

БИОСТРАТИГРАФИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВЕНДА

УДК 551.7

МЕСТО ВЕНДА В МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

Д.В. Гражданкин^{1,3}, А.В. Маслов²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Венд был предложен Б.С. Соколовым как стратиграфическое подразделение, включающее в себя отложения последнего в протерозое ледникового периода (лапландское оледенение) и слои, охватывающие полный интервал распространения ископаемых остатков мягкотелых организмов. В таком понимании венд неформально просуществовал в составе Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы на протяжении трех десятилетий, пока в 2004 г. не уступил место новой эдиакарской системе. Дальнейшие исследования показали, что эдиакарская система по объему существенно превышает венд в понимании Б.С. Соколова, а стратиграфические аналоги лапландского оледенения присутствуют в разрезах эдиакария на Северо-Американском и Австралийском континентах, о. Ньюфаундленд, в Шотландии, Ирландии, Китайском Тянь-Шане и на Тасманийском микроконтиненте. Вариации изотопного состава углерода в карбонатных отложениях могут служить одним из критериев расчленения эдиакария на два отдела. Если дальнейшими исследованиями подтвердится связь между отрицательными экскурсами EN2 и EN3 на кривой $\delta^{13}\text{C}$ в формации Доушанью Китая и лапландским ледниковым периодом (600—580 млн лет), венд может занять свое место в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале в качестве верхнего отдела эдиакарской системы. Вендский отдел, в свою очередь, может быть расчленен на лапландский, редкинский, беломорский и котлинский ярусы, прототипами которых служат региональные ярусы венда Восточно-Европейской платформы.

Венд, Стандартная глобальная хроностратиграфическая шкала.

THE ROOM FOR THE VENDIAN IN THE INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

D.V. Grazhdankin and A.V. Maslov

The Vendian was proposed by B.S. Sokolov as a stratigraphic subdivision comprising the last of the Proterozoic glacial periods (the Laplandian Glaciation) and the overlying strata delineated by a full stratigraphic range of fossil soft-bodied organisms. For over three decades the Vendian had been an informal part of the Standard Global Chronostratigraphic Chart, until 2004, when it gave place to the new Ediacaran System. Further research has shown that the Ediacaran System significantly exceeds the stratigraphic range of the Vendian in Sokolov's definition and includes stratigraphic analogs of the Laplandian Glaciation in sections across North America, Australia, Newfoundland, Scotland, Ireland, Chinese Tien Shan Range, and Tasmanian microcontinent. Carbon isotope variations in carbonates provide criteria for subdivision of the Ediacaran into two series. If a relationship between the Laplandian Glacial Period (600–580 Ma) and the negative excursions EN2 and EN3 on the $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Doushantuo Formation of China is established, the Vendian might take its place in the Standard Global Chronostratigraphic Chart as a formal upper series of the Ediacaran System. The Vendian Series, in turn, might be further subdivided into the Laplandian, Redkinian, Belomorian, and Kotlinian stages typified by regional stages of the Vendian of the East European Platform.

Vendian, Standard Global Chronostratigraphic Chart

ВВЕДЕНИЕ

В Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале вендская система, как ее понимал Б.С. Соколов [1964], неформально появилась в 1975 г. и сразу получила широкое признание [Harland, Herod, 1975; Cowie, Cribb, 1978; Sepkoski, 1978, 1979; Brasier, 1979; Harland et al., 1982, 1990; Grotzinger

© Д.В. Гражданкин, А.В. Маслов, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150406

et al., 1995]. Одновременно развивалась концепция эдиакарийской (Ediacarian) системы с нижней границей в подошве доломитолитов формации Наккалина (Nuccaleena), перекрывающей гляциальные отложения формации Элатина (Elatina) в Южной Австралии [Cloud, Glaessner, 1982]. Существовала также точка зрения, согласно которой систему следует называть эдиакарской (Ediacaran), а нижнюю ее границу проводить по первому появлению ископаемых остатков мягкотелых организмов в разрезах Южной Австралии [Jenkins, 1981]. По результатам голосования в декабре 2000 г. членами рабочей группы по терминальной системе протерозоя Международной комиссии по стратиграфии в качестве критерия при определении нижней границы была выбрана подошва пласта доломитолитов, залегающих непосредственно на отложениях лапладского оледенения. После этого члены теперь уже Подкомиссии по терминальной системе протерозоя должны были предложить разрезы для рассмотрения в качестве кандидатов на выбор точки глобального стратотипа границы (GSSP). Предложения с разрезами венда со стороны России не поступили. В результате голосования в марте 2003 г. из четырех кандидатов (два разреза на крыже Флиндерс Южной Австралии, разрез в ущелье р. Янцзы Южного Китая и разрез в Малых Гималаях) был выбран разрез по руч. Энорама хр. Флиндерс. В сентябре 2003 г. большинством голосов было принято решение о соответствии подошвы доломитолитов формации Наккалина Южной Австралии утвержденному критерию проведения нижней границы терминальной системы протерозоя (в то время гляциальные отложения формации Элатина относились к лапландскому оледенению). Отдельным голосованием для системы было выбрано название «эдиакарская». Решение Подкомиссии в феврале 2004 г. было поддержано Международной комиссией по стратиграфии и 12 марта 2004 г. ратифицировано Исполнительным комитетом Международного союза геологических наук [Knoll et al., 2004, 2006]. Венд, поначалу практически закрепившийся в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале, уступил место новой эдиакарской системе.

