биогоризонты *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*) и *B. ultima* в нижнем келловее (зона Subpatruus, биогоризонт *Ch. saratovensis*–зона Calloviense).

Благодарности. Автор признательна М. Францу (Dr. M. Franz, Кенцинген, Германия) за консультации по немецкой стратиграфии, А.П. Ипполитову (ГИН), А.А. Мироненко (ГИН), Д.Б. Гуляеву (Комиссия по юрской системе МСК России), Д.Н. Киселеву (ЯГПУ) и М.А. Рогову (ГИН) за помощь в сборе и датировке материала, Д.А. Мамонтову (МГУ) за консультации по использованию программы ImageJ. Выражаю искреннюю признательность Р.А. Ракитову (ПИН) за неизменную помощь в работе на СЭМ. Я глубоко благодарна рецензентам Д.Н. Киселеву, Ю.Н. Савельевой (ВНИГНИ) и М.А. Рогову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению этой статьи, и отдельно Д.Н. Киселеву за помощь в создании графики.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем госзадания № ААА-А-А21-121011590055-6 (ГИН РАН) и ААА-А-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Глинских Л.А., Никитенко Б.Л.* Фораминиферовая зона Trochammina aff. praesquamata (средняя юра) как межрегиональный корреляционный репер (Сибирь—Русская платформа) // Интерэкспо Гео-Сибирь. XI Международный научный конгресс. Новосибирск, 2015. Т. 1. С. 28–32.
- Глинских Л.А., Никитенко Б.Л.* Представители рода Trochammina (Foraminifera) из средней юры арктического и boreальных районов // Палеонт. журн. 2018. № 3. С. 3–9.
- Глинских Л.А., Тесакова Е.М., Сельцер В.Б.* О биоэстратиграфии нижнего—среднего келловоя Саратовского Поволжья по микрофауне // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 2. С. 1–11.
- Гуляев Д.Б.* Стратиграфия пограничных отложений бата и келловоя Европейской России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, 15–20 сентября 2015 г., Махачкала. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 94–101.
- Гуляев Д.Б.* Аммониты и инфразональная стратиграфия зоны Vesnosovi нижнего бата Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 103–125.
- Иванов А.В.* Периодическое изменение признаков в эволюции некоторых групп организмов. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1998. 75 с.
- Киселев Д.Н.* Аммониты и инфразональная стратиграфия boreального и субboreального бата и келловоя. М.: Геос, 2022. 667с. (Труды ГИН РАН. Вып. 628).
- Киселев Д.Н.* Номенклатура и классификация гетерохроний. Ярославль: РИО ЯГПУ, 2023. 260 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 629).
- Любимова П.С.* Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84. С. 3–190.
- Махнач В.В., Тесакова Е.М.* Палеогеографические реконструкции природной среды юго-восточной Белоруссии в батском—оксфордском веках // Вестник Московского ун-та. Сер. 4: Геология. 2015. № 2. С. 84–93.
- Пермякова М.Н.* Юрские остракоды платформенной Украины // Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозой Украины по микрофауне. Киев: Наук. думка, 1975. С. 30–47.
- Пяткова Д.М., Пермякова М.Н.* Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наук. думка, 1978. 288 с.
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть 1. Роды Plumhoffia Brand и Aaleniella Plumhoff // Палеонтол. журн. 2022а. № 2. С. 57–68.
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть II. Роды Procytherura Whatley, Pseudohutsonia Wienholz, Acrocythere Neale, Nanacythere Herrig и Trachycythere Triebel et Klingler // Палеонтол. журн. 2022б. № 3. С. 19–30.
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть III. Роды Samptocythere Triebel и Procytheridea Peterson // Палеонтол. журн. 2022в. № 4. С. 48–58.
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть IV. Филолиния Glyptocythere aspera (Khabarova) → G. bathonica sp. nov. // Палеонтол. журн. 2022г. № 6. С. 58–73.
- Тесакова Е.М.* Видообразование и половой диморфизм у остракод: значение для совершенствования биоэстратиграфического расчленения средней юры Европы // Микропалеонтология: фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр. Труды XVIII Всероссийского микропалеонтологического совещания, Санкт-Петербург, 2023 г. Гл. ред. Ткаченко М.А.; отв. ред. Алексеев А.С., Вишневская В.С., Грундан Е.Л., Толмачева Т.Ю. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. С. 244–249.
- Тесакова Е.М.* Новые роды остракод Bathoniella (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы и Северной Германии) и Parabathoniella (нижний и средний бат Шотландии). Часть 1: систематика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024. Т. 32. № 4. С. 73–96.
- Тесакова Е.М., Сельцер В.Б.* Остракоды и аммониты нижнего келловоя разреза Бартоломеевка (Саратовская обл.) // Бюлл. МОИП. 2013. Т. 88. № 2. С. 50–68.
- Тесакова Е.М., Сельцер В.Б.* Некоторые новые остракоды из келловей—нижнего оксфорда Русской плиты (роды Samptocythere Triebel и Procytherura Whatley) и их стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 2022. № 5. С. 58–78.
- Тесакова Е.М., Стреж А.С., Гуляев Д.Б.* Новые остракоды из нижнего келловоя Курской обл. // Палеонтол. журн. 2009. № 3. С. 25–36.

- Тесакова Е.М., Ипполитов А.П., Гуляев Д.Б. Реконструкция по остракодам раннекембрийских событий района Каневских дислокаций (предварительные данные) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, 15–20 сентября 2015 г., Махачкала. Научные материалы. Отв. ред. Захаров В.А., ред. Рогов М.А., Ипполитов А.П. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 273–277.
- Тесакова Е.М., Глинских Л.А., Федяевский А.Г., Мироненко А.А., Ипполитов А.П. Микрофоссилии из нижнекембрийской аммонитовой зоны Subpatruus Нижегородской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А., ред. Рогов М.А., Щепетова Е.В., Ипполитов А.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 222–230.
- Тесакова Е.М., Устинова М.А., Гуляев Д.Б., Шепетова Е.В., Рогов М.А., Застрожнов А.С. Биостратиграфия каменноовражной свиты Саратовского Заволжья по остракодам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания с международным участием, Сыктывкар, 9–16 сентября 2023 г. Отв. ред. Рогов М.А., ред. Щепетова Е.В., Ипполитов А.П., Тесакова Е.М. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 154–160.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН–ВНИГНИ, 2012. 64 с.
- Хабарова Т.Н. Остракоды из отложений средней юры Саратовской области и северных районов Сталинградской области // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84 С. 192–197.
- Шорников Е.И., Михайлова Е.Д. Остракоды Vuthosytheridae раннего этапа развития. Сравнительная морфология, палеоэкология, пути эволюции. М.: Наука, 1990. 278 с.
- Шурупова Я.А., Тесакова Е.М., Колменская Н.Н., Сельцер В.Б., Иванов А.В. Саратовское Поволжье в позднем байосе (средняя юра): палеогеография, реконструированная по остракодам // Жизнь Земли. 2016. Т. 38. № 1. С. 22–37.
- Brand E., Fahrion H. Dogger NW-Deutschlands // Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen, Leitfossilien der Mikropalaontologie. Berlin: Borntraeger, 1962. S. 123–158.
- Brand E., Malz H. Ostracoden-Studien im Dogger, 5: *Glyptocythere* n. g. // Senck. leth. 1962. V. 43. № 5. P. 433–435.
- Brand E., Malz H. Die Arten der Gattung *Glyptocythere* Brand & Malz 1962 im NW-deutschen Dogger // Senck. leth. 1966. V. 47. № 5/6. P. 481–535.
- Shurupova Y.A., Tesakova E.M. Detailed biostratigraphic scales as based on the palaeobiogenetical approach (an example of the Upper Bajocian–Lower Bathonian ostracod scale of the Russian Platform) // Volumina Jurassica. 2017. V. 15. P. 1–17.
<https://doi.org/10.5604/01.3001.0010.6074>
- Tesakova E. M. Ostracode-based reconstruction of paleodepths in the early Callovian of the Kursk Region, Central Russia // Paleontol. J. 2013. V. 47. № 10. P. 1–16.
- Wakefield M.I. Middle Jurassic (Bathonian) ostracoda from the Inner Hebrides, Scotland. London: Monograph of the Palaeontographical Society (Publ. № 596, part of vol. 148). 1994. P. 1–89.
- Zimmermann J., Franz M., Heunisch C., Luppold F.W., Münig E., Wolfgramm M. Sequence stratigraphic framework of the Lower and Middle Jurassic in the North German Basin: Epicontinental sequences controlled by Boreal cycles // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. V. 440. P. 395–416.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.045>
- Рецензенты Д.Н. Киселев, Ю.Н. Савельева, М.А. Рогов

**A New Ostracod Genera *Bathoniella* (Bathonian and Lower Callovian of the East European Platform and Northern Germany) and *Parabathoniella* (Lower and Middle Bathonian of Scotland).
Part 2: Evolution and Biostratigraphy**

E. M. Tesakova^{a, b}

^a*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
e-mail: ostracon@rambler.ru

The results of comparative morphological and ontogenetic analyzes of the ostracods *Bathoniella* Tesakova (East European Platform (EEP) and Northern Germany, Bathonian–lower Callovian) and *Parabathoniella* Tesakova (Scotland, lower–middle Bathonian) suggest their origin from representatives of the genus *Glyptocythere* Brand et Malz with reticulate sculpture (Europe, Bajocian–Bathonian). West European *Parabathoniella* originates from *G. comes* Br. et Malz, while East European *Bathoniella* originates from *G. tuberosa* (Khabarova). Both ancestral taxa are derived from the West European *G. concentrica* Br. et Malz, which in the late Bajocian migrated to the EEP with the formation of allopatric species *G. tuberosa*. According to the priority rule, the replacement name *G. pseudotuberosa* Tesakova, nom. nov. was proposed for the species *G. tuberosa* Br. et Malz from the lower Bathonian of Germany.

The development of sculpture and linear dimensions in the lineage of reticulate *Glyptocythere* demonstrates a complete cycle of morphogenesis with paedomorphosis and magnification in Bajocian species and subsequent gerontomorphosis and minification in Bathonian representatives and their descendants *Bathoniella* in the Bathonian and early Callovian.

The stratigraphic closure of successive species made it possible to establish new lineage zones in the EEP: *G. tuberosa* in the terminal upper Bajocian–lower Bathonian (Michalskii–Besnosovi zones), *B. prima* in the terminal lower Bathonian–upper Bathonian (Ishmae Zone–lower part of the Calyx/Infimum Zone), *B. milanovskyi* in the upper Bathonian (presumably the upper part of the Calyx/Infimum Zone)–lower Callovian (Elatmae Zone), *B. paenultima* in the lower Callovian (Subpatruus Zone, biohorizons *C. surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis*) and *B. ultima* in the lower Callovian (Subpatruus Zone, *Ch. saratovensis* biohorizon–Calloviense Zone). Additionally, the *B. milanovskyi* Zone is distributed in Northern Germany. The species *Parabathoniella elongata* (Wakefield) from the lower and middle Bathonian of Scotland appears to have been the only member of the West European genus. Its homologous acquisition of bathoniella sexual dimorphism at the same time as *B. prima* Tesakova allows to draw a pan-European correlative level based on the first appearance of these species in the chronicle.

Keywords: *Glyptocythere*, cycle of morphogenesis, paedomorphosis, gerontomorphosis, magnification, minification, acceleration, new species, chronostratigraphy, correlation, new lineage zones, Ukraine, Belarus, central regions of European Russia, Volga region

УДК 551.76:561(571.5)

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАТА–ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ЛЕНСКОГО БАССЕЙНА, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

© 2025 г. А. И. Киричкова¹, Н. В. Носова^{1,*}

¹Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

*e-mail: nnosova@binran.ru

Поступила в редакцию 20.12.2023 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принята к публикации 10.06.2024 г.

Предложены уточненные региональные стратиграфические схемы для континентальных отложений бата–верхней юры и нижнего мела Ленского бассейна. В схемах представлены структурно-фациальные зоны, горизонты и флороносные слои с уточненными списками характерных для них комплексов растений.

Ключевые слова: континентальные отложения, Сибирская платформа, Вилюйская синеклиза, Предверхоанский краевой прогиб, юра, нижний мел, горизонт, палеофлора

DOI: 10.31857/S0869592X25010057, EDN: VABURQ

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине прошлого столетия интенсивно проводились стратиграфо-палеонтологические исследования юрских и нижнемеловых отложений Сибири, был собран огромный геологический и палеонтологический фактический материал.

Для морских отложений нижней и средней юры Сибири были разработаны детальные комплексные биостратиграфические шкалы и региональные стратиграфические схемы с последующей их корреляцией в пределах регионов (Вахрамеев, 1958; Кирина, 1966; Кирина и др., 1978; Леонов, Покровский, 1968; Сакс и др., 1976; Захаров и др., 1997, 1999; Шурыгин и др., 2000, 2001; Князев и др., 2002; Гриненко, Князев, 2008 и др.). Результаты исследований неоднократно обсуждались и утверждались на заседаниях Межведомственного стратиграфического комитета России (Региональные..., 1981; Решения..., 1991, 2004, 2009).

