

УДК 551

МИКРОФОССИЛИИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ЖЕРБИНСКОГО БАСЕЙНА: ВЕРХНИЙ ВЕНД ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ СИБИРИ

© 2023 г. Н. Г. Воробьева¹, *, П. Ю. Петров¹, **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: strat-prec@mail.ru

**e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

Поступила в редакцию 20.05.2022 г.

После доработки 06.07.2022 г.

Принята к публикации 09.08.2022 г.

В верхневендских отложениях жербинской свиты Патомского бассейна Сибири впервые описана ассоциация органостенных микрофоссилий. Органические остатки этой ассоциации заметно различаются между собой по типу сохранности. Одна группа микрофоссилий включает сильно корродированные нитчатые формы и редкие сфероморфные акритархи. Другая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами с хорошей сохранностью оболочек, которые идентичны микрофоссилиям из нижележащей уринской свиты нижнего венда. На основе проведенного фациального анализа реконструированы прибрежно-континентальные и мелководно-шельфовые обстановки жербинского бассейна, существовавшего в условиях низкого положения уровня моря и интенсивной континентальной эрозии в области поднятий. В таких условиях древние уринские микрофоссилии, заключенные внутри мелкозернистой литокластики, могли поступать в область седиментации, населенную примитивными мелководными сообществами. Процессы масштабного рециклирования на протяжении почти всего жербинского времени привели к смешению разновозрастных тафоценозов, представленных экологически и таксономически контрастными ассоциациями микроорганизмов.

Ключевые слова: биостратиграфия, эдиакарий, тафоценоз, акритархи, фации

DOI: 10.31857/S0869592X23010088, EDN: DCIFNY

ВВЕДЕНИЕ

Самая значительная в геологической истории $\delta^{13}\text{C}$ изотопная аномалия Шурам, или EN 3, делит эдиакарий на две неравные части, которые наполнены значимыми биостратиграфическими маркерами различной палеобиологической природы (Xiao et al., 2016). Нижняя часть содержит представительный комплекс акантоморфных акритарх доушаньтуо-пертататакского типа, а верхняя охарактеризована эдиакарскими макрофоссилиями. Эволюционный тренд раннеэдиакарских акантоморфных акритарх резко обрывается на нижней границе изотопной аномалии Шурам, и после паузы длительностью более 30 млн лет акритархи возрождаются, но уже в ином, раннепалеозойском облике. Однако в последнее время были обнаружены отдельные представители раннеэдиакарских акантоморфит в постшурамских отложениях эдиакария (Ouyang et al., 2017; Anderson et al., 2017, 2018) и даже в постэдиакарских слоях немакит-далдынского яруса верхнего

венда (Grazhdankin et al., 2020). Эти находки позволяют предполагать устойчивость экосистем эукариотного фитопланктона и непрерывность его эволюционного тренда от начала эдиакария до раннего палеозоя. Наблюдаемое почти полное вымирание раннеэдиакарских акантоморфит на нижней границе изотопной аномалии Шурам могло быть связано с фациальными и/или тафономическими обстановками бассейнов позднего эдиакария (Xiao, Narbonne, 2020). Вместе с тем процессы переотложения древних микрофоссилий в молодые слои, хорошо известные в фанерозое, практически не рассматриваются в практике докембрийской биостратиграфии.

В настоящей статье анализируется органостенная микробиота из постшурамских отложений жербинской свиты Уринского поднятия. В составе этой микробиоты, наряду с таксонами, характерными для верхнего венда Сибири и верхнего эдиакария разных палеоконтинентов, присутствуют типичные ранневендские (раннеэдиакарские) микрофоссилии, в том числе акантоморфные

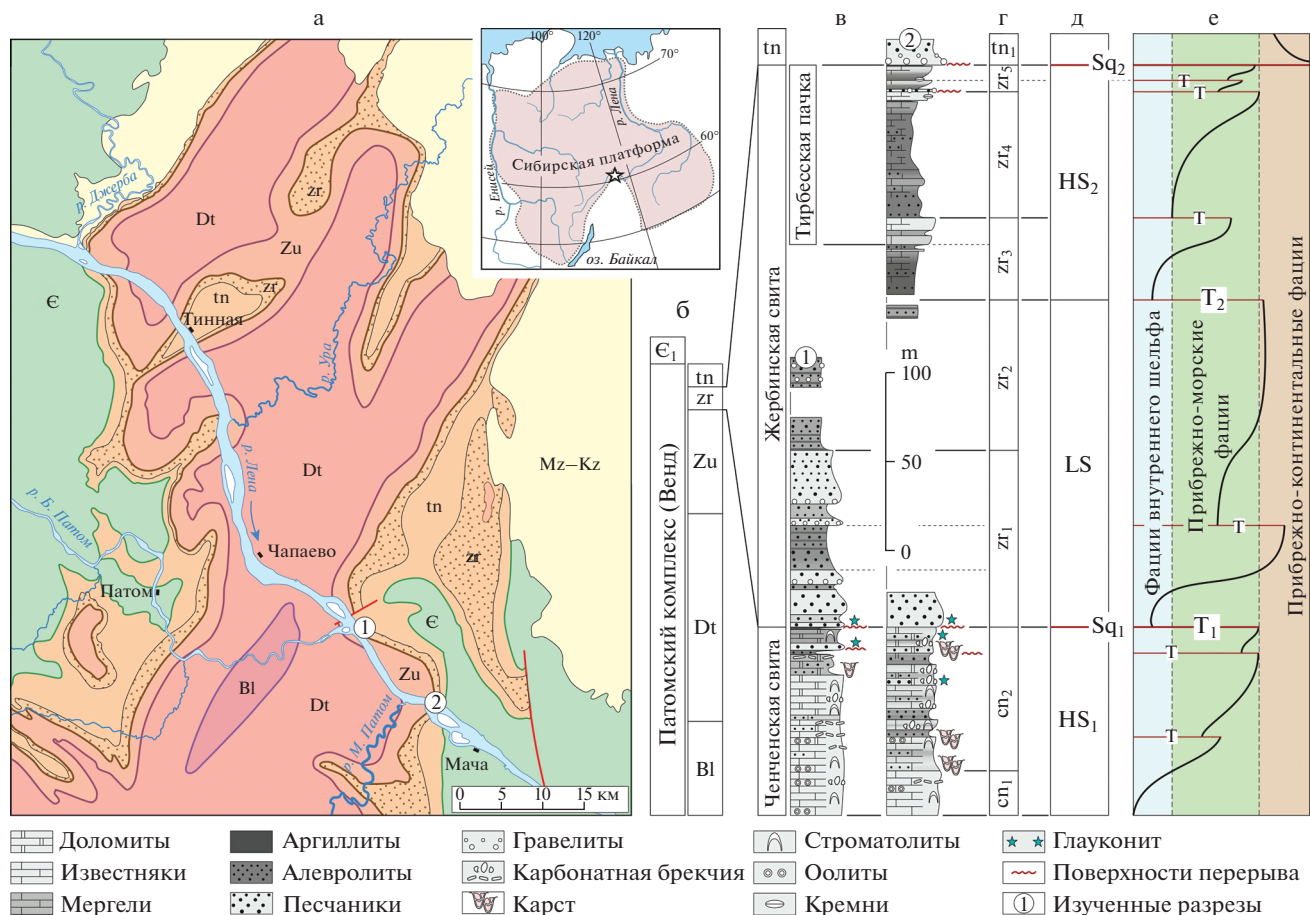


Рис. 1. Географическое положение и геологическая карта Уринского поднятия (а), стратиграфия патомского комплекса (б), последовательность отложений (в) и фациальные ассоциации (г) жербинской свиты, секвентная стратиграфия (д) и кривая изменения относительного уровня моря бассейна (е).
 Серии: Bl – баллаганакская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская; свиты: zr – жербинская, tn – тинновская. Sq – секвентные границы, HS – система высокого положения уровня моря, LS – система низкого положения уровня моря, T – трансгрессивные поверхности (главные (T₁ и T₂) и второстепенные (T)).

акритархи доушаньтуо-пертататакского типа. Тафономические признаки и состав жербинских микрофоссилий позволили предположить процессы переотложения ранневендских остатков в поздневендском жербинском палеобассейне. Реконструируемые фациальные обстановки этого бассейна не противоречат сделанному предположению.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вендские отложения Патомского бассейна в пределах Уринского поднятия представляют мощную (более 5 км) терригенно-карбонатную толщу, включающую баллаганакскую, дальнетайгинскую, жуинскую, а также трехверстную серии, объединенные в патомский комплекс (рис. 1а, 1б)

(Чумаков и др., 2013). В основании дальнетайгинской серии залегают диамиктиты большепатомской свиты, которые традиционно сопоставляют с оледенением Марино, завершившимся 635 млн лет назад (Чумаков, 2015). Таким образом, самая нижняя баллаганакская серия в современной стратиграфической схеме относится к рифею (до-эдиакарию). Однако последние данные, подробно рассмотренные в ряде работ (Рудько и др., 2017; Петров, 2018а, 2021; Петров, Покровский, 2020; Петров, Воробьева, 2022; Воробьева, Петров, 2020; Rud'ko et al., 2021), предполагают вендский (эдиакарский) возраст всего патомского комплекса. В настоящей работе мы придерживаемся такого варианта корреляции (рис. 1б).