Стратиграфические и палеонтологические исследования континентальных отложений юры и нижнего мела Сибири также начались в 50-е годы XX в. и продолжают поныне (Вахрамеев, Пушаровский, 1954; Вахрамеев, 1958, 1964, 1969, 1988; Вахрамеев и др., 1970; Самылина, 1956, 1963;

Джиноридзе, 1966; Кирина, 1966, 1976; Кирина и др., 1978; Балабанова, 1966, 1974; Месежников, 1967; Сакс и др., 1976; Баранова, 1982; Захаров и др., 1983, 1997, 1999; Щепетов, 1991, 2020; Шурыгин и др., 2000, 2001; Князев и др., 2002; Гриненко, Князев, 2008; Гриненко и др., 2018, 2023 и др.). В.А. Вахрамеев впервые разработал стратиграфическую схему юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Предверхоанского (=Приверхоанского) прогиба, ставшую основой для дальнейшего уточнения стратиграфии и корреляции континентальных отложений в пределах данных территорий (Вахрамеев, 1958). В дальнейшем были разработаны региональные стратиграфические схемы континентальных отложений юры и частично нижнего мела Западной Сибири (исключительно на материале скважин), юры и нижнего мела Восточной Сибири (Самылина, 1956, 1963, 1964; Вахрамеев, 1958, 1964; Вахрамеев и др., 1970; Василевская, 1959, 1966, 1967; Василевская, Павлов, 1963; Сластенов, 1964, 1973, 1978; Сластенов, Токин, 1969; Сластенов и др., 1976, 1986; Лебедев, 1965, 1974; Лебедев, Паракецов, 1975; Леонов, Покровский, 1968; Красилов, 1972; Забалуев и др., 1976; Зинченко и др., 1978; Зинченко, Киричкова, 1981, 1993; Зинченко, 1982; Баранова, 1982; Киричкова, 1985; Киричкова

и др., 1992, 2005; Щепетов, 1991). Результаты этих исследований также обсуждались на межведомственных стратиграфических совещаниях (Решения..., 1963, 1978, 1991, 2004, 2009).

Однако результаты стратиграфических и палеофлористических исследований континентальных отложений Сибири, особенно юры и нижнего мела, в полной мере не входили в региональные схемы. Для огромной сибирской территории в разрабатываемых схемах выделялись, как правило, одна-три колонки, в которых перечислялись ранее выделенные свиты с краткой характеристикой их литологии, иногда с 1–3 латинскими названиями ископаемых растений, часто устаревших в систематическом плане (Шурыгин и др., 2001; Решения..., 2004, 2009).

Б.Н. Шурыгин с соавторами, проведя детальный анализ принятых ранее стратиграфических схем, разработали новые региональные стратиграфические схемы юрских отложений Западной и Восточной Сибири (Шурыгин и др., 2000, 2001). По сравнению с официально принятыми стратиграфическими схемами ими создана “стратиграфическая основа для расчленения и корреляции юры Сибири на базе параллельных автономных зональных шкал по двустворчатым моллюскам, белемнитам, фораминиферам, остракодам, спорам и пыльце, динофлагеллатам” (Шурыгин и др., 2000, с. 388). Для юры Западной и Восточной Сибири авторами выделены морские, переходные и континентальные фациальные области “с присущими для каждой из них особенностями седиментогенеза и местными схемами литостратиграфии” (Шурыгин и др., 2000, с. 388). Для келловей-верхнеюрских толщ Восточной Сибири были выделены: морская Обь-Ленская, переходная Алдано-Жиганская и континентальная Южно-Сибирская фациальные области (Шурыгин и др., 2000, 2001).

В.С. Гриненко и В.Г. Князев в схемах корреляции юрских, в том числе келловейских и верхнеюрских, отложений Ленского бассейна используют фациальное зонирование, предложенное Шурыгиным с соавторами для ранней и средней (без келловей) юры (Шурыгин и др., 2001), и указывают для данной территории Лено-Алданскую и Предверхоанскую структурно-фациальные зоны, входящие в состав Восточно-Сибирской структурно-фациальной области (Гриненко, Князев, 2008).

Недавно был предложен новый проект Региональной стратиграфической схемы континентальной юры Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоанского краевого прогиба

(Гриненко и др., 2021а). В ней выделены региональные стратиграфические подразделения: “укугутский и чечумский фитогоризонты”, которые сопоставлены с Региональной стратиграфической схемой данного региона, предложенной ранее Шурыгиным с соавторами (Шурыгин и др., 2000, 2001). Впервые укугутский и чечумский горизонты были выделены А.И. Киричковой (1976, 1979а) и охарактеризованы как “объединяющие отложения с единой историей геологического развития. Горизонтам соответствуют крупные этапы в развитии палеофлоры” (Киричкова, 1979а, с. 123).

Представленные в данной статье региональные стратиграфические схемы континентальных отложений бата–верхней юры и нижнего мела Ленского бассейна составлены на основе ранее предложенных региональных стратиграфических схем юры (Вахрамеев, 1958; Сластенов, 1973; Балабанова, 1974; Кирина и др., 1978; Киричкова, 1979а, 1985; Князев и др., 2002 и др.) и нижнего мела (Киричкова, 1979а, 1985; Гриненко, Девятов, 2017).

Поскольку в литературе территории Предверхоанья, Вилюйской синеклизы и бассейна р. Алдан рассматриваются разными авторами в составе то Восточной, то Западной Якутии, хотя в действительности Булунский и Жиганский районы (Северное Предверхоанье) – это Северная Якутия, а верховья р. Алдана – Центральная Якутия, мы обозначили регион исследований как Ленский бассейн.

В статье “тафофлора”, “палеофлора”, “палеофлористический комплекс” и др. используются как термины свободного пользования для обозначения совокупностей макроостатков растений. С.В. Щепетов и А.Б. Герман разъясняют их значение так: “... это элементарные палеофлористические единицы, представляющие собой совокупность ископаемых растений из одного или нескольких территориально и стратиграфически близких местонахождений” (Щепетов, Герман, 2019, с. 40).

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАТА–ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЛЕНСКОГО БАСЕЙНА

Континентальные батские–верхнеюрские отложения широко распространены в пределах Ленского бассейна и представлены мощными, часто угленосными образованиями.

Как упоминалось выше, Шурыгин с соавторами выделили для келловей–верхней юры

фациальные области трех типов: морская, переходная и континентальная. В состав переходной Алдано-Жиганской фациальной области входят Алданская и Жиганская фациальные зоны, а в состав континентальной Южно-Сибирской фациальной области – Лено-Вилуйская, Южно-Якутская и Улугхемская зоны (Шурыгин и др.,

2000, 2001). Две последние зоны находятся за пределами Ленского бассейна (рис. 1).

По рекомендации Стратиграфического кодекса в его последней редакции региональные корреляционные схемы отложений следует сопровождать региональной биостратиграфической шкалой (Стратиграфический..., 2019). Подобная

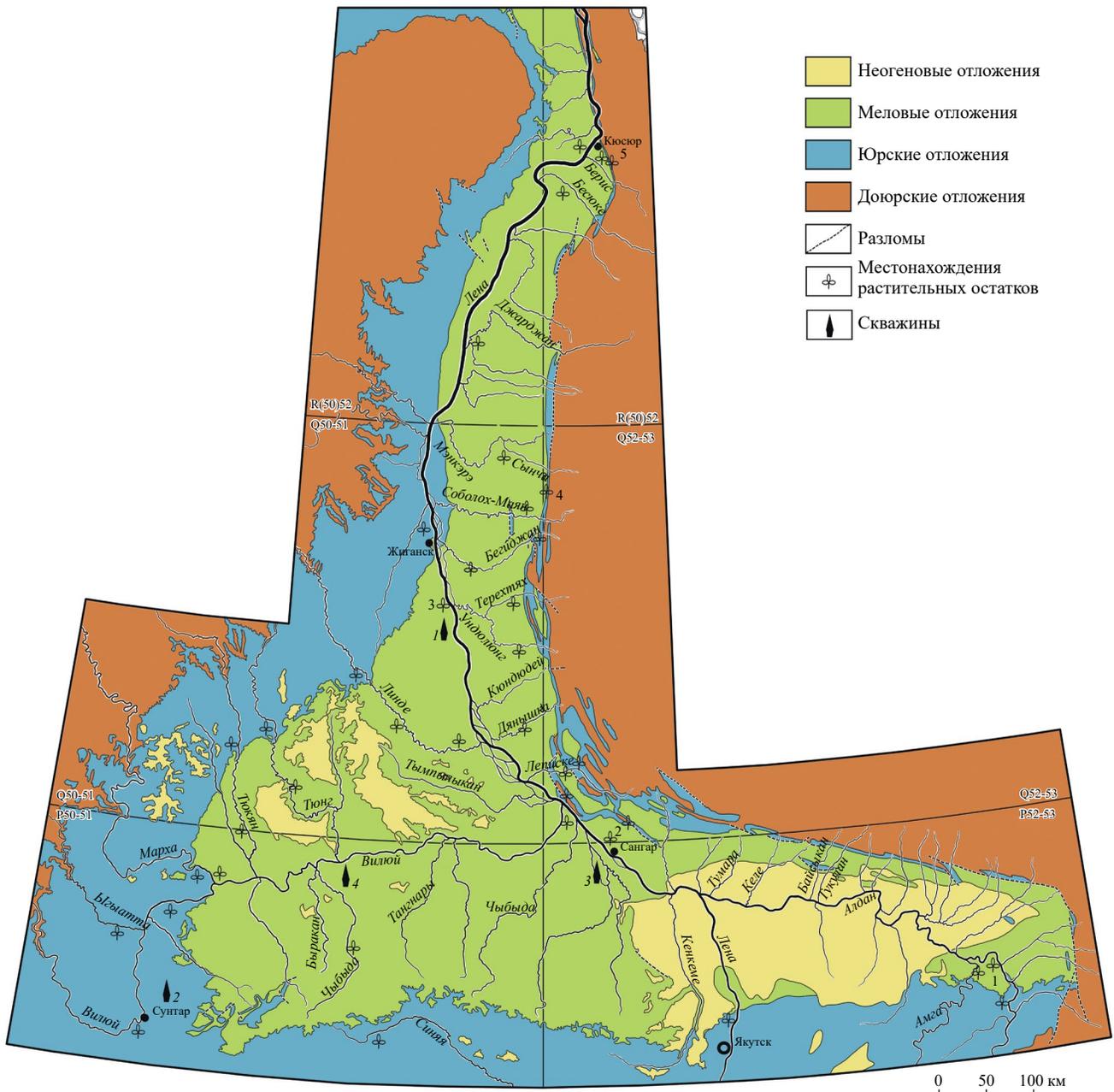


Рис. 1. Схема геологического строения Ленского бассейна по материалам Государственных геологических карт масштаба 1 : 1000000 с указанием основных местонахождений растительных остатков бата–верхней юры и нижнего мела по (Щепетов, 2022), с дополнениями и изменениями.

Местонахождения макроостатков растений: 1 – бассейн р. Алдан, 2 – р. Чечума, 3 – г. Аграфена, 4 – р. Сайтата, 5 – Эбитием; скважины: 1 – Бахынайская, 2 – Кемпендяйская, 3 – Бергейнская, 4 – скважина 2-го Вилуйского профиля.

схема была предложена для нижне- и среднеюрских морских отложений Восточной Сибири (Шурыгин и др., 2000, 2001). Однако в прибрежно-морских отложениях верхней юры этого же региона находки фауны редки, и они отсутствуют в сугубо континентальных отложениях нижнего мела. Поэтому при решении ряда вопросов стратиграфии континентальных отложений и, главное, при определении возраста свит и их латеральной корреляции первостепенными становятся палеофлористические данные.

В.А. Вахрамеев (1964) келловей-позднеюрские и раннемеловые флоры территории Восточной Сибири относил к Ленской провинции Сибирской палеофлористической области.

Юрские отложения бассейна р. Вилюй первоначально были выделены как чечумская серия (Вахрамеев, 1958), позднее – как **чечумский горизонт** (рис. 2). Ранее в этот горизонт включали континентальные отложения келловей–верхней

юры с характерными тафофлорами (Киричкова, 1979а, 1985).

Опорные разрезы чечумского горизонта представлены континентальными угленосными отложениями р. Марха (левый приток р. Вилюй), р. Чечума (левый приток р. Лена) и опорных скважин Бахынайской и Кемпендяйской (рис. 1).

Чечумский горизонт в стратотипическом разрезе Вилюйского бассейна включает три свиты – нижневилюйскую, марыкчанскую и бергеинскую (Вахрамеев, 1958; Киричкова, 1985) (рис. 2). В Северном Предверхоянье чечумский горизонт включает джаскойскую и чонокскую свиты, а в Южном Предверхоянье (междуречье Амга–Алдан) – джаскойскую и морскую сытогинскую свиты (Вахрамеев, 1958; Василевская, 1959; Сакс и др., 1976; Кирина и др., 1978; Киричкова, 1985).

Нижневилюйская свита залегает на якутской свите, в которой найдены двустворки *Arctotis lenaensis* Lah., распространенные с позднего байоса до бата включительно (Лутиков, 2023),

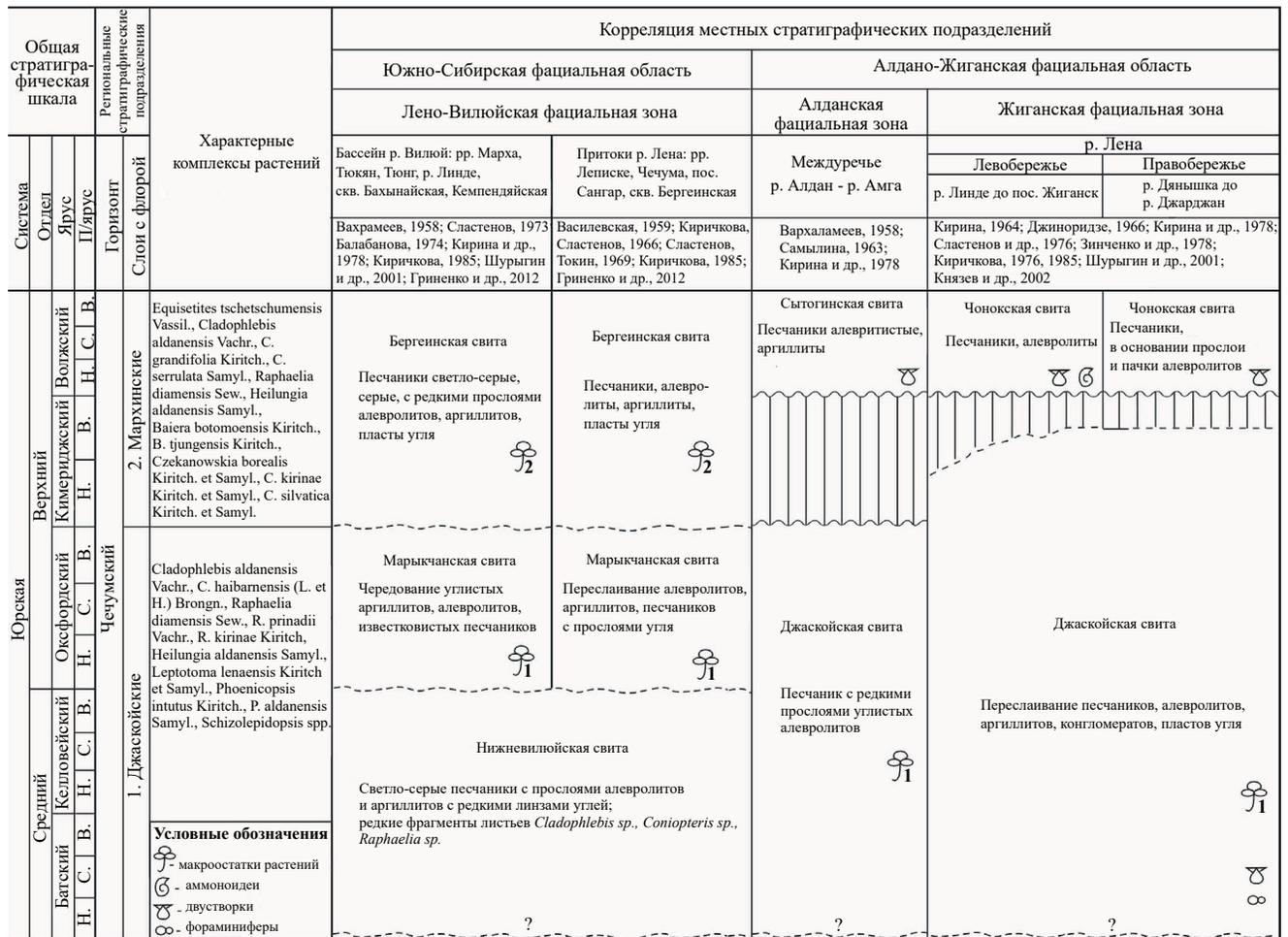


Рис. 2. Схема корреляции местных стратиграфических подразделений бата–верхней юры Ленского бассейна.

и байос-батские фораминиферы (Стратиграфический..., 1979; Государственная..., 1994). В отложениях нижневилюйской свиты были обнаружены только редкие фрагменты папоротников. В отличие от предложенной Киричковой (1985) схемы, Ю.Л. Сластенов с соавторами, Б.Н. Шурыгин с соавторами и В.С. Гриненко с соавторами проводят нижнюю границу нижневилюйской свиты в верхней части верхнего бата (Сластенов и др., 1976; Шурыгин и др., 2000, 2001; Гриненко и др., 2012). К настоящему времени появились новые представления о возрасте аммонитовых зон в этом интервале (Митта, Сельцер, 2002), что является основанием для опускания подошвы нижневилюйской и джаской свит (а значит, и нижней границы чечумского горизонта) до нижнего бата.

Джаской свита в Жиганском районе представлена континентальными отложениями с макроостатками растений, систематический состав которых соответствует марыкчанским тафофлорам бассейна р. Вилуя (Джиноридзе, 1966; Зинченко и др., 1978; Киричкова, 1985). В составе джаской комплекса преобладают папоротники: *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Raphaelia diamensis* Seward, *R. kirinae* Kiritch., *Heilungia aldanensis* Samyl.; присутствуют редкие листья гинкговых *Leptotoma lenaensis* Kiritch. и пучки листьев лептострбовых *Phoenicopsis intutus* Kiritch. и *P. aldanensis* Samyl., редко встречаются чешуи хвойных шишек *Schizolepidopsis* spp. (Киричкова, 1976, 1979а, 1985).

Мархинский комплекс растений чечумского горизонта характеризует бергеинскую свиту. Таксономический состав характерных групп растений мархинского комплекса мало отличается на родовом уровне от такового джаской комплекса, но он значительно разнообразнее в видовом отношении. В составе мархинских тафофлор повсеместно присутствуют хвощовые *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., часты папоротники рода *Cladophlebis*: *C. aldanensis*, *C. grandifolia* Kiritch., *C. serrulata* Samyl., *C. argutula* (Heer) Font., *Raphaelia diamensis* Seward и *Heilungia aldanensis* Samyl.; из лептострбовых разнообразны представители рода *Czekanowskia* — *C. borealis* Kiritch. et Samyl., *C. kirinae* Kiritch. et Samyl., *C. silvatica* Kiritch. et Samyl. (Самылина, Киричкова, 1991) и др. (около 8 видов) и очень редки и неразнообразны представители *Phoenicopsis*. Систематический состав хвойных мало отличается от такового в марыкчанских тафофлорах (Киричкова, 1985).

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО МЕЛА ЛЕНСКОГО БАССЕЙНА

Континентальные нижнемеловые отложения мощностью более 4000 м распространены на всей территории Ленского бассейна. В пределах Вилюйской синеклизы и в прилегающих районах Предверхоаянского краевого прогиба граница верхней юры и нижнего мела литологически не выражена и проводится по изменению таксономического состава тафофлор, а именно по исчезновению *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *Raphaelia diamensis*, *Cladophlebis aldanensis*, *C. serrulata* Samyl. и появлению в раннем мелу *Equisetites rugosus* Samyl., новых видов папоротников, особенно *Coniopteris* (*C. gracillima* (Heer) Vassilevsk., *C. nympharum* (Heer) Vachr., *C. arctica* (Heer) Samyl., *C. ketovae* Vassilevsk.), *Cladophlebis lenaensis* Vachr., представителей циклофитов *Aldania* и *Stenis* (Киричкова, Сластенов, 1966; Киричкова, 1979б; Василевская и др., 1967 и др.). Некоторые исследователи предлагают проводить эту границу по исчезновению *Equisetites dissimilis* Kiritch., *E. tschetschumensis*, *Cladophlebis aldanensis* и др. и появлению представителей *Encephalartites* и *Sciadopitys* (Гриненко и др., 2018, 2021б, 2023). Однако находки листьев *Equisetites dissimilis* отмечены и в низах батыльхской свиты (Киричкова, 1985, с. 27). Род *Encephalartites* не является типично меловым, находки листьев этого рода известны также из средней юры Японии (Takimoto, Ohana, 2016). Листья, описанные ранее из батыльхской свиты р. Марха как *Sciadopitys latiuscula* Kiritchk. (Киричкова, 1985), позднее были определены как *Mirovia macrophylla* (Florin) Nosova (Носова, 2013), а листья *S. sibirica* Samyl. из той же свиты р. Кенкеме (Самылина, 1963) — как *M. sibirica* (Samyl.) Bose et Manum (Bose, Manum, 1990). Находки листьев *Mirovia* известны начиная с ранней юры (Nosova, Kiritchkova, 2008), поэтому этот таксон также не может служить для определения границы юры и мела.

В результате изучения вещественного состава и литолого-фациальных особенностей раннемеловых континентальных толщ, а также выявления таксономической принадлежности обнаруженных в них растительных остатков В.Н. Зинченко и А.И. Киричкова выделили в районе Северного Предверхоаянья четыре структурно-фациальные зоны: Бегиджанскую, Жиганскую, Булунскую и Берисскую (Зинченко, Киричкова, 1981, рисунок на с. 70) (рис. 3).

Общая стратиграфическая шкала		Регionalные стратиграфические подразделения		Характерные комплексы растений		Корреляция местных стратиграфических подразделений													
						Южно-Сибирская фациальная область					Алдано-Жиганская фациальная область								
						Лено-Вилуйская фациальная зона					Алданская фациальная зона	Бегиджанская фациальная зона	Жиганская фациальная зона	Берисская фациальная зона		Булунская фациальная зона			
Система	Отдел	Ярус	Ш/Ярус	Горизонт	Слон с флорой	Притоки р. Вилуй - Ыгыатта, Марха, Тюкян, Тонг, р. Линда	Вилуйская скв. 2	Вилуйский профиль, скв. 4-К	рр. Леписке, Чечума, пос. Сангар	р. Алдан	р. Бегиджан	Жиганский район	р. Эбитием	р. Берис	п. Кюсюр				
						Вахрамеев, 1958; Забалуев и др., 1976; Слатенков и др., 1976; Киричкова, 1979а, 1985; Гриненко и др., 2006					Василевская, 1959; Киричкова, Слатенков, 1966, 1975; Буданцев, 1968; Балабанова, 1974; Слатенков, Токис, 1969; Киричкова, 1979а, 1985; Гриненко, Девятко, 2017		Вахрамеев, 1958; Самылина, 1963		Вахрамеев, 1958; Василевская, Павлов, 1963; Василевская, 1966, 1967; Слатенков, 1968; Киричкова, Слатенков, 1966, 1975; Забалуев и др., 1976; Киричкова, 1979а, 1985; Зинченко, Киричкова, 1981, 1993; Слатенков и др., 1986; Киричкова и др., 1987; Князев и др., 2002				
Верхний Сенокванский		Н.		Аграфеновский		Аграфеновская свита		Босхнская свита		Менгеринская свита									
						Слои неоготированных галечников, песчаных глин		Ожелезненные песчанки, лигвы аргиллитов и глин		Пески									
Альбский		С.		Хатырковский		Верхняя толща		Хатырская свита		Хатырская свита		Джарджанская свита							
						Белесые, рыхлые пески, песчанки с прослоями аргиллитов		Алевриты, аргиллиты, слои угля		Светло-серые кварцизированные песчанки, алевриты, аргиллиты, глины, пласты угля		Песчаные и глинистые алевриты, петочки гравия, галек							
Нижний		Н.		Эксенянский		Нижняя толща		Хатырская свита		Эксенянская свита		Эксенянская свита		Сиктыявская свита		Берисская свита			
						Песчанки с древесной, глины		Хатырская свита		Мелкие, среднерезернистые песчанки, редкие прослои алевритов, аргиллитов		Песчанки с редкими прослоями алевритов, аргиллитов		Пески, песчанки, прослои гравелитов, конгломератов		Песчанки		Песчанки, аргиллиты, алевриты	
Алгокий		С.-В.		Эксенянский		Бириса onychioides (Vassil. et K.-M.) Samyl., Osmunda microphylla Kiritch., Neozamites verchajinensis Vachr., Czekanowskia ninae Kiritch et Samyl., Ginkgo paradiantoides Samyl.		Эксенянская свита		Эксенянская свита		Эксенянская свита		Сиктыявская свита		Берисская свита			
						Зеленоватые-серые, светло-серые песчанки с редкими прослоями алевритов и аргиллитов		Эксенянская свита		Мелкие, среднерезернистые песчанки, редкие прослои алевритов, аргиллитов		Песчанки с редкими прослоями алевритов, аргиллитов		Пески, песчанки, прослои гравелитов, конгломератов		Песчанки		Песчанки, аргиллиты, алевриты	
Барремский		Н.		Батылхский		Бириса onychioides (Vassil. et K.-M.) Samyl., Sphenobaiera spp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer, Czekanowskia communis Kiritch. et Samyl.		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита			
						Песчанки с прослоями алевритов, аргиллитов, мощные пласты угля		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита	
Рязанский (беррицкий)		Н.		Батылхский		Asplenium lenaensis Vachr., Arctopteris heteropinnula Kiritch., Pterophyllum acutum (Vassil.), Nilssonia spp., Czekanowskia sangarensis Kiritch. et Samyl., Podozamites sp.		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита			
						Песчанки с прослоями алевритов, аргиллитов, мощные пласты угля		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита	
Валаганский (отеринский)		Н.		Батылхский		Coniopteris nymphaeum (Heer) Vachr., Cladophlebis lenaensis Vachr., Ctenis tygensis Vassil., Nilssonia glabrata Kiritch., Czekanowskia sajantensis Kiritch. et Samyl.		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита			
						Песчанки с прослоями алевритов, аргиллитов, мощные пласты угля		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита	
Ынгырская (Самылина)		Н.		Батылхский		Equisetites rugosus Samyl., Coniopteris ketovae Vassil., C. nymphaeum (Heer) Vachr., Eboracia gracilis Kiritch., Cladophlebis pseudobifolia Vachr., Hausmannia leana Sze, Ctenis spp., Aldania spp., Sphenobaiera spp., Czekanowskia marchiensis Kiritch. et Samyl., C. sibirica Kiritch. et Samyl., C. lenaensis Kiritch. et Samyl., Mirovia macrophylla (Florin) Nosova, M. sibirica (Samyl.) Bose et Manum		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита			
						Песчанки с прослоями алевритов, аргиллитов, мощные пласты угля		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита		Батылхская свита	