Граница между нижним и верхним вендом в патомском комплексе определяется подошвой жуинской серии (Чумаков и др., 2013). Жуинская серия в полном объеме (никольская и ченченская

свиты) коррелируется с глобальной $\delta^{13}\text{C}$ аномалией Шурам (Покровский, Буякайте, 2015; Покровский и др., 2021). Возраст этого события неоднозначен, по последним данным он оценивается в приблизительном интервале от 570 до 560 млн лет (Canfield et al., 2020; Rooney et al., 2020). Нижняя граница кембрия на Уринском поднятии определяется подошвой томмотского яруса, совпадающего с кровлей трехверстной серии (Хоментовский и др., 2004; Кочнев, Карлова, 2010). Жербинская свита, залегающая выше изотопной аномалии Шурам, но существенно ниже подошвы немакит-далдынского яруса верхнего венда (Хоментовский и др., 2004), составляет нижнюю часть трехверстной серии (рис. 1б). Верхняя часть жербинской свиты обособлена в самостоятельную тирбесскую пачку (Хоментовский и др., 2004), в кровле которой присутствует богатая минерализованная микробиота (Якшин, 2002), однако ее таксоны не представляют стратиграфического значения (Чумаков и др., 2013). Жербинская свита сложена фациально разнообразными, в основном силикокластическими пестроцветными, отложениями с подчиненными карбонатными разностями (рис. 1в). В пределах Уринского поднятия эти отложения обнажены фрагментарно, за исключением двух рассматриваемых в настоящей работе разрезов, расположенных на левом берегу р. Лена между устьями рек Большой и Малый Патом (рис. 1а, 2а, 2б).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение микрофоссилий из терригенных пород проводилось по стандартной методике, описанной в нашей предыдущей публикации (Воробьева, Петров, 2020). Учитывая особенности состава ассоциаций органостенных микрофоссилий из жербинской свиты, дополнительная подготовка материала и его мацерация выполнены в условиях, исключающих возможность загрязнения мацерата посторонними органическими остатками. Для этой цели растворению подвергались только однородные части аргиллитовых слоев. После их измельчения были удалены все мелкогабаритные фракции. Каждый раз при получении окончательного мацерата использовались только новые сита (мельничный газ (GG) из полиэфирной нити с диаметром ячеек 45 мкм).

Микрофоссилии фотографировали в проходящем свете с использованием микроскопа Zeiss Axio Imager A1, оснащенного цифровой камерой Axio-CamMRC-5, и микроскопа RME-5, оснащенного цифровой камерой Canon EOS 300D.

Весь материал хранится в Геологическом институте РАН (Москва), палеонтологическая коллекция № 14714.

ФАЦИИ, ОБСТАНОВКИ И СЕКВЕНТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЖЕРБИНСКОГО БАССЕЙНА

Фациальные ассоциации и обстановки. Фации жербинской свиты, а также непосредственно подстилающих и перекрывающих отложений сгруппированы в восемь фациальных ассоциаций (рис. 1г).

Sn₁ – открыто-морские фации ченченской карбонатной платформы, представленные ооидными песчаными отмелями с островами строматолитовых построек и полями крупнообломочных карбонатных шлейфов – результатом интенсивной волновой переработки подстилающих отложений.

Sn₂ – пачка терригенно-карбонатных отложений мощностью до 80 м, залегающая в кровле ченченской свиты. Карбонаты представлены мелкозернистыми, обломочно-ооидными и строматолитовыми разностями. Вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение силикокластики в известняках, появляются слои аргиллитов, алевролитов и среднезернистых песчаников, а вместе с ними – горизонты карстовой брекчии, часто сближенные, иногда наложенные друг на друга. В разрезе выделяется непрерывный структурный ряд от маломощных горизонтов неперемещенных обломков карбонатной брекчии раннего растворения до крупных, глубиной до 1 м, скоплений коллапсированной брекчии, частично переотложенной при последующем размыве (рис. 2в). Матрикс брекчий состоит из вмывого кварцевого песка с рассеянными карбонатными зернами, а горизонты брекчий перекрываются аналогичными по составу слоями кварцаренита. В верхней части ассоциации в составе песчаника появляется глауконит, а известняки сменяются доломитами (рис. 1в).

В целом ассоциация представляет собой отложения крайне мелководной карбонатной платформы с частыми эпизодами субаэральных экспозиций. Частота и, очевидно, продолжительность экспозиций возрастала вверх по разрезу вместе с количеством привнесенного на платформу терригенного материала. Переотложение брекчии карстовых горизонтов происходило на самых ранних этапах трансгрессий вместе с увеличением потока силикокластики. Одновременно шло формирование и перемыв глауконитовых зерен в песчаных осадках. Смена известняков доломитами вверх по разрезу была связана с синседиментационной или с раннедиагенетической доломитизацией подстилающих слоев известняка, очевидно, при возрастающей во времени эвапоритизации остаточных водоемов в ранние периоды регрессий. Такой процесс

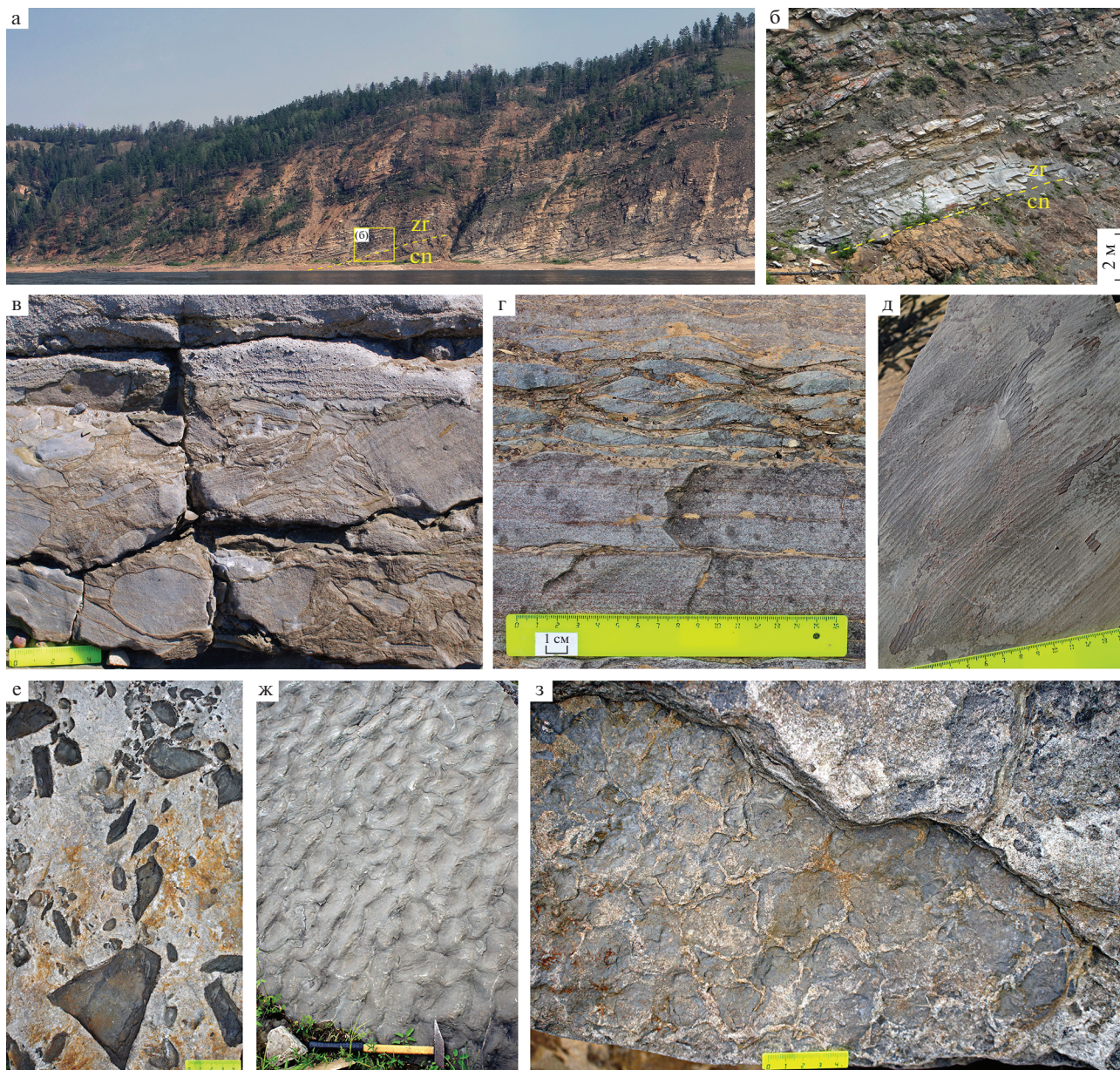


Рис. 2. Фации песчаных доломитов терминальной пачки ченченской свиты и песчаные фации нижней части жербинской свиты, фациальные ассоциации ($Сп_2$) и (Zr_1). (а, б) – граница ченченской (сн) и жербинской (zг) свит в обнажении левого берега р. Лена против устья р. Б. Патом; (в) – горизонт коллапсированной брекчии доломита с песчаным матриксом, перекрытый кварцевым песчаником с обломками доломита; (г) – мелкие формы истощенной мигрирующей ряби (starved ripples); (д) – арумбериерморфная текстура на кровле тонкозернистого песчаника; (е) – рассеянные обломки аргиллита на кровле песчаного слоя; (ж) – лингвоидные знаки ряби течения на кровле песчаника; (з) – сближенные горизонты трещин субаэральной экспозиции в кровле песчаной дюны.

доломитизации соответствует модели себхового типа (Warren, 2000). На эвапоритизацию указывают также рассеянные кристаллы ангидрита, отмеченные ранее в матрице брекчии (Pelchaty, 1998).