Рис. 3. Схема корреляции местных стратиграфических подразделений нижнего мела Ленского бассейна. Условные обозначения на рис. 2.

Для континентальных нижнемеловых отложений Ленского бассейна выделены четыре горизонта – батылхский, эксенянский, хатырковский и аграфеновский (рис. 3). Систематический состав палеофлористических комплексов каждого горизонта соответствует определенному этапу развития меловых флор Ленской провинции Сибирской палеофлористической области (Зинченко, Киричкова, 1981, 1993; Киричкова, 1985).

Батылхский горизонт в объеме батылхской свиты согласно залегает на верхнеюрской бергинской свите. Возраст свиты определен по пресноводным двустворкам и редким гастроподам как рязанский–барремский (Вахрамеев, 1958; Государственная..., 1994).

Аналогами батылхской свиты являются дьянгыйская и хосюряхская свиты центральной части Западного Предверхоьянья, ынгырская свита Жиганского района, кигиляхская и кюсюрская свиты северной части Западного Предверхоьянья (рис. 3). Опорные разрезы батылхского горизонта представлены в обнажениях по берегам рек Чечума и Леписке (синонимы: Ляписке, в государственном водном реестре – Лээпикэ), левых притоков р. Вилуй: рр. Марха, Тюкян и Ыгыатта (рис. 1, 3). В нижнем течении р. Лена в низах батылхского горизонта в отложениях хаиргасской свиты присутствуют многочисленные моллюски рязанского и валанжинского ярусов (Зинченко, Алексеев, 1981; Рогов и др., 2011).

Батылхский горизонт включает три флористических комплекса: ынгырский, чонгургасский

и сангарский (Киричкова, 1979а, 1985). Ынгырский комплекс происходит из нижней части батылхской свиты обнажения у р. Ыгыатты и из ынгырской и дьянгыльской свит Жиганского района и бассейна р. Бегиджан (рис. 1, 3). Подобные тафофлоры прослежены в низах батылхской свиты бассейна р. Алдан и в нижней половине кигиляхской свиты Северного Предверхоьянья (рис. 1, 3).

Ынгырские тафофлоры (рис. 3) отличаются от позднеюрских иным видовым составом хвощовых и папоротников, появлением среди цикадовых представителей родов *Aldania* и *Stenis*, из беннеттитовых – *Pterophyllum*; из хвойных – *Mirovia*; род *Czekanowskia* представлен иными, чем в юре, видами (Киричкова, 1985; Самылина, Киричкова, 1991). Рязанско-валанжинский возраст ынгырского комплекса обосновывается наличием в подстилающих слоях фауны волжского яруса и рязанской фауны в основании хаиргаской свиты (Киричкова, 1979а; Государственная..., 1999; Герцева и др., 2016). Кроме того, ынгырская палеофлора хорошо сопоставляется с флорой илинурекской свиты Западного Приохотья, возраст которой по положению между морскими отложениями считается рязанским (Вахрамеев и др., 1973).

В верхней части батылхского горизонта выделяются чонгургасские и сангарские комплексы растений (рис. 3), заметно отличающиеся от более древнего ынгырского комплекса. Характерными для чонгургасских и особенно сангарских тафофлор являются папоротники *Asplenium*, *Sphenopteris*, *Birisia*, разнообразные цикадофиты – *Nilssonina*, *Nissoniopteris*, *Stenis*; резко сокращается количество видов рода *Czekanowskia* (Самылина, Киричкова, 1991). Возраст чонгургасского комплекса условно определяется готеривом, а сангарского – барремом, возраст батылхской флоры в целом – рязанско-барремский (Киричкова, 1979б).

В целом изменения в систематическом составе батылхских тафофлор отражают эволюционную последовательность восточносибирской палеофлоры в течение первой половины раннего мела до баррема включительно.

Эксеняхский горизонт выделен в объеме эксеняхской свиты. Аналогами эксеняхской свиты в Жиганском районе и в Северном Предверхоьянье являются сиктяхская и чонкогорская свиты, нижняя часть берисской свиты, булунская и бахская свиты (рис. 3). Опорные разрезы горизонта представлены в обнажениях эксеняхской свиты по притокам р. Вилуи – рр. Марха и Тюкян,

в обнажениях по берегам рек Леписке и Сайатаа (название согласно государственному водному реестру, синонимы – Сайата и Саята, рис. 1), окрестностей пос. Сангар (Киричкова, Сластенов, 1966, 1975; Зинченко, Киричкова, 1981, 1993; Киричкова и др., 1987).

Эксеняхский горизонт охарактеризован двумя комплексами растений – булунским и ленским. Систематический состав комплексов резко отличается от такового батылхских тафофлор (Киричкова, 1979а, 1985). В составе булунских комплексов отсутствуют многие характерные батылхские виды родов *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Nissonia*, *Stenis*, *Czekanowskia*. Для эксеняхской тафофлоры характерными являются: *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris saportana* (Heer) Vachr., *Osmunda microphylla* Kiritchk., виды родов *Neozamites*, *Nilssoniopteris*, широко распространен *Ginkgo paradiantoides* Samyl., единичны находки *Czekanowskia*. Возраст эксеняхской флоры условно определяется аптом (Киричкова, 1979а).

Хатырыкский горизонт выделен в объеме хатырыкской свиты. Альбский возраст свиты установлен по растительным остаткам (Сластенов, 1964; Киричкова, 1979а; Государственная..., 1999; Герцева и др., 2016). Аналогами хатырыкской свиты являются джарджанская свита р. Бегиджан и окрестностей пос. Жиганска, верхняя толща берисской свиты р. Берис, огонер-юрхская свита и нижняя толща лукумайской свиты окрестностей поселка Кюсюр (рис. 1, 3). Опорные разрезы хатырыкского горизонта представлены в обнажениях по рр. Леписке, Чечума, Берис и в окрестностях поселка Кюсюр.

Остатки растений хатырыкского горизонта слагают два характерных комплекса – берисский и леписский. Систематический состав хатырыкской тафофлоры в целом заметно отличается от эксеняхского более высоким видовым разнообразием родов *Birisia*, *Coniopteris* и *Scleropteris*. Кроме этого, в составе хатырыкской палеофлоры ведущими становятся папоротники *Argopteris* и *Asplenium*, а также цикадофиты и хвойные; при этом исчезают лептострбовые и появляется *Suarissidium gracile* Heer (Киричкова, 1979а, 1985). Такие изменения систематического состава хатырыкской палеофлоры особенно ярко прослеживаются для леписского комплекса растений, в составе которого присутствуют первые покрытосеменные (Киричкова, Сластенов, 1966; Киричкова, Буданцев, 1967).

Аграфеновский горизонт объединяет аграфеновскую, босхинскую и менгкеринскую свиты

(рис. 1, 3). Опорные разрезы горизонта представлены в обнажениях аграфеновской свиты на горе Аграфена и р. Линде (рис. 1). Наиболее полные разрезы босхинской свиты описаны по берегам рек Леписке и Чечума, менгкеринской свиты — по берегам р. Бегиджан (Буданцев, 1968; Забалуев и др., 1976; Киричкова, 1979а, 1985).

Тафофлоры аграфеновского горизонта значительно отличаются от таковых хатырыкского горизонта иным систематическим составом растений. Из папоротников остались лишь некоторые виды *Asplenium*, *Adiantopteris* и *Birisia*. Ведущими в аграфеновской палеофлоре становятся хвойные (*Araucarites*, *Sequoia*, *Cephalotaxopsis*, *Parataxodium*) и покрытосеменные (*Trochodendroides*, *Protophyllum*, *Cissites*, *Dicotylophyllum* и др.). Учитывая стратиграфическое положение аграфеновского горизонта между хатырыкской свитой с типично раннемеловой флорой и отложениями с позднемеловыми тафофлорами, возраст аграфеновского горизонта определен в пределах позднего альба—раннего сеномана (Буданцев, 1968; Забалуев и др., 1976; Киричкова, 1979а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные нами региональные стратиграфические схемы континентальных отложений бата—верхней юры и нижнего мела Ленского бассейна составлены на основе ранее предложенных региональных стратиграфических схем юры и нижнего мела (Вахрамеев, 1958; Сластенов, 1973; Балабанова, 1974; Кирина и др., 1978; Киричкова, 1979а, 1985; Князев и др., 2002; Гриненко, Князев, 2012; Гриненко, Девятов, 2017 и др.).

Для схемы бата—верхней юры нами приняты структурно-фациальные области и зоны, предложенные Шурыгиным с соавторами (Шурыгин и др., 2000, 2001), а для схемы нижнего мела — предложенные В.Н. Зинченко и А.И. Киричковой (Зинченко, Киричкова, 1981).

Поскольку мы предполагаем, что вилюйская и джаскойская свиты чечумского горизонта включают в том числе и батские отложения, соответственно меняются представления о нижней границе и самого чечумского горизонта.

С учетом последних полученных данных о таксономической принадлежности некоторых растительных остатков уточнены списки характерных комплексов растений для выделенных ранее горизонтов и флороносных слоев.

Проведенный анализ данных по стратиграфии и палеофлористике континентальных отложений юры и нижнего мела Ленского бассейна показал, что имеющийся фактический палеофлористический материал при отсутствии находок фауны позволяет обосновывать латеральную корреляцию разнофациальных свит. Однако мы полагаем, что нельзя получить точного определения возраста отложений исключительно по палеофлористическим комплексам, как нельзя определить и точное положение границ стратиграфических подразделений со сходной литологией. В связи с этим границы между отдельными свитами, представленными континентальными отложениями, проведены нами условно.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания БИН РАН (№ 124013100860-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балабанова Т.Ф.* Нижнемеловые отложения р. Алдана // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 137–146.
- Балабанова Т.Ф.* О сопоставлении нижнемеловых угленосных толщ Ленского бассейна // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 128–137.
- Балабанова Т.Ф.* О границе юры и мела в Вилюйской синеклизе // Биостратиграфия осадочных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1974. С. 96–101.
- Баранова З.Е.* Расчленение и корреляция нижнеюрских континентальных отложений среднего течения Вилюя и Мархи // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных отложений СССР. Л.: Наука, 1982. С. 45–56.
- Буданцев Л.Ю.* Позднемеловая флора Вилюйской впадины // Ботан. журн. 1968. Т. 53. № 1. С. 3–16.
- Василевская Н.Д.* Стратиграфия и флора мезозойских угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА. 1959. Т. 105. Вып. 11. С. 17–43.
- Василевская Н.Д.* Некоторые раннемеловые растения Жиганского района (Ленский угленосный бассейн) // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1966. Вып. 15. С. 49–76.
- Василевская Н.Д.* Раннемеловые папоротники Лено-Оленекского района Ленского бассейна // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1967. Вып. 17. С. 58–78.