Zr_1 – силикокластические отложения нижней (100 м) части жербинской свиты. Ассоциация состоит из сероцветных песчаных и красноцветных

глинисто-алевритовых фаций. Песчаные фации слагают хорошо обнаженные пачки в нижней и верхней частях разреза ассоциации мощностью 32 и 43 м соответственно. Они представлены средне-мелкозернистыми кварцаренитами или субаркозовыми песчаниками с крупной троговой и планарной косою слоистостью и присутствием глауконита в базальных слоях свиты. Для нижних

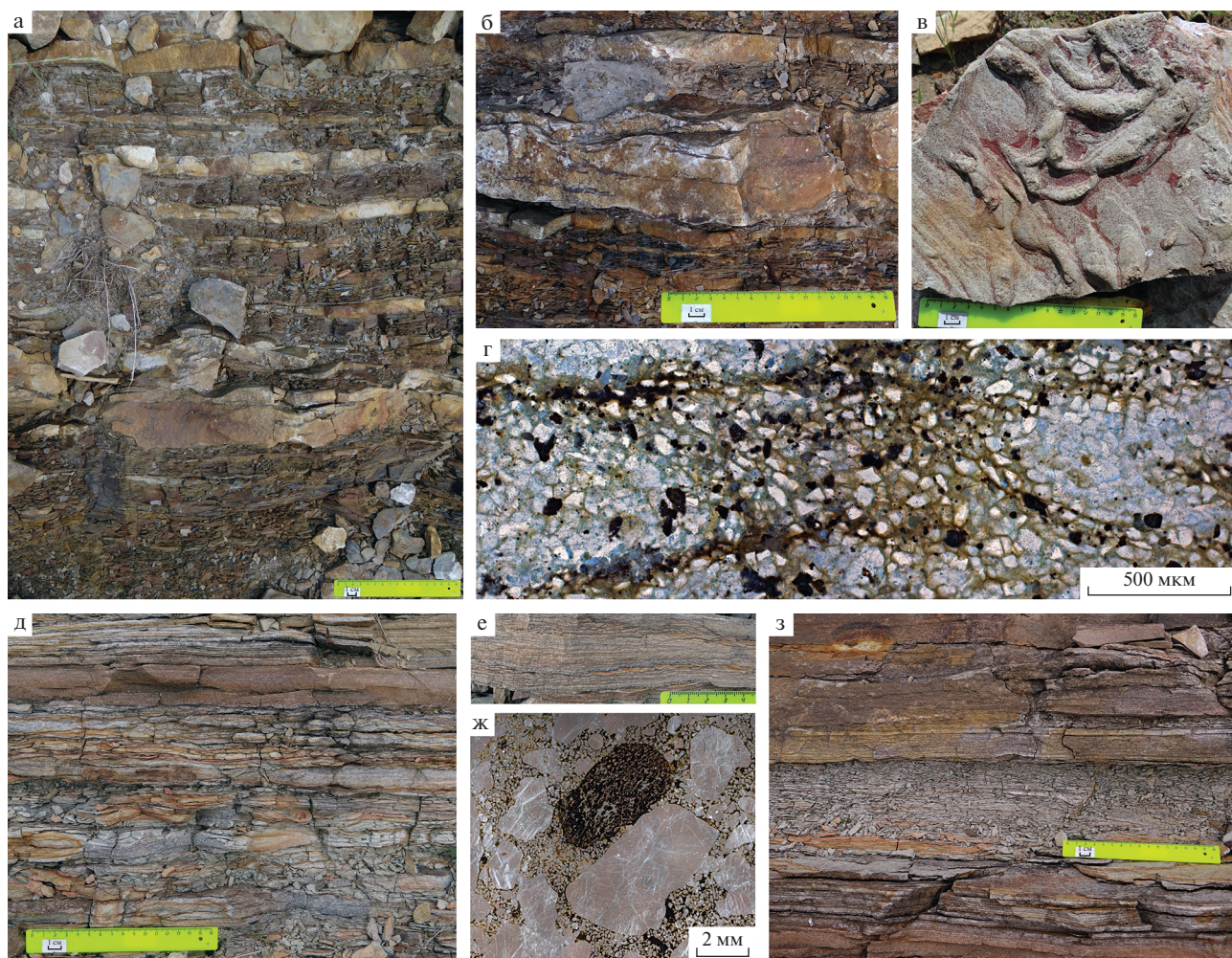


Рис. 3. Глинисто-алевритовые фации средней части жербинской свиты, фациальные ассоциации Zr_1 (а–г) и Zr_2 (д–з). (а, б) – линзовидное переслаивание алевритистых аргиллитов и песчаников с сериями эрозионных поверхностей; (в) – текстуры промоин (flute casts) на подошве песчаного слоя; (г) – структура почвенной плазмации (pedoplasmatation); (д) – нерегулярное переслаивание песчаников и алевритистых аргиллитов; (е) – мелколинзовидное строение песчаного слоя; (ж) – структура литокластсодержащего гравийного песчаника с глинисто-гематитовым цементом (шлиф, комбинированное освещение); (з) – слой алевритистого аргиллита среди горизонтально-слоистых песчаников.

песчаников характерны обильные знаки крупной симметричной волновой ряби и разнообразные мелкие формы мигрирующей ряби комбинированных течений (рис. 2г). В подошве слоев присутствуют слепки каналов размыва (текстуры gutter casts). На горизонтальных поверхностях напластования тонкозернистых песчаных слоев встречаются отпечатки макрофоссилий эдиакарского типа, микробиально-индуцированных, в том числе арумбериоморфных, текстур (рис. 2д). Верхние песчаники выделяются наличием гравийных фракций и обилием обломков и галек аргиллита, наблюдаемых внутри косых серий или рассеянных вдоль поверхностей напластования (рис. 2е). Наряду с симметричной волновой рябью, песчаные слои включают различные текстуры однонаправленных потоков, в частности лингоидные знаки ря-

би (рис. 2ж). В кровле некоторых песчаных слоев присутствуют поверхности субэразальных экспозиций (рис. 2з).

Глинисто-алевритовые фации слагают пачку (25 м) красноцветных отложений в средней части ассоциации. Они представляют собой частое (1–20 см) неритмичное переслаивание слабосортированных мелкозернистых песчаных и алевритистых аргиллитов и разнозернистых песчаников (рис. 3а). Песчаники слагают невыдержанные по простиранию слои и линзовидные тела неправильной формы с резко выраженными эрозионными границами в основании и сериями внутренних наложенных друг на друга перерывов (рис. 3б). Перерывы подчеркнуты тонкими глинистыми пленками, которые образуют нерегулярные флазероподобные текстуры. В основании

песчаных слоев присутствуют необычные текстуры промоин (flute casts), напоминающие ихнофоссилии (рис. 3в). Кольцеобразная форма промоин и сочетание текстурных элементов в виде парных полуколец предполагает результат избирательной эрозии по трещинам усыхания илистого субстрата. Такие трещины характерны для микробиально-индуцированных текстур, в частности песчаных трещин субаэральной экспозиции (Noffke, 2010; Lan, 2015). Некоторые слои имеют признаки перераспределения песчаных зерен со структурами почвенной плазмации (pedoplasmation) (рис. 3г) (Stoops, Schaefer, 2010; Retallack, 2016). Такие микроструктуры образовывались в процессе многократно повторявшихся периодов смачивания и высыхания.

Ассоциация формировалась в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановках. Собственно “нормально-морским” мелководно-шельфовым фациям отвечает лишь нижняя пачка песчаников с преобладанием волнового режима седиментации и обилием глауконита в самых нижних трансгрессивных слоях. Вышележащие гравийно-песчаные фации представляли собой мигрирующие прибрежные бары с периодическим влиянием речного (паводкового) стока. Наблюдающийся здесь аргиллитовый детрит поступал с побережья, очевидно, в периоды наводнений. Часть крупных обломков была захоронена среди морского песка, часть их подвергалась незначительной волновой переработке. Некоторые бары, включающие горизонты песчано-гравийных отложений, были переработаны сгонно-нагонными течениями или течениями речного влияния. Синоптический рельеф баров и многократные эпизоды субаэральных экспозиций, наблюдаемые в кровле песчаных тел, свидетельствуют о глубине бассейна, не превышающей первых метров. Реконструкции направлений палеотечений указывают на миграцию песчаных баров вдоль береговой линии с эпизодами спорадического переноса осадков в сторону бассейна. Присутствие дельтовых фаций в данной части бассейна неочевидно, однако регрессивный характер последовательности отложений предполагает присутствие их возрастных аналогов в смежных районах (см. Советов, 2018).

Красноцветность глинисто-алевритовых отложений обусловлена обилием рассеянных стяжений гематита, не связанного с постформационным окислением сульфидов железа, что предполагает длительные периоды субаэральных экспозиций и начальные процессы почвообразования. На это также указывают текстуры и микроструктуры песчаных слоев, некоторые горизонты которых похожи на микробиальные палеопочвы (Гражданкин и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015; Retallack, 2016).

Очевидно, эти глинисто-песчаные отложения накапливались в обстановках периодически затопляемых прибрежных равнин.

Zr₂ — плохообнаженная пачка (около 80 м) пестроцветных глинисто-песчаных пород в средней части жербинской свиты (рис. 1г). Отложения образованы неритмичным и очень частым чередованием плохосортированных песчаников с редкими линзами песчано-гравийных фракций и в различной степени алевритистых аргиллитов. Границы слоев эрозионные. Песчаники слагают сравнительно крупные (до 6 см) слои с субпараллельной и однонаправленной кривой слоистостью (рис. 3д) либо более тонкие (1–4 см) слои с очень тонким (менее 0.5 см) линзовидным строением (рис. 3е). Эти миниатюрные линзовидные текстуры представляют собой пластично-деформированные *in situ* фрагменты тонких песчаных слоев. Пространство между ними заполнено несортированным глинисто-песчаным осадком. Многие тонкозернистые фракции имеют крапчатый облик, обусловленный неравномерным распределением гематитового цемента, а песчаные зерна окружены оторочками гематита. Несортированные песчано-гравийные отложения нередко содержат литокласты сильно измененных глинистых пород с обилием выделений гематита (рис. 3ж). Матрикс состоит из кварцевых песчаных зерен, связанных глинисто-гематитовым цементом. В разрезе ассоциации встречаются сравнительно крупные (до 30 см) и выдержанные в пределах десятков метров однородные слои алеврит-глинистых отложений (рис. 3з). Внутри этих слоев прослеживаются горизонты с сетчатыми и комковатыми текстурами, подчеркнутыми пленками оксидов железа.