- Василевская Н.Д., Павлов В.В.* Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 96 с.
- Василевская Н.Д., Ефимова А.Ф., Киричкова А.И., Самылина В.А.* О границе юры и мела в континентальных толщах Северной Сибири // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1967. Вып. 20. С. 40–47.
- Вахрамеев В.А.* Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 136 с.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 261 с.
- Вахрамеев В.А.* Стратиграфия юрских и нижнемеловых континентальных отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным палеоботаники // Сов. геология. 1969. № 7. С. 82–94.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Вахрамеев В.А., Пуцаровский Ю.М.* О геологическом строении Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского прогиба в мезозойское время // Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Наука, 1954. С. 588–628.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и флоростратиграфия этого времени. М.: Наука, 1970. 423 с.
- Вахрамеев В.А., Бархатная И.Н., Добруцкая Н.А., Павлов В.В., Ровнина Л.В., Фокина Н.И.* Палеоботанические данные и граница между юрой и мелом // Сов. геология. 1973. № 10. С. 19–28.
- Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 – Тикси. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 308 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. Лист Р-50, 51 – Олекминск. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 212 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. Лист Р-52, 53 – Якутск. Масштаб 1 : 1000000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 186 с.
- Гриненко В.С., Девятков В.П.* Китчанский (K1b–K1a1) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область) // Наука и образование. 2017. № 1 (85). С. 33–40.
- Гриненко В.С., Князев В.Г.* Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилюйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечеств. геология. 2008. № 5. С. 72–78.
- Гриненко В.С., Князев В.Г.* Лаптевский подкомплекс (Т3г2–J3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4. С. 13–18.
- Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С.* Новые данные о стратиграфии и истории формирования верхнетриасовых–юрских отложений перехода “Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область” // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2012. № 1 (11). С. 41–61.
- Гриненко В.С., Костин А.В., Киричкова А.И., Желонкина М.С.* Новые данные о пограничных верхнеюрских–нижнемеловых образований на востоке Сибирской платформы // Вестник Воронежского ун-та. Серия: Геология. 2018. № 2. С. 48–55.
- Гриненко В.С., Баранов В.В., Киричкова А.И.* Новая региональная стратиграфическая схема континентальной юры Вилюйской синеклизы и Предверхоянского краевого прогиба // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы науч. онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса (19–22 апреля 2021 г.). Новосибирск, 2021а. С. 50–53.
- Гриненко В.С., Баранов В.В., Киричкова А.И.* Проблема нижней границы меловой системы и стратиграфия пограничных континентальных верхнеюрских–нижнемеловых отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоянского краевого прогиба // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту. Материалы научного совещания, Иркутск, 19–22 октября 2021 года. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021б. С. 49–51.
- Гриненко В.С., Баранов В.В., Киричкова А.И.* Проблема нижней границы меловой системы и стратиграфия пограничных верхнеюрских–нижнемеловых отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба // Геологический вестник Якутии. 2023. № 1 (19). С. 62–73.

- Джиноридзе Н.М.* О возрасте джаскойской свиты Жиганского района // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 129–136.
- Забалуев В.В., Сластенов Ю.Л., Киричкова А.И., Буданцев Л.Ю.* О возрасте и положении в разрезе аграфеновской свиты Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геологическое строение и вопросы нефтегазоносности Якутской АССР. Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 163–168.
- Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З., Репин Ю.С., Чирва С.А., Шурыгин Б.Н. и др.* Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.
- Захаров В.А., Богомоллов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.
- Захаров В.А., Казаненков В.О., Богомоллов Ю.И., Лебедева Н.К., Маринов В.А., Каргодин Ю.Н., Пещевецкая Е.Б.* Биостратиграфия неокома Северного Приобья Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1135–1148.
- Зинченко В.Н.* Стратотипические разрезы нижне- и среднеюрских отложений правобережья р. Лены (Жиганский район) // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 39–45.
- Зинченко В.Н., Алексеев С.Н.* О положении границы между юрой и мелом в низовьях Лены // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 5. С. 1170–1172.
- Зинченко В.Н., Киричкова А.И.* Нижнемеловые отложения Северного Приверхоянья // Сов. геология. 1981. № 4. С. 69–80.
- Зинченко В.Н., Киричкова А.И.* Берисская свита (нижний мел) и ее возрастные аналоги в Булульской впадине Предверхоянского прогиба // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России. СПб.: ВНИГРИ, 1993. С. 156–169.
- Зинченко В.Н., Кирина Т.И., Репин Ю.С.* Юрские отложения правобережья Лены (Жиганский район) // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 56–69.
- Кирина Т.И.* К стратиграфии юрских отложений Вилюйской синеклизы // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 1. С. 96–101.
- Кирина Т.И.* Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 18–71.
- Кирина Т.И.* О пограничных слоях нижней и средней юры в Вилюйской синеклизы и прилегающей части Приверхоянского прогиба // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 388. С. 42–71.
- Кирина Т.И., Месежников М.С., Репин Ю.С.* О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70–85.
- Киричкова А.И.* Палеоботаническая характеристика и корреляция континентальных отложений верхней юры Западной Якутии // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 44–54.
- Киричкова А.И.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии и сопоставления юрских и нижнемеловых континентальных отложений Западной Якутии // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: ВНИГРИ, 1979а. С. 123–148.
- Киричкова А.И.* О границе юры и мела в континентальных отложениях Западной Якутии // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1979б. С. 130–137.
- Киричкова А.И.* Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 222 с.
- Киричкова А.И., Буданцев Л.Ю.* Новая находка нижнемеловой флоры с покрытосеменными в Якутии // Ботан. журн. 1967. Т. 52. № 7. С. 937–943.
- Киричкова А.И., Сластенов Ю.Л.* Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений р. Леписке (Западное Приверхоянье) // Геология и нефтеносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 147–181.
- Киричкова А.И., Сластенов Ю.Л.* Корреляция отложений апта и альба Западной Якутии // Сов. геология. 1975. № 5. С. 42–55.
- Киричкова А.И., Зинченко В.Н., Чирва С.А.* Нижнемеловые отложения низовьев р. Лены // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 21–29.
- Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И.* Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.
- Киричкова А.И., Костина Е.И., Быстрицкая Л.И.* Фитостратиграфия и флора юрских отложений Западной Сибири. СПб.: Недра, 2005. 377 с.

- Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // *Отечеств. геология*. 2002. № 4. С. 73–80.
- Красилов В.А. Мезозойская флора р. Буреи (Ginkgoales и Czekanowskiales). М.: Наука, 1972. 150 с.
- Лебедев Е.Л. Позднеюрская флора реки Зеи и граница юры и мела. М.: Наука, 1965. 141 с.
- Лебедев Б.Н. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. М.: Наука, 1974. 147 с.
- Лебедев Б.Н., Паракецов К.В. О границе юры и мела в континентальных отложениях Дальнего Востока // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1975. № 4. С. 124–133.
- Леонов Б.Н., Покровский Г.М. Нижнемеловые отложения внутреннего крыла Приверхоянского прогиба (Ленская ветвь) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1968. № 1. С. 106–119.
- Лутиков О.А. Стратиграфия тоарских отложений Восточной Сибири и Северо-Востока России по двустворчатым моллюскам (семейство Oхуtomidae Ichikawa, 1958). Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2023. 24 с.
- Месежников М.С. Новая аммонитовая зона верхнего оксфорда и положение границы оксфорда и кимериджа в Северной Сибири // *Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя*. Л.: Наука, 1967. С. 110–130.
- Митта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки Arctocerhalitinae (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция борейального батского яруса со стандартной шкалой // *Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер.* 2002. Т. X. С. 12–39.
- Носова Н.В. Род *Mirovia* Reumanówna (Pinopsida): систематика и строение листьев // *Палеоботаника*. Т. 4. СПб.: Марафон, 2013. С. 36–95.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. 20 л.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 60 с.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 53 с.
- Решения V Регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1991. 54 с.
- Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. 114 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России, Санкт-Петербург, 2002 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Рогов М.А., Захаров В.А., Еришова В.Б. Детальная стратиграфия пограничных юрско-меловых отложений нижнего течения р. Лена (Якутия) по аммонитам и бухиям // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2011. Т. 19. № 6. С. 67–88.
- Сакс В.Н., Меледина С.В., Месежников М.С. и др. Стратиграфия юрской системы СССР. М.: Наука, 1976. 434 с.
- Самылина В.А. Мезозойская флора нижнего течения р. Алдана. Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Л.: БИН АН СССР, 1956. 17 с.
- Самылина В.А. Мезозойская флора нижнего течения р. Алдан // *Палеоботаника*. 1963. Вып. IV. С. 57–139.
- Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угольный бассейн). Ч. I. Хвощовые, папоротники, цикадовые, беннеттитовые // *Палеоботаника*. 1964. Вып. V. С. 39–79.
- Самылина В.А., Киричкова А.И. Род *Czekanowskia*. Систематика, история, распространение, значение для стратиграфии. Л.: Наука, 1991. 139 с.
- Сластенов Ю.Л. Стратиграфия нижнемеловых отложений центральной части Западного Верхоянья // *Геологические исследования в нефтегазоносных областях СССР*. Л.: Недра, 1964. Вып. 237. С. 177–191.
- Сластенов Ю.Л. Стратиграфия мезозойских отложений Виллюйской синеклизы и прилегающих районов Приверхоянского прогиба // *Нефтегазоносность Западной Якутии*. Новосибирск: Наука, 1973. С. 34–45.
- Сластенов Ю.Л. К стратиграфии нижнемеловых отложений центральной части Приверхоянского прогиба // *Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 47–55.
- Сластенов Ю.Л., Сусарова Н.А. Стратиграфия мезозойских отложений северо-западного борта Келинской впадины в Западном Верхоянье // *Геологические исследования в нефтегазоносных областях СССР*. Л.: ВНИГРИ, 1964. Вып. 237. С. 200–210.
- Сластенов Ю.Л., Токин В.В. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Сангарского

угленосного района // Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. М.: Наука, 1969. С. 42–48.

Сластенов Ю.Л., Трушкова Л.Я., Граусман В.В. К стратиграфии юрских отложений Лено-Вилуйской нефтегазоносной области // Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 143–149.

Сластенов Ю.Л., Гома А.Н., Урзов А.С. Стратиграфия юрских отложений Западного Приверхоянья // Сов. геология. 1986. № 6. С. 53–62.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК, Россия, ВСЕГЕИ).

Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. 592 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 2000. 400 с.

Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Гриненко В.С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. № 1. С. 112–129.

Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКАНИИ ДВО РАН, 1991. 160 с.

Щенетов С.В. К проблеме становления флор кайнофита на Северо-Востоке Азии: стратиграфическое положение и возраст флоры буор-кемюсского типа. СПб.: Марафон, 2020. 79 с.

Щенетов С.В. Фитостратиграфия неморского мела Северо-Востока Азии 1972–2022 гг.: успехи и проблемы. СПб.: Марафон, 2022. 252 с.

Щенетов С.В., Герман А.Б. К вопросу о стратиграфии и флорах неморского мела Северо-Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 40–52.

Bose M.N., Manum S.B. Mesozoic conifer leaves with “Sciadopitys-like” stomatal distribution. A reevaluation based on fossils from Spitsbergen, Greenland and Baffin Island // Norsk Polarinst. Skrifter. 1990. V. 192. P. 1–81.

Nosova N.V., Kiritchkova A.I. First records of the genus *Mirovia* Reymanówna (Miroviaceae, Coniferales) from the Lower Jurassic of Western Kazakhstan (Mangyshlak) // Paleontol. J. 2008. V. 42. № 12. P. 99–108.

Takimoto H., Ohana T. *Encephalartites nipponensis* sp. nov., from the Jurassic Tochikubo Formation (Oxfordian), Somanakamura Group, Northeast Japan // Paleontological Res. 2016. V. 20. № 3. P. 261–267.

Рецензенты Е.В. Бугдаева, В.С. Гриненко, М.А. Рогов

Regional Stratigraphic Schemes of Continental Deposits of the Bathonian–Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Lena River Basin, East Siberia

A. I. Kiritchkova^a and N. V. Nosova^{a, #}

^aKomarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: nnosova@binran.ru

Refined regional stratigraphic schemes of continental deposits of the Bathonian–Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Lena River Basin are presented. The schemes show structural–facial zones, horizons and flora-bearing layers with updated lists of plant complexes characteristic of them.

Keywords: continental deposits, Siberian Platform, Vilyui depression, Cis-Verkhoyansk Trough, Jurassic, Lower Cretaceous, horizon

УДК 550.384+551.77+551.763.3(470.4)

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

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

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

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

³ Геологический институт РАН, Москва

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.04.2024 г.

После доработки 22.05.2024 г.

Принята к публикации 04.06.2024 г.

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

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

DOI: 10.31857/S0869592X25010065, EDN: UZZGRT

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

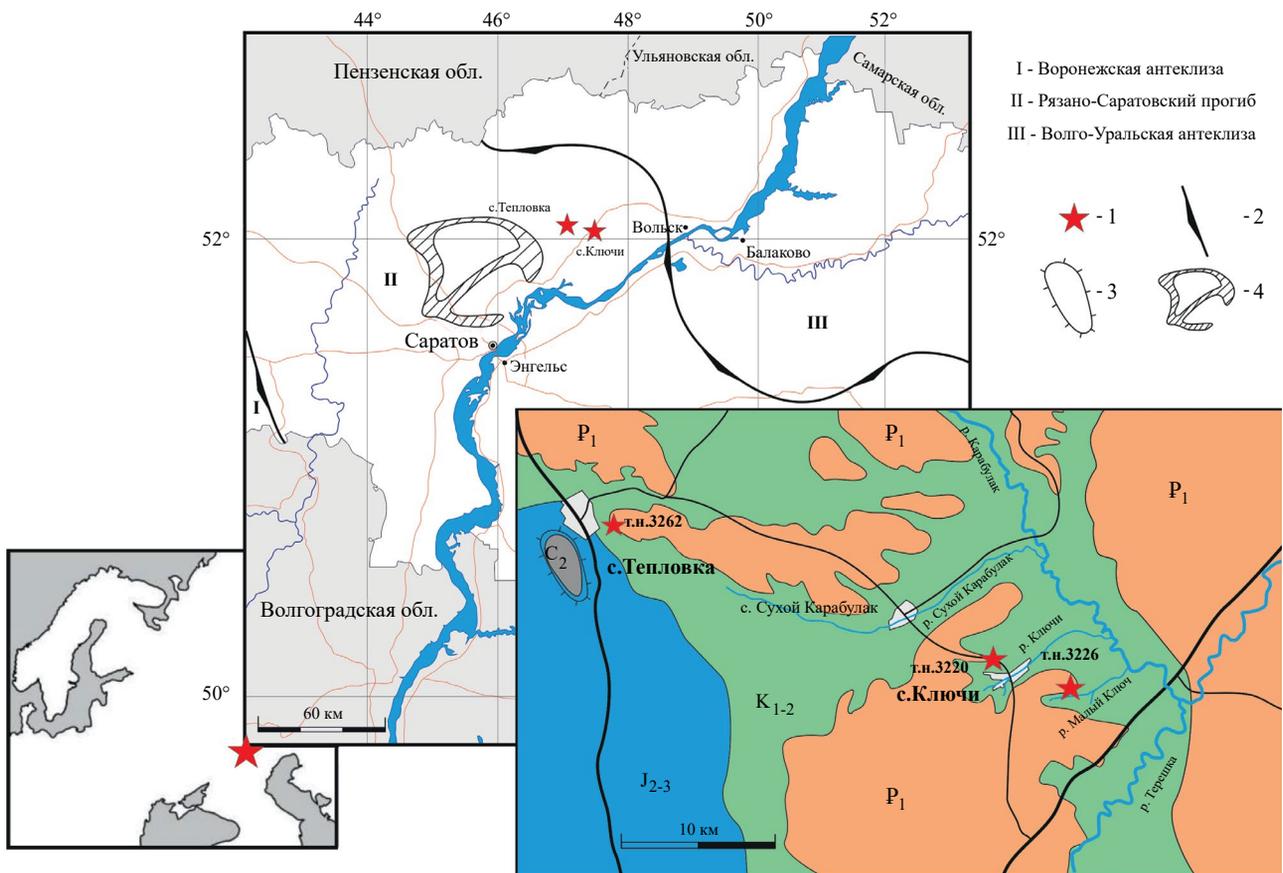


Рис. 1. Обзорные и геологические схемы района исследований.

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

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

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез Ключи опробован нами в двух обнажениях – 3220 (51°59'20.3" с.ш., 46°29'27.5" в.д.) и 3226 (51°58'51.0" с.ш., 46°31'42.2" в.д.) (рис. 1). Залегание слоев субгоризонтальное.

Лаконичная, но исчерпывающая биостратиграфическая характеристика ключевской пачки в районе работ, базирующаяся на обобщении опубликованных данных (Дигас, 1976; Курлаев и др., 1981; Alekseev et al., 1999; Мусатов, Христенко, 2004; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007), приведена в объяснительной записке к Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона (Унифицированная..., 2015). В разрезе Ключи обосновано наличие верхов маастрихтского яруса – зоны СС26 (подзоны UC20d) по наннопланктону (Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007).

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

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

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

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

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

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

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

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

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

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

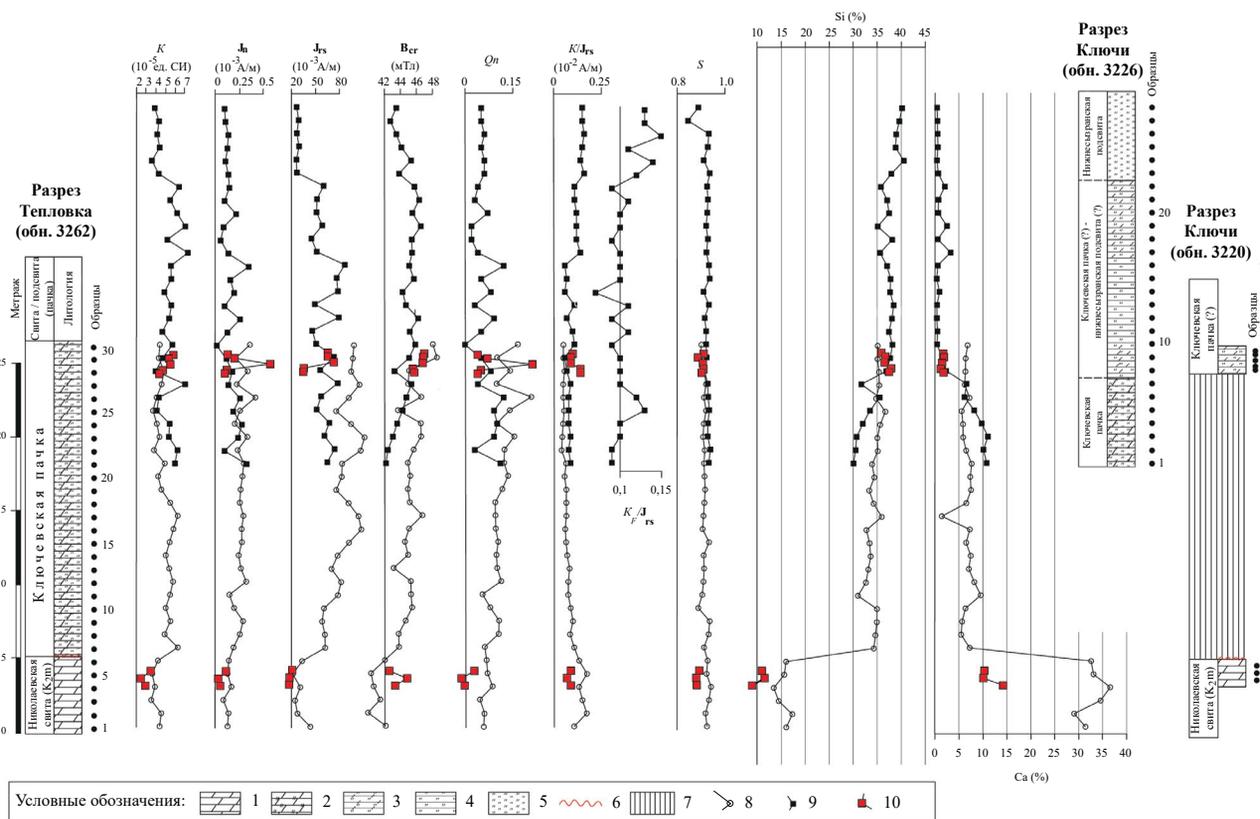


Рис. 2. Петромагнитные и геохимические характеристики изученных разрезов. Условные обозначения: 1 – мергели, 2 – карбонатные опокы, 3 – слабокарбонатные глинистые опокы, 4 – глинистые опокы, 5 – опокы, 6 – перерыв в осадконакоплении, 7 – объем гиатуса в обн. 3220; 8, 9 и 10 – графики по обн. 3262, 3226 и 3220 соответственно.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

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

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

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

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

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

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

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

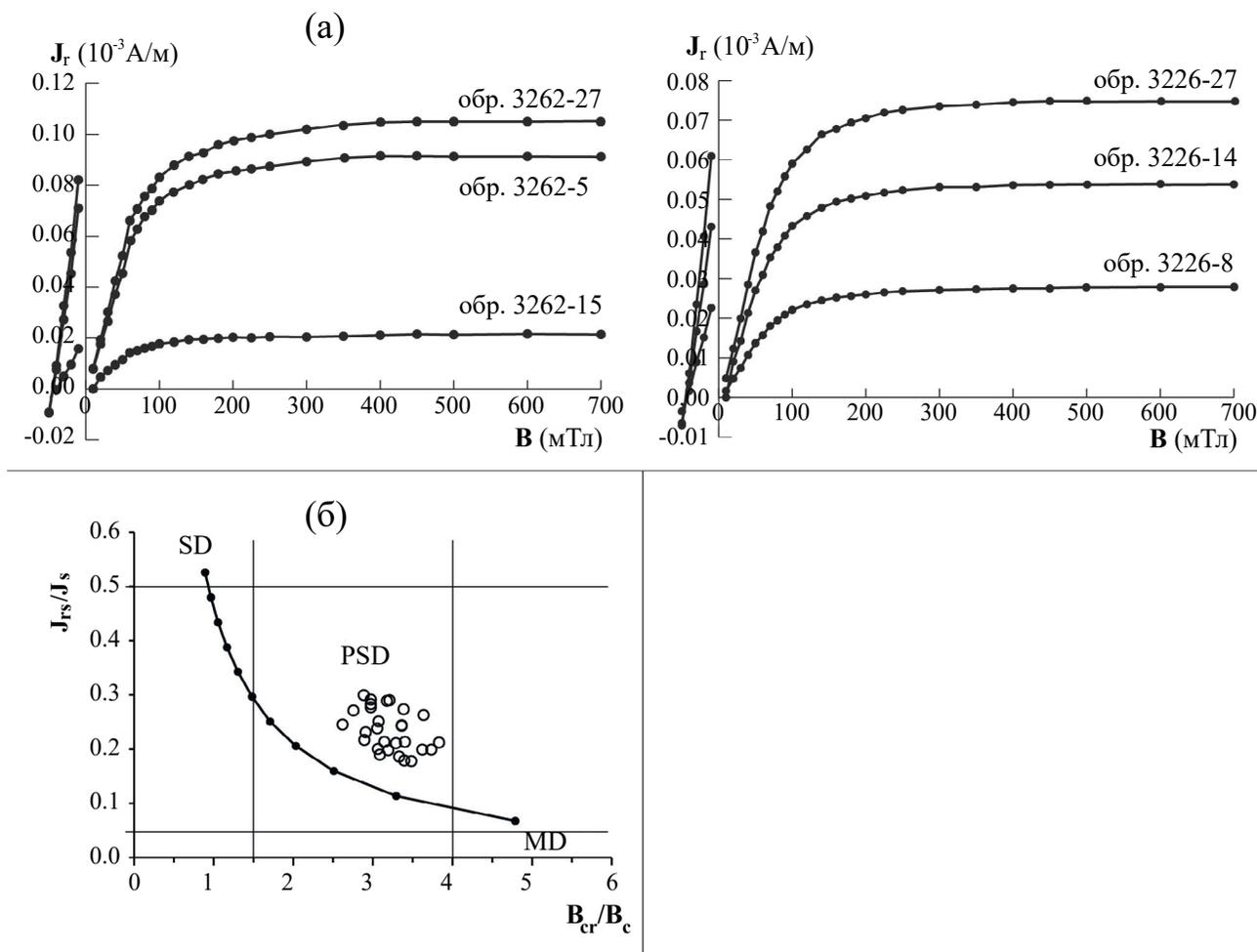


Рис. 3. Результаты магнито-минералогического анализа. (а) – кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) – диаграмма Дзя (SD, PSD и MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно).