Как и глинисто-алевритовые фации предыдущей ассоциации, эта ассоциация имеет признаки длительных субаэральных экспозиций, которые привели к деформациям осадочных слоев и выделению гидроксидов железа в виде обособленных зон цементации. Как и в предыдущем случае, осадки накапливались в пределах периодически затопляемых прибрежных равнин. Редкие гравийно-песчаные отложения представляли собой фации небольших русел флювиальных потоков, а латерально выдержанные слои алевритистых аргиллитов — фации эфемерных водоемов внутреннего стока.

Zr₃ — пачка (45 м) глинисто-карбонатных отложений в основании верхней части разреза жербинской свиты. Отложения образуют непрерывную последовательность от преимущественно силикокластических к карбонатным породам. Верхняя часть этой последовательности представлена битуминозными известняками, которые начинают разрез так называемой тирбесской пачки (Хоментовский и др., 2004) (рис. 1в). В разрезе ассоциации выделяются нижние (45 м) слабокарбонатные

алевроит-глинистые и верхние (15 м) битуминозные мергелисто-известняковые отложения. Нижние отложения представляют собой неритмичное (1–15 см) чередование алевро-аргиллитов, мелкозернистых песчаников с градационной слоистостью и тонкозернистых известковых мергелей. Несмотря на внешнее сходство с подстилающими отложениями, все слои несут признаки седиментации из суспензии, а редкие эрозионные границы не имеют признаков субаэральных экспозиций. Верхние отложения представлены пластинами (до 1 м) черных битуминозных известняков, разделенных подчиненными слоями таких же черных известковых аргиллитов и мергелей. Известняки включают одиночные косослоистые серии и небольшие карманы брекчии. Их характерной особенностью являются ориентированные крупнокристаллические, иногда дендритовидные спаритовые структуры. Некоторые структуры в разрезе слоев образуют линзовидные тела псевдобрекчии (рис. 4а). Цепочки кристаллов кальцита на поверхностях слоев составляют текстуры, сходные с текстурами царапин или вспахивания (tool marks) (рис. 4б). Осадки ассоциации накапливались в субаквальных обстановках с очевидно низким уровнем гидродинамики.

Zr₄ – пестроцветные песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения, слагающие большую (70 м) среднюю часть разреза тирбесской пачки (рис. 1г). Эти отложения представляют собой частое (5–40 см) неритмичное переслаивание разнообразных типов силикокластических и карбонатных пород. Количество карбонатных разностей возрастает вверх по разрезу ассоциации, так что вся последовательность может быть разделена на три неравные части: нижнюю преимущественно силикокластическую (18 м), среднюю мергелистую (47 м) и верхнюю карбонатную (5 м).

Нижние фации сложены чередованием алевроитов аргиллитов, известково-песчанистых алевролитов и одиночных пластов известняков. Отложения содержат однонаправленные косослоистые серии и прослои мелкообломочных интракластитов, приуроченных к кровле некоторых слоев. В разрезе встречаются сравнительно крупные (до 40 см) косослоистые серии с явным эрозионным основанием (рис. 4в). Они состоят из слоев разнородных отложений с несогласными внутренними границами. Такие серии могли формироваться при последовательном заполнении подводных каналов с незначительным оползневым перемещением осадочных слоев. В горизонтально-стратифицированных песчано-глинистых слоях широко распространены знаки нагрузки (рис. 4г–4д). Крупные пласты имеют признаки множества внутренних перерывов, которые под-

черкнуты тонкими прослоями глинистых осадков, перекрывающих эрозионные поверхности (рис. 4е).

Фации мергелей представляют собой частое переслаивание однородных пачек красных известковых аргиллитов и слоев серых мергелей и глинистых известняков (рис. 4ж). В целом для пород характерна горизонтальная стратификация, однако многие известняковые слои имеют мелкие косые серии мигрирующей ряби.

Карбонатные фации, залегающие в кровле ассоциации, сложены сравнительно крупными (10–80 см) пластинами микробиальных и обломочных известняков и доломитов, разделенных небольшими (до 20 см) слоями горизонтально-слоистых алевролитов. Микробиальные разности известняков включают редкие столбчато-пластовые строматолиты и конкреции черных кремней. Непосредственно в кровле карбонатные слои по резкой эрозионной границе перекрыты косослоистыми кварцаренитами с рассеянными гравийными зернами. Кварцарениты содержат мелкие обломки подстилающих карбонатных слоев, а подстилающие слои – линзовидные прослои песчаников (рис. 4з).

Ассоциация формировалась в субаквальных обстановках, изолированных от активного штормового влияния. Смешанные терригенно-карбонатные осадки были отложены почти исключительно однонаправленными течениями, не связанными с градиентными штормовыми потоками. Отсутствие ритмичности и градационных текстур, а также наличие сближенных эрозионных поверхностей в кровле слоев указывает на преобладание придонной транспортировки осадочного материала. В целом для этих отложений не очевиден ни штормовой, ни турбидитный (см. Pelechaty, 1998) режим седиментации, как уже отмечалось ранее (Хоментовский и др., 2004). Вся регрессивная последовательность отложений и их текстурный облик предполагают скорее лагунные или мелководные продельтовые фации с заметным речным влиянием. В заключительные моменты регрессии эти смешанные терригенно-карбонатные фации сменились карбонатными фациями крайне мелководных себховых обстановок с эпизодами субаэральной экспозиции и привносом крупнозернистой силикокластики.

Zr₅ – пачка (15 м) глинисто-карбонатных отложений, завершающая разрез жербинской свиты. В разрезе выделяются два глинисто-карбонатных цикла мощностью 6 и 9 м (рис. 1в). Тонкозернистые силикокластические фации представлены алевроитовыми аргиллитами с переменным количеством рассеянного углеродистого вещества (рис. 4и). Некоторые слои интенсивно черного цвета выделяются высоким содержанием тонкодисперсного органического детрита. На ряде уровней присут-

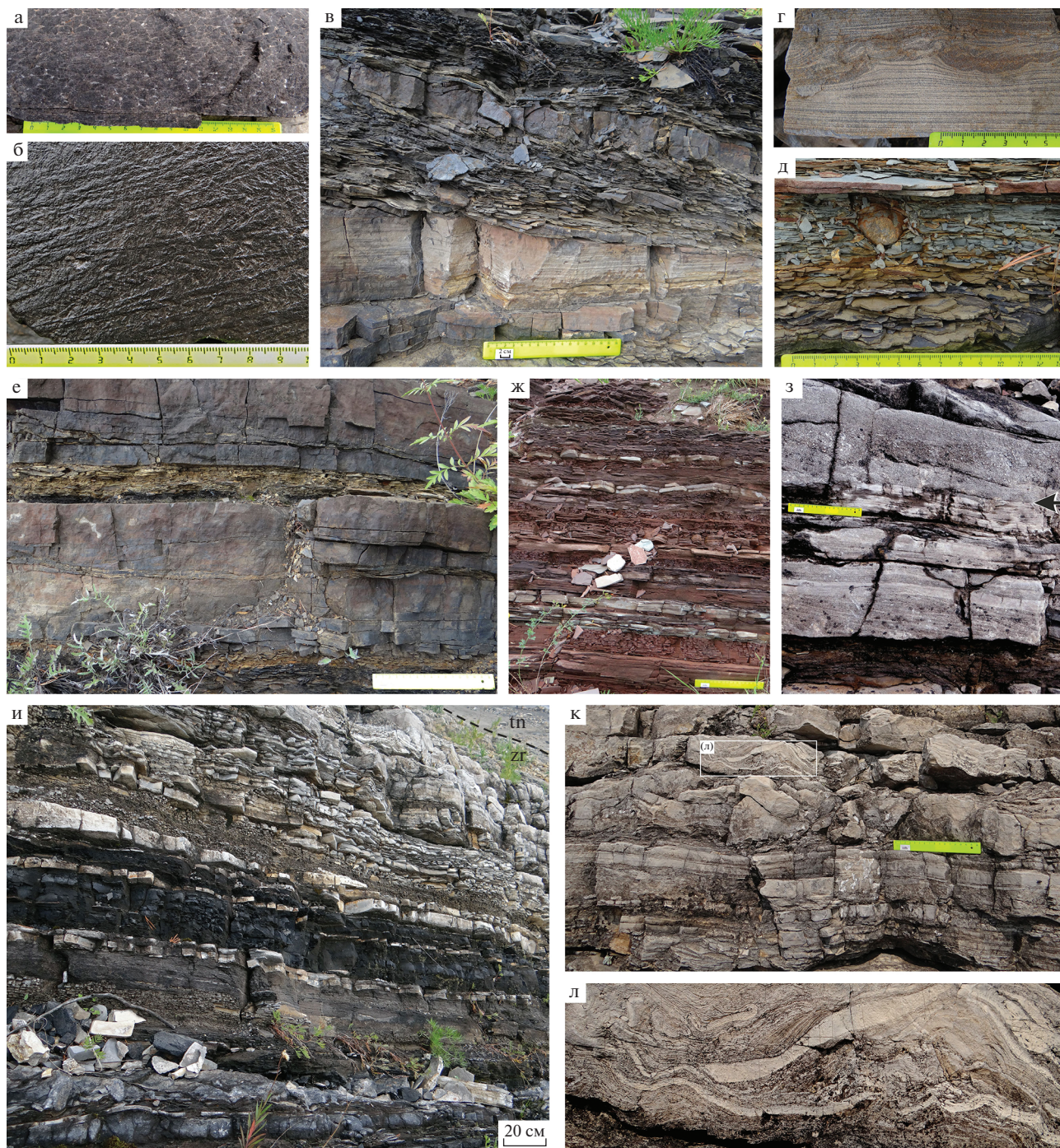


Рис. 4. Фации верхней части жербинской свиты, фациальные ассоциации Zr_3 (а, б), Zr_4 (в–з) и Zr_5 (и–л). (а) – структура псевдобрекчии в разрезе слоя битуминозного известняка; (б) – псевдотекстура следов вспахивания (tool marks), образованная ориентированными кристаллами кальциспарита на кровле слоя; (в) – оползневые текстуры внутри канала, имитирующие крупную косую серию; (г, д) – знаки нагрузки (load cast); (е) – крупные песчано-известняковые слои с множеством внутренних перерывов; (ж) – переслаивание красных аргиллитов и светло-серых известняков с косой слоистостью мигрирующей ряби; (з) – косослоистые песчаники, перекрывающие доломиты по эрозионной границе (показана стрелкой); (и–л) – глинисто-карбонатные отложения в кровле тирбесской пачки (zn/tn – положение границы жербинской и тинновской свит).

ствуют стяжения кремней с обилием окремненных обломков цианобактериальных матов и эндемичных эукариотных водорослей, представляющих богатую тирбесскую микробиоту (Якшин, 2002). Карбонатные фации слагают небольшие одиночные слои тонкозернистых доломитовых мергелей и сравнительно крупные пласты доломитов с микробиальными и обломочными структурами. В верхней части разреза в доломитах широко распространены трещины усыхания и текстуры типа (терее structures) (рис. 4к–4л). В кровле ассоциации присутствуют небольшие линзовидные тела карстовой брекчии и реликты коры выветривания (Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004). Кровля ассоциации перекрыта аллювиальными гравийными песчаниками (tn_1), относящимися к базальной пачке вышележащей тинновской свиты. Рассмотренная ассоциация выделяется тихоходными обстановками седиментации с преобладанием мелководных лагунно-себховых фаций.

В целом обстановки жербинского бассейна на протяжении всей истории его развития варьировали в диапазоне от мелководных зон внутреннего шельфа до прибрежно-континентальных равнин (рис. 1е). Сделанные реконструкции хорошо согласуются с полученными нами данными рентгенодифракционного анализа минерального состава глинистых фракций различных фациальных зон. В фациях прибрежно-континентальных равнин доминируют в различной мере измененные обломочные слюды с переменным количеством каолинита. В проксимальных прибрежно-морских фациях преобладает Fe-хлорит-иллитовая ассоциация, а в мористых фациях шельфа – глауконит-иллитовая ассоциация с переменным количеством Fe–Mg-триоктаэдрических хлоритов. Такая смена минерального состава глинистых отложений является типичной при переходе континент–море в гумидных климатических зонах (Meunier, 2005). Таким образом, вся фациальная последовательность жербинской свиты формировалась в гораздо более мелководных обстановках, чем это предполагалось ранее (Pelechaty, 1998).

Секвентная стратиграфия. Жербинская секвенция ограничена поверхностями (Sq_1 и Sq_2), совпадающими с подошвой и кровлей свиты (рис. 1д). Эта секвенция залегает по трансгрессивной эрозионной поверхности (T_1) в кровле крупной последовательности обмеления (HS_1). Эта последовательность накапливалась на заключительной стадии формирования ченченской карбонатной платформы в ходе нормальной морской регрессии, вызванной замедлением прогибания бассейна и быстрым заполнением его осадками. С обмелением возрастал поток силикокластики, обстановки карбонатной платформы сменились крайне мелководными обстановками смешанной терригенно-кар-

бонатной седиментации. Локальные палеотечения в это время были ориентированы в противоположном направлении от депоцентра как ченченского, так и жербинского бассейнов (рис. 5а), что косвенно указывает на быструю инверсионную тектоническую перестройку района. С таким предположением согласуются наблюдения о срезании верхней части ченченской свиты в юго-западном направлении (Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013), а также реконструкции экзократонных континентальных провинций вдоль всей юго-западной периферии Сибирского кратона (Советов, 2018). Реактивация орогенеза, в свою очередь, предполагает развитие высокоамплитудной форсированной регрессии во внутренней части бассейна. Вместе с тем законченность ченченского цикла с сохранением многочисленных карстовых горизонтов в рассматриваемой части бассейна говорит об отсутствии здесь стратиграфически значимого перерыва.

Жербинская секвенция состоит из двух фациальных систем (systems tracts): низкого (LS) и высокого (HS_2) положения уровня моря. Эти системы разделены трансгрессивной поверхностью (T_2) и представляют собой регрессивные циклы второго порядка. Внутри них присутствуют циклы третьего порядка, разделенные внутренними трансгрессивными поверхностями (Т) (рис. 1е). Циклы младших порядков выражены слабо. Ранне-жербинская трансгрессия не сформировала самостоятельной фациальной системы и представлена лишь небольшой (около 5 м) базальной пачкой глауконитовых песчаников в основании системы низкого положения уровня моря (LS). Большая верхняя часть этой системы соответствует проградации прибрежно-континентальных фаций, перекрывающих фации мелководного шельфа. Такие фациальные взаимоотношения весьма характерны для регрессивных морских побережий (Pemberton et al., 2012). Трансгрессивная поверхность (T_2) в основании системы высокого положения уровня моря (HS_2), по всей видимости, приходится на необнаженный в пределах всего района интервал разреза. На существование этой границы указывает резкая смена фациального облика преимущественно глинистых отложений (фации Zr_2 и Zr_3) (рис. 1в, 1г). Эта система отражает события постепенно мелевшего низкоэнергетического илистого шельфа со сменой преимущественно силикокластической седиментации смешанной и далее чисто карбонатной, со сменой собственно шельфовых обстановок обстановками изолированных лагун и себх. Слоегенез в это время имел аградационный характер. Зоны карбонатной седиментации были приурочены к прибрежной части бассейна, а в его мористой части преобладали тонкозернистые силикокластические осадки. Со-

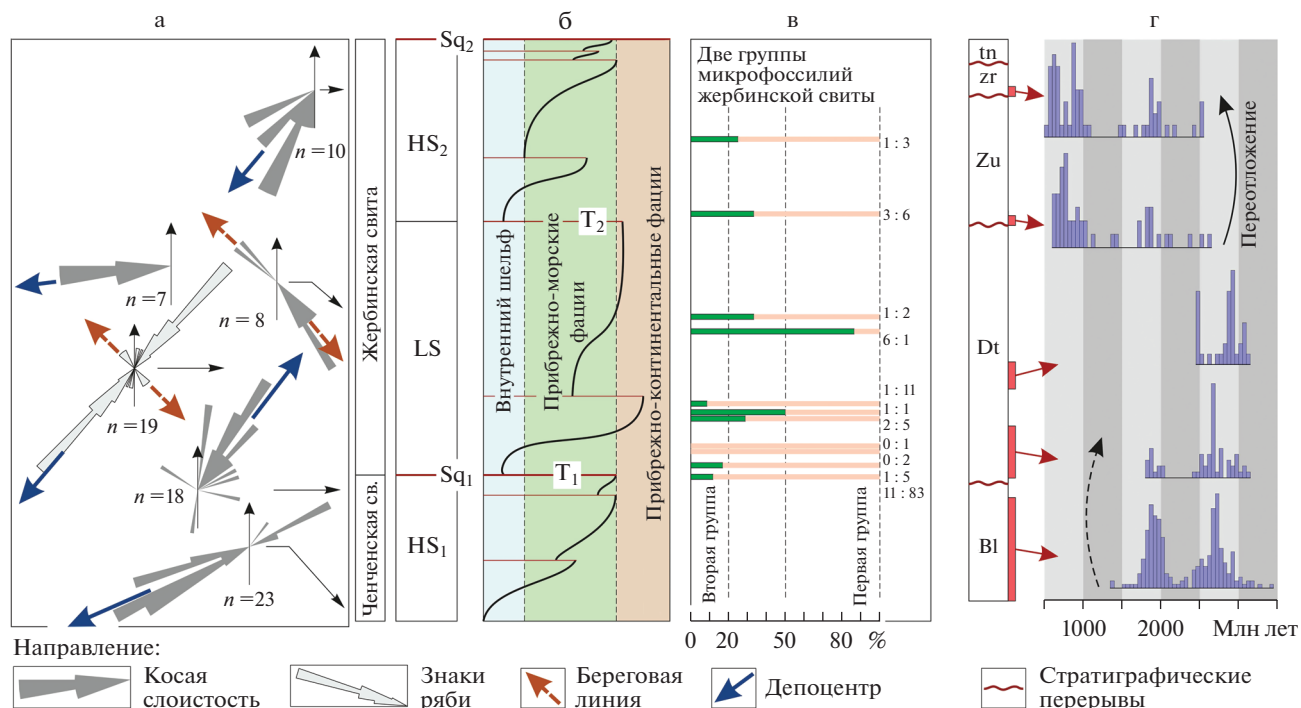


Рис. 5. Направления палеотечений (а), динамика уровня моря (б), процентное соотношение микрофоссилий двух групп в последовательности отложений жербинской секвенции (в) и возрастные спектры обломочных цирконов по данным (Powerman et al., 2015) (г). Принятые сокращения см. рис. 1.