Таблица 1. Петромагнитные характеристики изученных палеоценовых отложений

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

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

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

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

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

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

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

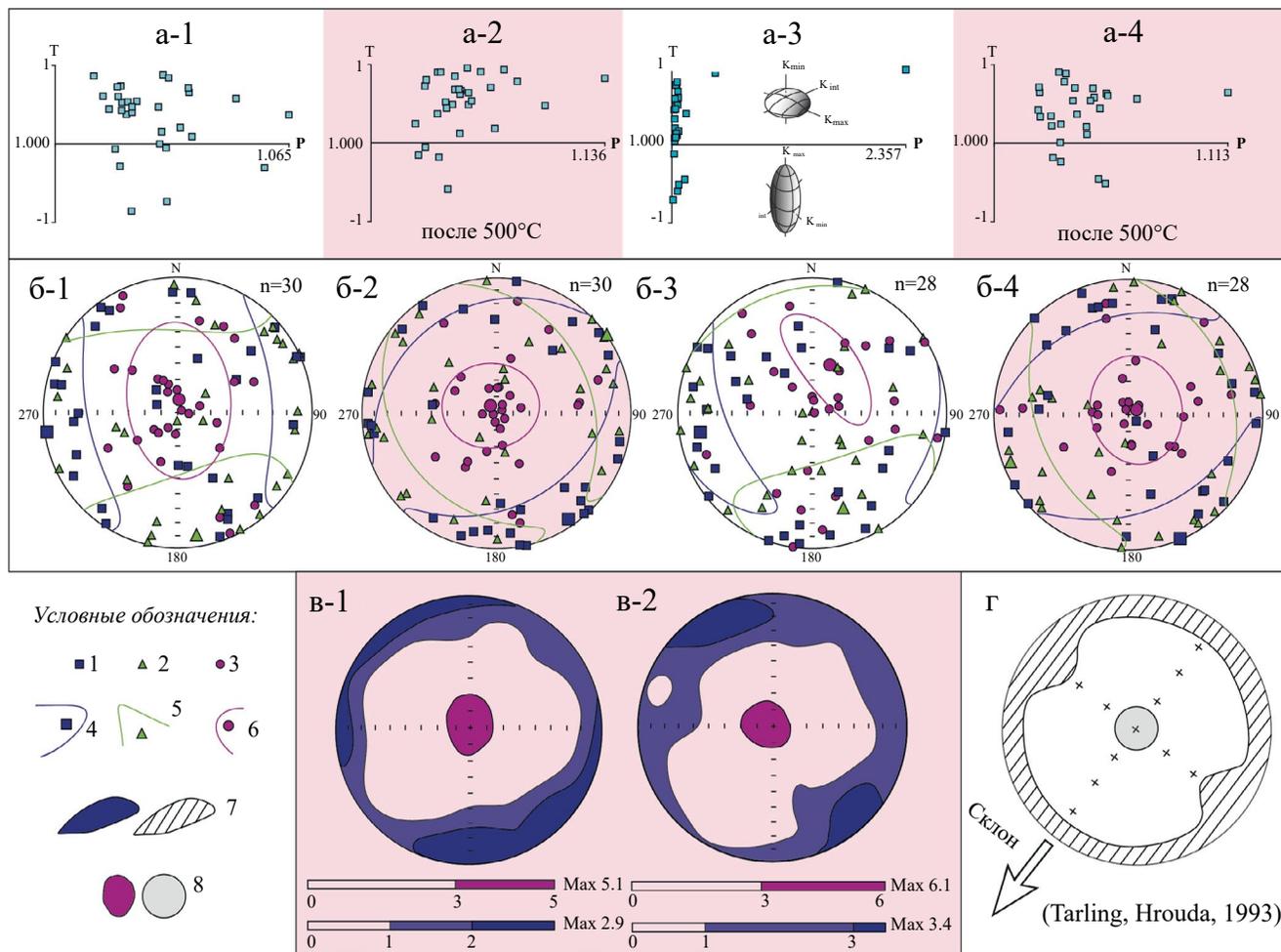


Рис. 4. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости. (а-1, а-2, а-3, а-4) – диаграммы Йелинека до (а-1, а-3) и после (а-2, а-4) прогрева пород ($P = K1/K3$ – степень анизотропии, $T = (2\ln K2 - \ln K1 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)$ – параметр формы, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно); (б) – стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат до (б-1, б-3) и после (б-2, б-4) прогрева пород; (в-1, в-2) – стереографические схемы концентраций осей эллипсоидов АМВ после прогрева в географической системе координат; (г) – схематичная магнитная текстура отложений, формировавшихся на пологом склоне (Tarling, Hrouda, 1993). (а-1, а-2, б-1, б-2, в-1) – разрез Тепловка (обн. 3262); (а-3, а-4, б-3, б-4, в-2) – разрез Ключи (обн. 3226). Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные ($K1$), средние ($K2$) и короткие ($K3$) оси эллипсоидов АМВ соответственно; 4, 5, 6 – средние направления с овалами доверия $K1$, $K2$ и $K3$ соответственно; 7, 8 – области концентрации $K1$ и $K3$ соответственно.

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

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

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

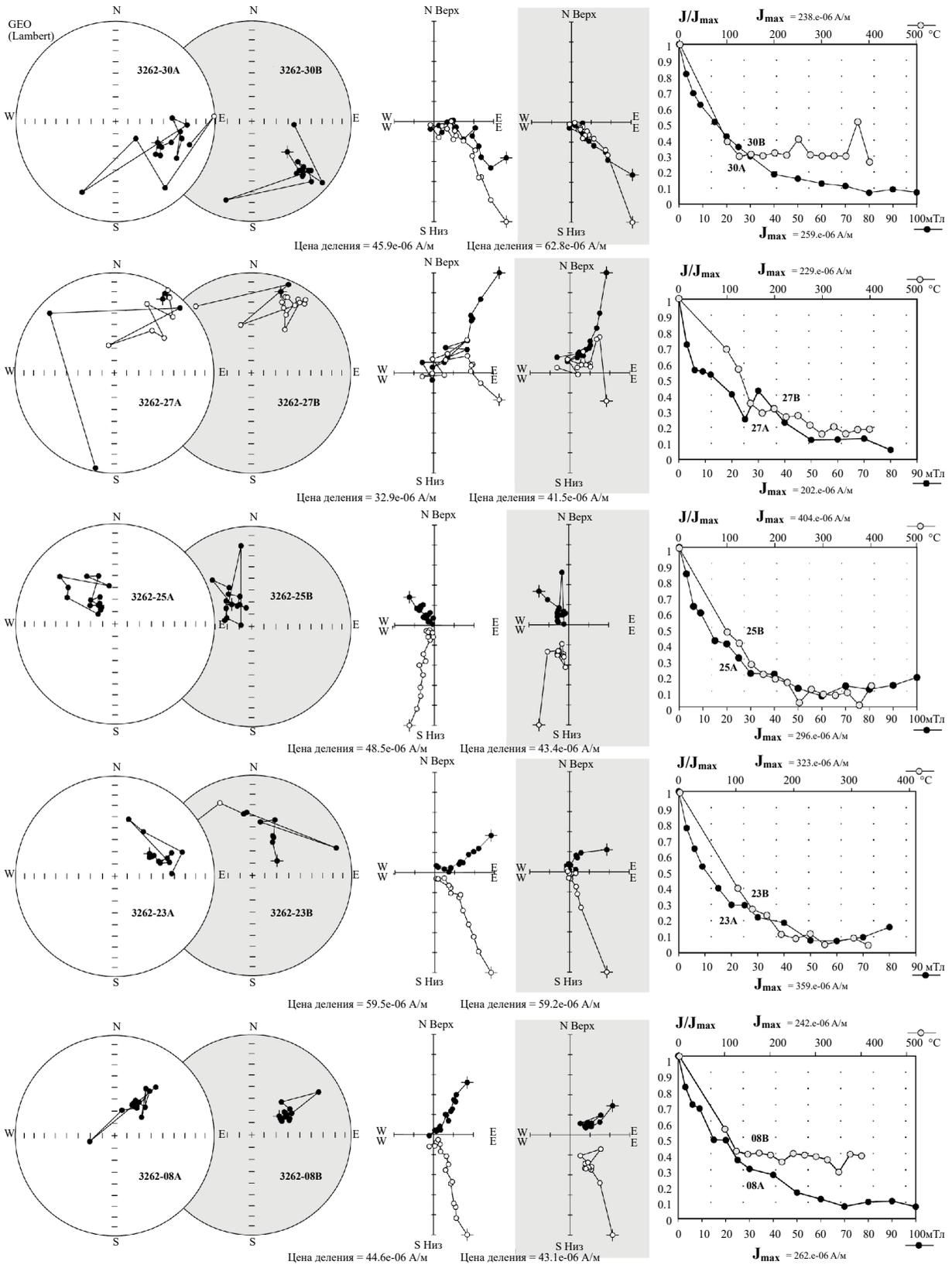


Рис. 5. Типичные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдервельда (Zijderveld, 1967) в географической системе координат и графики размагничивания образцов. Условные обозначения: 1–4 – проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полушеры, горизонтальную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

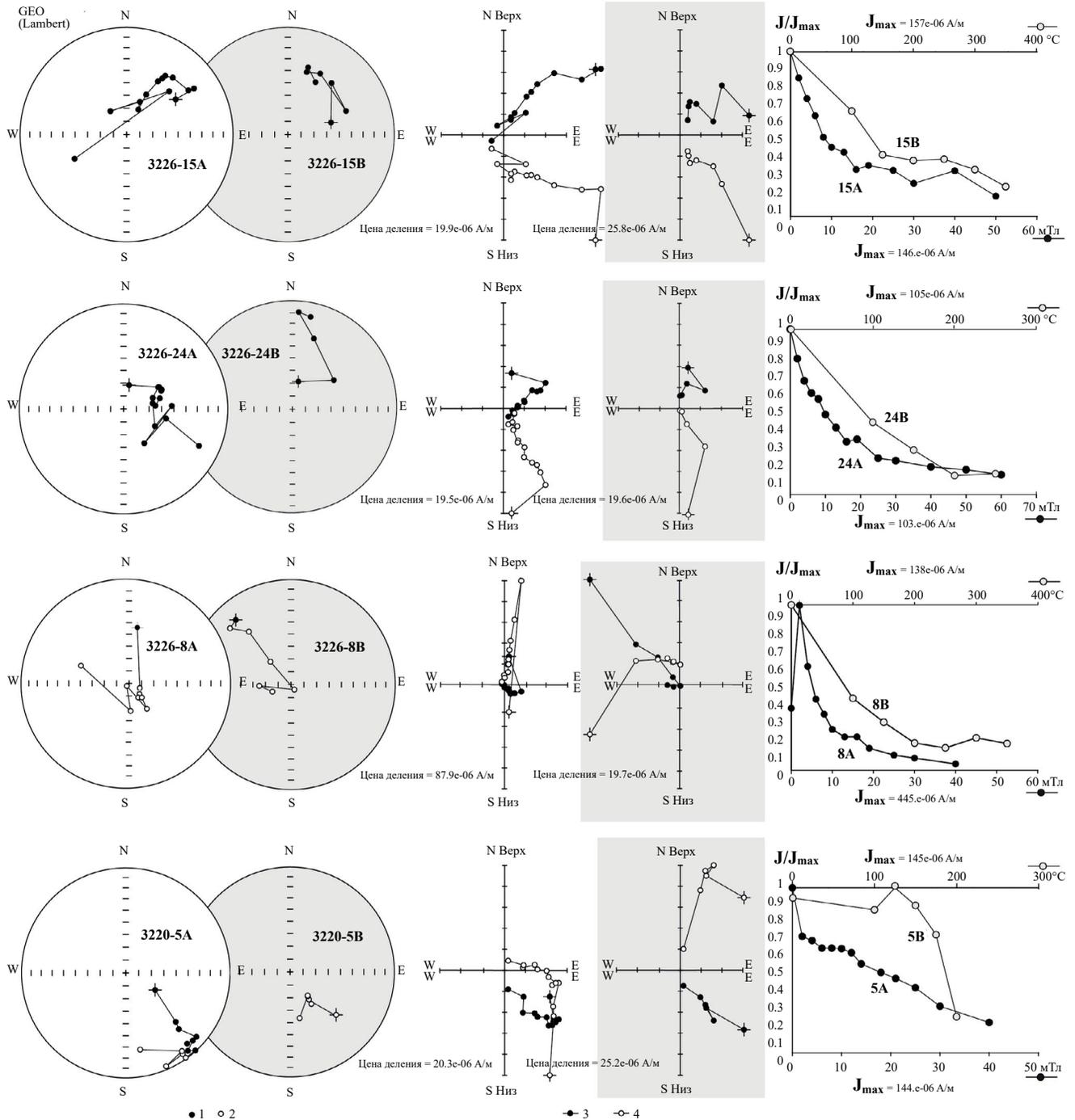


Рис. 5. Окончание.

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

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

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

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

Совокупности **ChRM**, соответствующих прямой полярности, характеризуются невысокими кучностями (~10) и относительно большими радиусами доверия ($\alpha95$) – до 10° (рис. 7а–7в). Однако это не является редкостью в отложениях с седиментационной (постседиментационной) намагниченностью.