временным аналогом такой смешанной и одно-возрастной терригенно-карбонатной седиментации является бассейн Персидского залива (Park, 2011). Кровля жербинской секвенции с подстилающей корой выветривания и, очевидно, после заметного стратиграфического перерыва перекрыта аллювиальными отложениями с последующей морской трансгрессией тинновской свиты (Pelchaty, 1998; Хоментовский и др., 2004). Вероятно, этот рубеж отвечал смене форландового бассейна бассейном кратонных обстановок седиментации в последующей венд-кембрийской истории региона (Советов, 2018).

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ЖЕРБИНСКОЙ СВИТЫ

В работе проанализировано 16 проб аргиллитов, отобранных на различных уровнях разреза жербинской свиты. На 11 уровнях выявлены сравнительно бедные ассоциации микрофоссилий (рис. 5в). Несмотря на небольшую представительность жербинской микробиоты, ее особенность состоит в присутствии двух групп органических остатков, которые резко различаются между собой как таксономическим составом, так и типом сохранности.

Первая группа представлена нитчатыми формами с подчиненным количеством сфероморфит. Среди многочисленных фрагментов недиагно-

стируемых бесструктурных нитей шириной от 28 до 155 мкм встречаются представители рода *Siphonophorus*, обычно формирующие плотные дерновины (табл. II, фиг. 3), а также остатки микроорганизмов предположительно грибной природы (табл. II, фиг. 8). Наилучшей сохранностью обладают единичные крупные экземпляры, относящиеся к родам *Obruchevelia* и *Glomovertella* (табл. I). У этих форм можно различить тонкие морфологические особенности строения. Редкие сфероморфные акритархи размером 130–180 мкм представлены родом *Leiosphaeridia* (табл. II, фиг. 1, 2, 4). Почти все микрофоссилии этой группы характеризуются плохой сохранностью, в особенности мелких деталей, маскируемых губчатой или пузырчатой микроструктурой стенок. Многие микроостатки имеют более крупную кавернозную структуру. Все оболочки не идеально плоские, с глубиной резкости до 10 мкм. Их цвет варьирует от темно-коричневого до оранжевого.

Вторая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами, а также многочисленными неопределимыми фрагментами пленок, большая часть которых — это также фрагменты крупных оболочек. Большинство оболочек принадлежит родам *Leiosphaeridia* и *Pterospermopsis* (табл. II, фиг. 12–15). Единичные акантоморфы представлены таксонами *Appendisphaera* sp. и *Ancorosphaeridium* cf. *A. mag-*

num (табл. II, фиг. 9–11). Микрофоссилии этой группы имеют совершенно иной тип сохранности, чем предыдущие. Тонкие оболочки компрессированы строго в одной плоскости, глубина резкости не превышает 1–2 мкм. Структура поверхности гладкая и равномерная с хорошей сохранностью деталей складок и выростов. Цвет микрофоссилий незначительно изменяется от экземпляра к экземпляру от серовато-бежевого до серовато-коричневого.

Резко выраженное различие между двумя группами микрофоссилий однозначно свидетельствует об их принадлежности к различным тафоценозам. Смещение групп в пределах одного осадочного слоя могло происходить при переносе и поступлении ископаемых форм в осадки, содержавшие представителей местных планктонных и бентосных сообществ. Очевидно, что при разрушении древних литифицированных пород естественная мацерация органических микроостатков, их перенос и перезахоронение невозможны. Вероятно, транспортировка микрофоссилий происходила внутри обломков аргиллитовой дресвы, представлявшей рассеянные песчано-алевритовые, а возможно, и более крупные фракции. При высокой плотности микрофоссилий в аргиллитах, небольшое количество их обломков было бы достаточно для того, чтобы обнаружить древние тафоценозы при растворении всего слоя с более поздней, но бедной инситной микробиотой. Поскольку фоссилизация органических остатков определяется начальными процессами диагенеза, относительный возраст тафоценоза в неизмененных метаморфизмом осадочных слоях не имеет значения. Древние фоссилии, заключенные в обломочной компоненте более молодых слоев, могут сохраниться лучше, чем представители инситного сообщества, сильно измененного вскоре после его захоронения.

Сравнительный анализ показал полное сходство второй группы жербинских микрофоссилий с хорошо изученными ранее микрофоссилиями из нижележащей уринской свиты (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012). Такая идентичность проявлена как в таксономическом составе микроостатков, так и в особенностях их сохранности. Инситным жербинским тафоценозом является первая группа органостенных фоссилий, поскольку содержит специфические нитчатые формы, кото-

рые обильны в одновозрастной тирбесской окремненной микробиоте (Якшин, 2002). В пределах Уринского поднятия подошва жербинской свиты отделена от кровли уринской свиты более чем 1.5-километровой толщей глинисто-карбонатных отложений, которые включают заметный перерыв в основании жуинской серии (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018б). Временной интервал между этими свитами, очевидно, превышает 10 млн лет, поскольку значительно превосходит длительность всей среднеэдиакарской аномалии Шурам, хорошо документированной в Байкал-Патомском регионе (Покровский и др., 2021). Таким образом, к началу накопления жербинских песчаников глинистые отложения уринской свиты могли быть дегидратированы и литифицированы достаточно для того, чтобы формировать дресвяные россыпи. Рассеянные аргиллитовые обломки из уринских отложений вместе с потоком тонкозернистой силикокластики поступали на прибрежные жербинские равнины и прибрежные части шельфа, населенные примитивными мелководными сообществами. Такие процессы привели к смешению различных тафоценозов, представленных экологически и таксономически контрастными ассоциациями микроорганизмов.

Данное объяснение необычного двухкомпонентного состава микробиоты жербинской свиты находит подтверждение в фациальных и бассейно-стратиграфических построениях. Признаки реактивации орогенеза в конце ченченского времени, низкое положение уровня моря и проградация прибрежных континентальных равнин раннежербинского бассейна позволяют предполагать процессы глубокой континентальной эрозии в области поднятий. Быстрый врез речных долин и небольшие дистанции транспортировки осадков в сочетании с низкой волновой активностью конечных водоемов стока способствовали образованию и сохранению крупнозернистых фракций глинистой литокластики. Ее присутствие обнаруживается в шлифах из песчано-глинистых проксимальных отложений бассейна. Приуроченность древнего тафоценоза (микрофоссилии второй группы) к прибрежно-континентальным фациям (рис. 5б, 5в) указывает на связь этих микрофоссилий с литокластикой, наиболее распространенной именно в этих фациях. И, наконец, возрастные спектры обломочных цирконов, полученные ранее из песчаников базальных горизонтов жуин-

Таблица I. Микрофоссилии жербинской свиты, инситная микробиота.

1, 2, 4, 6 – *Glomovertella rotundata* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989, comb. nov.: 1 – экз. ГИН № 14714-129, препарат 21132-1, т. 1; 2а – экз. № ГИН 14714-90, препарат 21122-3, т. 12, 2б – увеличенный фрагмент; 4а – экз. № ГИН 14714-64, препарат 21122-2, т. 4, 4б – увеличенный фрагмент; 6а – экз. ГИН № 14714-140, препарат 21122-6, т. 1, 6б – увеличенный фрагмент; 3 – *Glomovertella* sp., экз. ГИН № 14714-53, препарат 21122-1, т. 8а; 5 – *Obruchevella magna* V. Golovenok et M. Belova, 1989, экз. № ГИН 14714-105, препарат 21122-4, т. 1. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица I



ской серии и вышележащей жербинской свиты (Powerman et al., 2015), являются идентичными (рис. 5г). Такая идентичность свидетельствует о более значительных масштабах переотложения силикокластики в жербинское время в сравнении с предшествующими событиями в истории всего патомского комплекса.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
КЛАСС NORMATOGONEAE THURET, 1875
ПОРЯДОК OSCILLATORIALES
ELENKIN, 1949

СЕМЕЙСТВО OSCILLATORIAEAE
(S.F. GRAY) KIRCHNER, 1900

Род *Obruchevella* Reitlinger, 1948, emend. Yakschin et Luchinina, 1981, emend. Kolosov, 1984, emend. Yankauskas, 1989, emend. Burzin, 1995, emend. Nagovitsin, 2000

Obruchevella magna V. Golovenok et M. Belova, 1989

Табл. I, фиг. 5

Obruchevella magna V. Golovenok et M. Belova, 1989: Головенко и др., 1989, рис. 2г, 2д; Knoll, 1992, p. 757, pl. 1, figs. 1, 3, 5; p. 763, pl. 4, fig. 6.

Obruchevella aff. *O. magna* Golovenok et Belova: Голубкова и др., 2010, с. 14, табл. II, фиг. 13.

Голотип. ВСЕГЕИ, шлиф № 671-2; Средний Урал, бассейн р. Кусья; венд, бутонская свита серебрянской серии. Головенко и др., 1989, рис. 2е, 2д.

Описание. Трубочатый несегментированный трихом, завитой в короткую спираль. Витки спирали не примыкают друг к другу. Наружный диаметр спирали 135 мкм, внутренний — 70 мкм. Ширина трихома 28–32 мкм, толщина стенки 1–1.5 мкм.

Сравнение. Найденный нами экземпляр по своим размерам и форме полностью соответствует диагнозу *O. magna* из типового материала. Но, учитывая различный характер фоссилизации — окремненные и фосфатизированные объемные бутонские и деформированные сплюснутые органостенные жербинские микрофоссилии,

можно предположить, что размер последних был несколько меньше.

Распространение. Россия: бутонская свита серебрянской серии Среднего Урала, венд; паршинская свита непского горизонта; жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд; формация Baklai, Scotia Group, Шпицберген, венд.

Материал. Один экземпляр удовлетворительной сохранности; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом.

Род *Glomovertella* Reitlinger, 1948

Glomovertella rotundata (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989, comb. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2, 4, 6

Volyniella rotundata Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 3а, 3б, табл. XV, фиг. 1.

Volyniella torta Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 2. *Glomovertella rotundata* (Kolosov, 1984) comb. nov. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 1.

Circumiella torta (Kolosov, 1984) comb. nov. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 2.

Голотип. ЯФ ГС СО РАН, № 87-101, препарат 565-80/1, к.с. 39.8:119.5; Восточная Сибирь, Западная Якутия, Среднеботубинская площадь, скв. 23, пл. 1911.5–1915.2 м; венд, курсовская свита; Колосов, 1984, табл. XV, фиг. 1.

Описание. Сегментированные трубчатые нити, закрученные в плоскую спираль или свитые в клубок. Размер этих образований от 180 до 270 мкм, ширина нитей от 21 до 41 мкм. Длина сегментов 1–8 мкм.

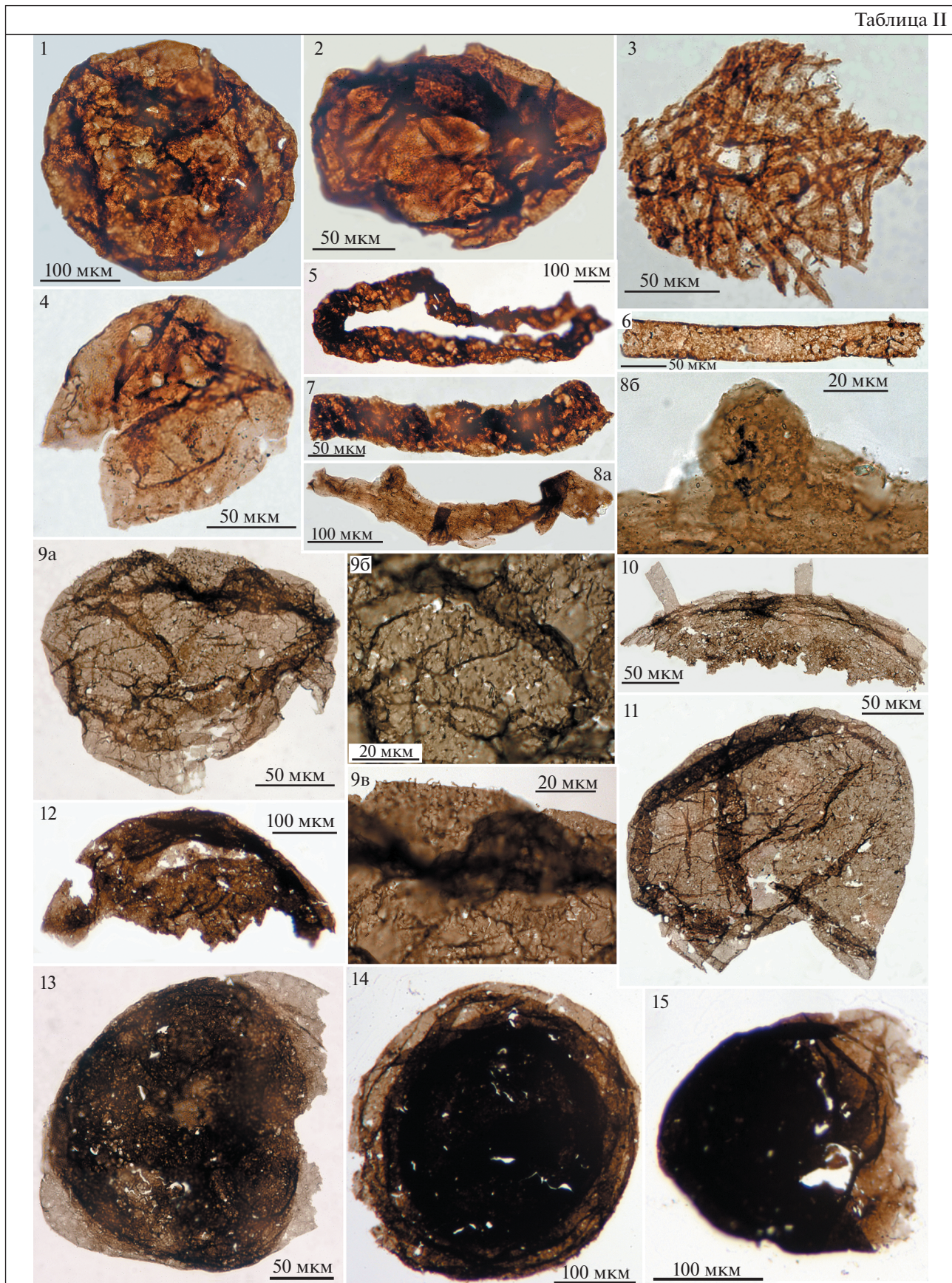
Сравнение. От *G. ampla* Yakschin отличается меньшими размерами агрегатов и более тонкими сегментированными нитями. От видов *G. eniseica* (Hermann), *G. glomerata* (Jankauskas), *G. miroedikhia* Hermann отличается более крупными размерами.

Замечание. Представители вида *Glomovertella rotundata* первоначально были описаны как два вида, принадлежащих роду *Volyniella*: *V. rotundata* Kolosov, 1984 и *V. torta* Kolosov, 1984. Разли-

Таблица II. Микрофоссилии жербинской свиты, интисная биота (1–9) и переотложенная биота (10–18).

1, 2, 12 — *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev, 1966) emend. Mikhailova et Yankauskas, 1989: 1 — экз. ГИН № 14714-128, препарат 21122-5, т. 17; 2 — экз. ГИН № 14714-67, препарат 21122-2, т. 7; 12 — экз. ГИН № 14714-22, препарат 21113-1, т. 1; 3 — *Siphonophycus tyricum* (Hermann, 1974) comb. Butterfield, 1994, экз. ГИН № 14714-56, препарат 21122-1, т. 12; 4 — *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958, экз. ГИН № 14714-49, препарат 21122-1, т. 4а; 5, 7 — нитчатые микроостатки неопределенного систематического положения, 5 — экз. ГИН № 14714-52, препарат 21122-1, т. 8; 7 — экз. ГИН № 14714-37, препарат 21117-1, т. 1; 6 — *Siphonophycus punctatum* Maithy, 1975, emend. Buick et Knoll, 1999, экз. ГИН № 14714-40, препарат 21119-1, т. 1; 8а — микроостатки предположительно грибной природы, 8б — увеличенный фрагмент, экз. ГИН № 14714-89, препарат 21122-3, т. 11; 9, 11 — *Arpendsphaera* sp., 9а — экз. № ГИН 14714-23, препарат 21113-1, т. 2, 9б, 9в — увеличенные фрагменты; 11 — экз. ГИН № 14714-44, препарат 21119-1, т. 6; 10 — *Ancorosphaeridium* cf. *A. magnum* Sergeev, Knoll et Vorob'eva, 2011, emend. Moczyłowska et Nagovitsin, 2012, emend. Moczyłowska, 2015, экз. ГИН № 14714-110, препарат 21122-4, т. 17; 13, 15 — *Pterospermopsisomorpha* sp., 13 — экз. ГИН 14714-24, препарат 21113-1, т. 3; 15 — экз. № ГИН 14714-85, препарат 21122-3, т. 7; 14 — *Pterospermopsisomorpha insolita* Timofeev, 1969, emend. Mikhailova, 1989, экз. ГИН № 14714-73, препарат 21122-2, т. 12. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица II



чия между этими двумя видами заключались лишь в ширине нитей, формально разделенной на две категории — от 18 до 32 мкм (*V. torta*) и от 32 до 48 мкм (*V. rotundata*). Деление на два вида по ширине нитей не может быть диагностическим признаком, так как нами встречены формы, ширина нитей которых в пределах одного экземпляра колеблется от 25 до 38 мкм и от 30 до 38 мкм.

Впоследствии типовой вид рода *Volyniella* — *V. valdaica* (Shep.) Asseeva, 1974, 1989 — был переведен в состав рода *Obruchevella*, а род *Volyniella* был признан младшим синонимом рода *Obruchevella* (Янкаускас и др., 1989, с. 112). Вид *Volyniella rotundata* с характерными для него скрученными в клубок нитями был переведен в состав рода *Glomovertella* в новой комбинации — *G. rotundata* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989 (Янкаускас и др., 1989, с. 108). Несмотря на то, что для рода *Glomovertella* характерны как беспорядочная клубковидная, так и правильная кольцевидная формы скручивания нитей, вид *Volyniella torta* был, на наш взгляд, ошибочно, переведен в состав рода *Circumiella* Asseeva, 1974 в новой комбинации — *Circumiella torta* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989 (Янкаускас и др., 1989, с. 104). Анализ ранее опубликованных данных (Колосов, 1984) и нового материала убеждает нас в том, что типы свертывания нитей у экземпляров *G. rotundata* и *C. torta* имеют одну и ту же природу. Оба типа скручивания могут встречаться у одного и того же экземпляра. Различия заключаются во фронтальном или горизонтальном положении организма при захоронении. Таким образом, все рассмотренные формы принадлежат виду *Glomovertella rotundata*, а отмеченные различия в морфологии имеют тафономическую природу.

Распространение. Курсовская свита непского горизонта, бюкская свита тирского горизонта, жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд.

Материал. Пять экземпляров хорошей сохранности; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом и устья р. Большой Патом.