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

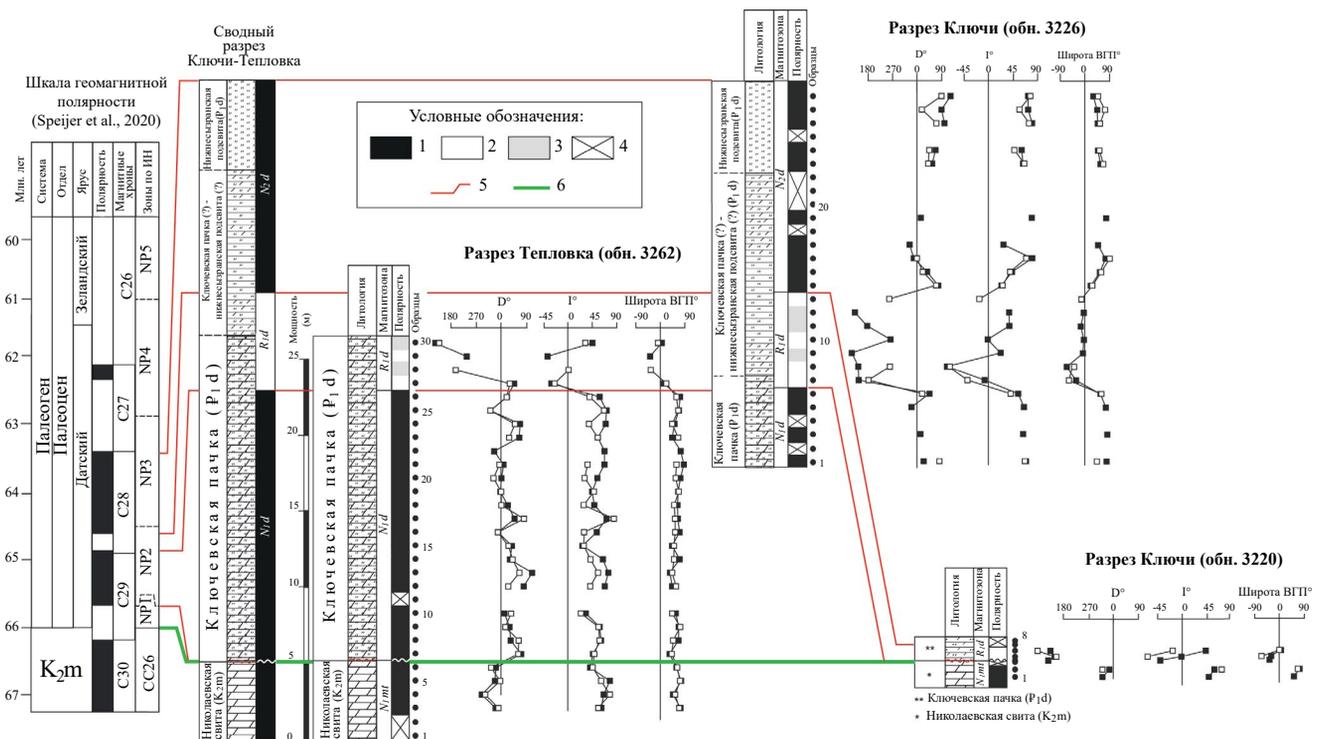


Рис. 6. Палеомагнитные данные по изученным разрезам (D и I – склонение и наклонение компонент намагниченности, ВГП – виртуальный геомагнитный полюс), сводная палеомагнитная колонка разреза Ключи–Тепловка и результаты ее сопоставления со шкалой геологического времени (Spreijer et al., 2020).

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

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

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

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

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

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

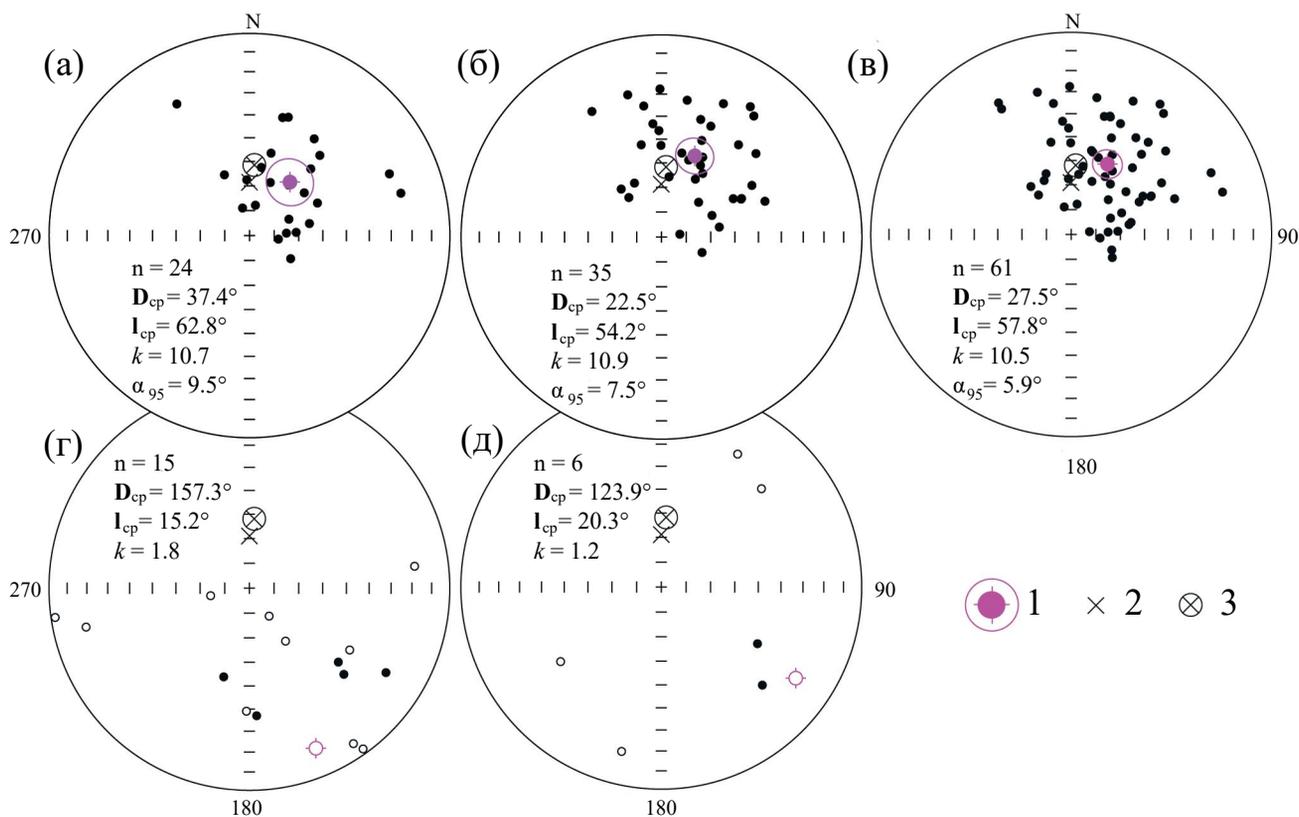


Рис. 7. Стереопроекции высококоэрцитивных и высокотемпературных компонент J_n , соответствующих прямой (а, б, в) и обратной полярности (г, д), в палеоценовых отложениях изученных разрезов. (а) – разрез Ключи, обн. 3226; (б) – разрез Тепловка (обн. 3262); (в) разрезы Ключи (обн. 3226) и Тепловка (обн. 3262), (г) – разрез Ключи (обн. 3220, 3226), (д) – Тепловка (обн. 3262). Стереопроекции приведены в географической системе координат. n – число образцов, k – кучность, D_{cp} , I_{cp} и α_{95} – склонение, наклонение и радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора соответственно. Условные обозначения: 1 – среднее палеомагнитное направление и круг доверия (α_{95}) для него; 2 – направление перемангничивания современным геомагнитным полем; 3 – направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из ключевого полюса. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 2. Статистические палеомагнитные параметры

	n	D _{cp} °	I _{cp} °	α ₉₅ °	Угол (°) между векторами *
Направление перемагничивания современным геомагнитным полем в районе исследований		0	68.7	10 **	15.7±8.5
Магнитозоны <i>N_{1d}</i> и <i>N_{2d}</i> в разрезах Тепловка (обн. 3262) и Ключи (обн. 3226)	61	27.5	57.8	5.9	
Направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из полюса 65 млн лет для стабильной Европы (Besse, Courtillot, 2002)		4.0	61.1	2.7	12.1±4.8
Магнитозона <i>N_{1d}</i> в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	54.2	7.5	10.6±9.0°
Магнитозоны <i>N_{1d}</i> и <i>N_{2d}</i> в разрезе Ключи	24	37.4	62.8	9.5	
Магнитозона <i>N_{1d}</i> в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	58.7	7.5	2.8±12.1°
Магнитозона <i>N_{1d}</i> (Ключи)	6	23.4	61.5	16.0	
Верхи магнитозоны <i>N_{1d}</i> в разрезе Тепловка (обр. 3262-22 – 3262-26)	9	22.2	61.6	15.2	0.6±16.2
Магнитозона <i>N_{1d}</i> в разрезе Ключи	6	23.4	61.5	16.0	

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

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

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

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

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

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

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

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

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

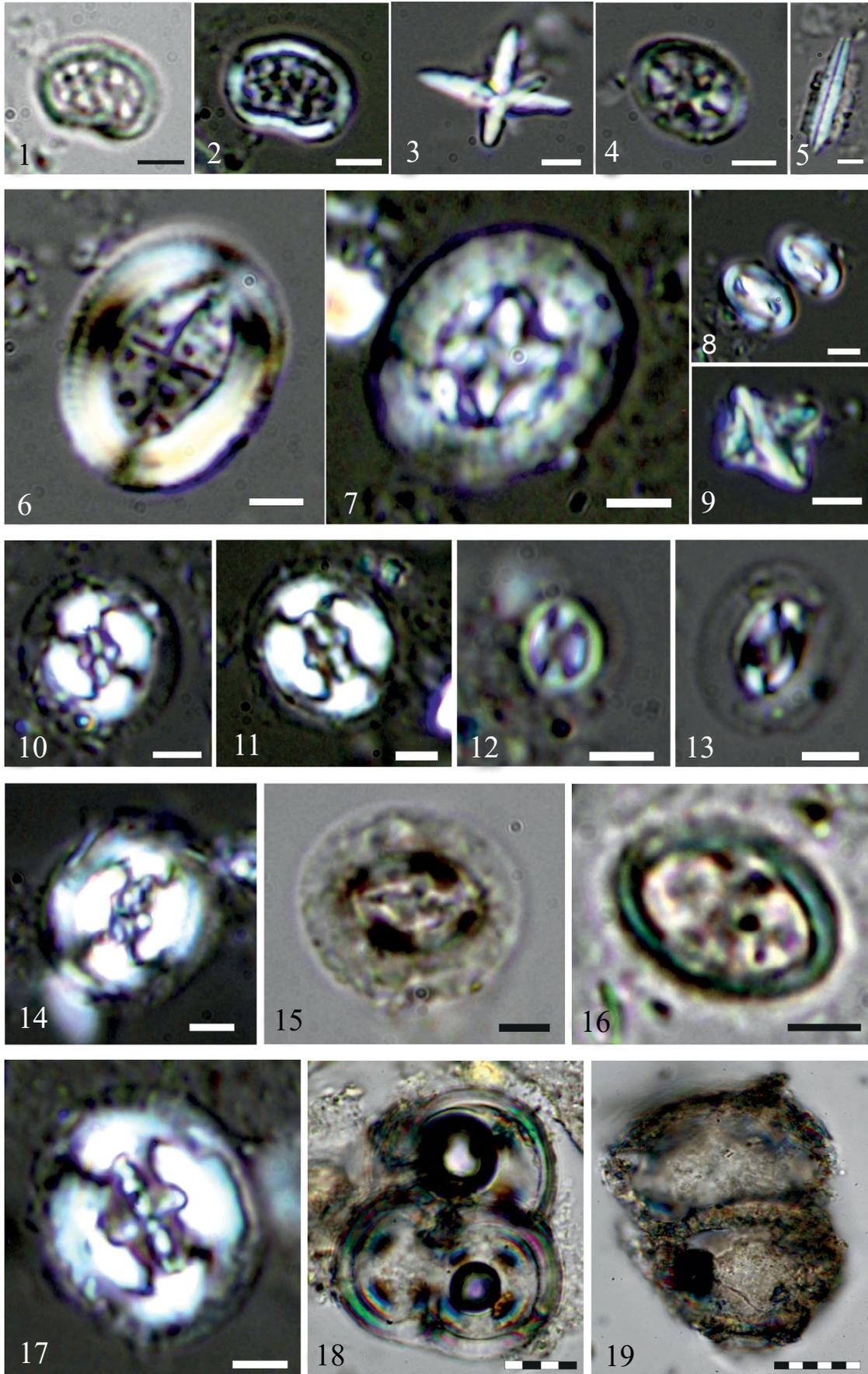


Таблица 1. Наннопланктон (фиг. 1–17) и фораминиферы (фиг. 18, 19) из разреза Ключи (обн. 3226). Фиг. 1–7 происходят из обр. 3226-1; фиг. 8, 9, 18, 19 – из обр. 3226-4; фиг. 10–16 – из обр. 3226-17; фиг. 17 – из обр. 3226-19. Длина масштабной линейки для фиг. 1–17 равна 5 мкм, цена деления масштабной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

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

ВЫВОДЫ

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

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

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

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

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

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

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

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

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

^a *Saratov State University, Saratov, Russia*

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

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

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

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

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

ERRATUM

В статье А.В. Коромысловой, А.В. Дронова “Мшанки из разреза джеромской свиты катийского яруса верхнего ордовика на р. Мойерокан (север Сибирской платформы) и их палеогеографическое значение”, опубликованной в № 5, т. 32, 2024, были допущены ошибки. Таблицу VI следует заметить на приложенную ниже.