***Glomovertella* sp.**

Табл. I, фиг. 3

Описание. Гладкая несегментированная нить, возможно лента, неравномерно закрученная (5–6 оборотов) в рыхлое кольцо. Ширина нити от 11 до 20 мкм. Обороты неплотно прилегают друг к другу. Внешний размер всего агрегата 138 × 90 мкм.

Распространение. Жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд.

Материал. Один экземпляр; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В верхневендских отложениях жербинской свиты обнаружена сравнительно бедная ассоциация микрофоссилий, представленная двумя группами органических остатков, которые резко различаются между собой как таксономическим составом, так и типом сохранности. Первую группу образуют сильно корродированные нитчатые фоссилии, включая дерновины *Siphonophucus* и одиночные *Obruchevella* и *Glomovertella*, а также редкие сфероморфные акритархи. Вторая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами с хорошей сохранностью оболочек, большая часть которых принадлежит *Leiosphaeridia* и *PterospERMOSIMORPHA*, а также единичным экземплярам *Appendisphaera* sp. и *Ancorosphaeridium* cf. *A. magnum*. Сравнительный анализ показал идентичность уринских и некоторых жербинских микрофоссилий, разделенных временным интервалом не менее 10 млн лет.

Фациальный анализ жербинских отложений показал гораздо более мелководные обстановки седиментации, чем это предполагалось ранее (Pelechaty, 1998). Низкое положение уровня моря и реактивация орогенеза вдоль окраины Сибирского кратона обусловили процессы глубокой континентальной эрозии в области поднятий. Обломки аргиллитов, заключающих древние уринские микрофоссилии, вместе с потоком тонкозернистой силикокластических разрезах этого возраста (Белое море, Австралия, Намибия, Ньюфаундленд). Очевидно, причина этого связана не столько с тафономическим, сколько с палеоэкологическим фактором: в жербинских прибрежно-морских, частично изолированных обстановках, очевидно, с изменчивой соленостью могли обитать лишь сообщества цианобактерий и низших водорослей. В целом проведенные исследования демонстрируют возможность переотложения разновозрастных организменных микробиот, что является принципиальным моментом при построении биостратиграфической зональности эдиакария по акритархам.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность А.Л. Рагозиной, Е.А. Лужной (ПИН РАН), член.-корр. РАН А.В. Маслову и академику М.А. Федонкину за рецензирование статьи и ценные замечания, которые значительно улучшили данную публикацию.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № 0135-2019-0043.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликтов интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>
- Головенко В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А.* Первая находка обрубевелл в вендских отложениях Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 701–703.
- Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
- Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В.* Позднерифейские микробиальные колонии в обстановках с периодическим осушением // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 6. С. 656–661.
- Колосов П.Н.* Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 84 с.
- Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полезн. ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2018б. № 6. С. 521–538. <https://doi.org/10.1134/S0024497X18060083>
- Петров П.Ю.* Арумбериформные текстуры баллаганакской серии Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии. СПб.: Свое издательство, 2021. С. 143–146.
- Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Представители миаохонской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 55–68. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010069>
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г.* С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112. <https://doi.org/10.31857/s0024497x20020068>
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186. <https://doi.org/10.7868/S0024497X15010048>
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С.* С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21050049>
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццлло А.В., Петров О.Л.* Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350183>
- Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045>
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якишин М.С., Пономарчук В.А.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 465–484.
- Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 611).
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51. <https://doi.org/10.7868/S0869592X13040029>
- Якишин М.С.* Водорослевые микрофоссилии из опорного разреза венда Патомского нагорья (Сибирская платформа) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2002. Т. 43. С. 12–31.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н., Сергеев В.Н., Абдуазимова З.М., Белова М.Ю., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф., Волкова Н.А., Головенко В.К., Григорьева А.В., Кирьянов В.В., Козлова Е.В., Колосов П.Н., Краськов Л.Н., Крылов И.Н., Лучинина В.А., Медведева А.М., Огуцова Р.Н., Пашкавичене В.Г., Пятилетов В.Г., Рудаевская В.А., Сиверцева И.А., Станевич А.М., Трещенкова А.А., Файзулина З.Х., Чепикова И.К., Шенфиль В.Ю., Шенелева Е.Д., Якишин М.С.* Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Anderson R.P., McMahon S., Bold U., Macdonald F.A., Briggs D.E.G.* Palaeobiology of the early Ediacaran Shuurgat Formation, Zavkhan Terrane, south-western Mongolia // J. Systematic Palaeontol. 2017. V. 15(11). P. 947–968. <https://doi.org/10.1080/14772019.2016.1259272>
- Anderson R.P., McMahon S., Macdonald F.A., Jones D.S., Briggs D.E.G.* Palaeobiology of latest Ediacaran phosphorites from the upper Khesen Formation, Khuvsgul

- Group, northern Mongolia // *J. Systematic Palaeontol.* 2018.
<https://doi.org/10.1080/14772019.2018.1443977>
- Canfield D.E., Knoll A.H., Poulton S.W., Narbonne G.M., Dunning G.R.* Carbon isotopes in clastic rocks and the Neoproterozoic carbon cycle // *Am. J. Sci.* 2020. V. 320. P. 97–124.
<https://doi.org/10.2475/02.2020.01>
- Grazhdankin D., Nagovitsin K., Golubkova E., Karlova G., Kochnev B., Rogov V., Marusin V.* Doushantuo–Pertatataka-type acanthomorphs and Ediacaran ecosystem stability // *Geology.* 2020. V. 48(7). P. 708–712.
<https://doi.org/10.1130/G47467.1>
- Knoll A.H.* Vendian microfossils in metasedimentary cherts of the Scotia Group, Prins Karls Forland, Svalbard // *Palaeontology.* 1992. V. 35. P. 751–774.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V.* Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // *Precambrian Res.* 2015. V. 263. P. 59–78.
- Lan Z.W.* Paleoproterozoic microbially induced sedimentary structures from lagoonal depositional settings in northern China // *Sediment. Geol.* 2015. V. 328. P. 87–95.
- Meunier A.* Clays. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 472 p.
- Moczyłowska M., Nagovitsin K.E.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010>
- Noffke N.* Microbial mats in sandy deposits from Archean Era to today // *Geobiology.* Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2010. 194 p.
- Ouyang Q., Guan C., Zhou C., Xiao S.* Acanthomorphic acritarchs of the Doushantuo Formation from an upper slope section in northwestern Hunan Province, South China, with implications for early Ediacaran biostratigraphy // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 512–529.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.005>
- Park R.K.* The impact of sea-level change on ramp margin deposition: lessons from the Holocene sabkhas of Abu Dhabi, United Arab Emirates // *Quaternary Carbonate and Evaporite Sedimentary Facies and Their Ancient Analogues.* Eds. Kendall C.G.St.C., Alsharhan A.S., Jarvis I., Stevens T. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 2011. V. 43. P. 89–112.
<https://doi.org/10.1002/9781444392326.ch4>
- Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London.* 1998. V. 155. P. 957–973.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.0957>
- Pemberton S.G., MacEachern J.A., Dashgird S.E., Bann K.L., Gingras M.K., Zonneveld J.-P.* // *Shorefaces. Developments in Sedimentology.* 2012. V. 64. P. 563–603.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian Craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>
- Retallack G.J.* Field and laboratory tests for recognition of Ediacaran paleosols // *Gondwana Res.* 2016. V. 36. P. 94–110.
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gomez-Perez I., Al Baloushi B., Boag T.H., Busch J.F., Sperling E.A., Strauss J.V.* Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2020. V. 117(29). P. 16824–16830.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2002918117>
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurava O.K.* Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: implication of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106285.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G.* Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal–Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.
<https://doi.org/10.1666/11-022.1>
- Stoops G., Schaefer C.E.G.R.* Pedoplasmatation: formation of soil material // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths.* Eds. Stoops G., Marcelino V., Mees F. Amsterdam: Elsevier, 2010. P. 69–79.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00005-2>
- Warren J.* Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // *Earth-Science Rev.* 2000. V. 52. P. 1–81.
- Xiao S., Narbonne G.M.* The Ediacaran Period // *Geologic Time Scale.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Oxford: Elsevier, 2020. V. 1. P. 521–561.
<https://www.doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8>
- Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczyłowska-Vidal M., Cui H.* Towards an Ediacaran Time Scale: problems, protocols, and prospects // *Episodes.* 2016. V. 39(4). P. 540–555.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i4/103886>

Рецензенты Е.А. Лужная, А.В. Маслов,
 А.Л. Рагозина, М.А. Федонкин

Microfossils and Sedimentary Environments of the Zherba Basin: Upper Vendian of the Patom Highland of Siberia

N. G. Vorob'eva^{a, #} and P. Yu. Petrov^{a, ##}

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

[#]e-mail: strat-prec@mail.ru

^{##}e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

In the Upper Vendian deposits of the Zherba Formation of the Siberian Patom Basin, an association of organic-walled microfossils was described for the first time. The microfossils differ markedly from each other

in the type of preservation. One group of microfossils includes highly corroded filamentous and rare spheromorph acritarchs. The other group is represented exclusively by spheromorph and acanthomorph acritarchs with well-preserved vesicles, which are identical to microfossils from the underlying Lower Vendian Ura Formation. The performed facies analysis showed the coastal-continental and shallow-water-shelf environments of the Zherba basin, which existed under low sea level conditions and deep continental erosion in adjacent uplifts. Under such conditions, the ancient Ura microfossils contained within fine-grained lithoclastics could enter the sedimentation zone inhabited by primitive shallow-water communities. The processes of large-scale recycling throughout almost the entire Zherba time led to the mixing of taphocenoses of different ages, represented by ecologically and taxonomically contrasting associations of microorganisms.

Keywords: biostratigraphy, Ediacaran, taphocenosis, acritarchs, facies