С момента, когда Международной комиссией по стратиграфии был начат процесс пересмотра критериев проведения нижней границы терминальной системы протерозоя, венд получил более полное палеонтологическое обоснование и изотопно-геохимические характеристики. U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов в опорных разрезах Юго-Восточного Беломорья, западного склона Урала и Подольского Приднестровья, а также полученный изотопно-геохронологическими методами возраст волынского-брестского и дворецкого вулканических комплексов существенно уточнили возраст границ венда и его подразделений. Становится очевидным, что под названием «эдиакарская система» выделено подразделение, стратиграфический объем которого превышает венд, при этом последний, отвечающий интервалу распространения ископаемых остатков мягкотелых макроорганизмов, не утратил своего корреляционного значения. Критерии, изначально использованные Б.С. Соколовым при выделении венда, в настоящее время предлагаются в качестве основы для расчленения и корреляции разрезов эдиакария [Narbonne et al., 2012]. Таким образом, проблема выделения венда в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале не потеряла своей актуальности.

ВЕНД В ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ РОССИИ

Венд в качестве подразделения Общей стратиграфической шкалы без определенного ранга был официально принят в 1977 г. на Первом Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР [Келлер и др., 1977]. В 1990 г. на Втором Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР в составе верхнепротерозойской зонотемы на особых правах эратемы была утверждена вендская система [Семихатов и др., 1991; Постановления..., 1992]. Следует отметить, что в утвержденном виде вендская система не вполне отвечала изначальным представлениям Б.С. Соколова. Венд с самого начала [Келлер, Соколов, 1962] рассматривался Б.С. Соколовым в качестве докембрийского подразделения в составе палеозойской эратемы как «...единый с фанерозоем акрохрон биосферной эволюции» [Соколов, 2011, с. 1334]. Выделение венда в ранге системы, не вошедшей в состав какой-либо эратемы, не только нарушило принцип таксономической соподчиненности стратиграфических подразделений [Жамойда, 2013], но и стало причиной появления различных, зачастую методически неверных трактовок границы венда и рифея, двух разноранговых подразделений. Что касается нижней границы венда, Б.С. Соколов связывал этот стратиграфический рубеж с окончанием многостадийного позднепротерозойского оледенения и начавшимся подъемом уровня моря, тогда как нижний венд Общей стратиграфической шкалы был принят в объеме лапландского гляциогоризонта. Этот гляциогоризонт был предложен Н.М. Чумаковым [1970, 1974, 1985] как своеобразное региональное климатостратиграфическое подразделение Восточно-Европейской платформе, включающее ледниковые образования и парагенетически связанные с ними отложения. Использование гляциогоризонтов не предусмотрено в отечественной и международной практике климатостратиграфических исследований, а в Североамериканском стратиграфическом кодексе (1983 г.) и вовсе отказались от геолого-климатических подразделений. Со временем как результат неоднозначной трактовки термина «гляциогоризонт» к нижнему венду

стали относить заведомо более древние отложения [Чумаков, 2008, 2011], а также толщи, происхождение которых не связано с климатическими изменениями [Состояние..., 2008; Сергеев и др., 2010].

НИЖНИЙ ВЕНД

В качестве основных критериев определения нижней границы венда Б.С. Соколов [1980, с. 14—15] предложил рассматривать «уровень отложений, заключающих последние тиллиты (климатостратиграфический критерий)» и «трансгрессивное залегание всего чехла пород, заключающего фауну венд-эдиакарского типа». После утверждения вендской системы в 1990 г. Б.С. Соколов [1995, с. 60] рекомендовал придерживаться тех же принципов и рассматривать лапландский горизонт как «... феномен общепланетарного событийного процесса, ознаменовавшего конец длительной многостадийной гляциальной эры позднего протерозоя, охватившей конец рифея и начало венда».

Возраст нижней границы вендской системы первоначально оценивался в 650 ± 20 млн лет [Семихатов и др., 1991], затем был пересмотрен и принят равным 600 ± 10 млн лет на основании дальнемагистральной корреляции с разрезами Авалонского микроконтинента (о. Ньюфаундленд) [Семихатов, 2000], а после открытия ископаемой микробиоты доушаньто-пертататакского типа в разрезе скв. Кельтминская, пробуренной в Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы [Вейс и др., 2006; Геодинамика..., 2006; Воробьева и др., 2006; Vorob'eva et al., 2009a,b], вновь понижен до 650 млн лет на основании корреляции с разрезами эдиакария Южно-Китайской и Австралийской платформ [Состояние..., 2008]. Однако в последние годы становится все более очевидным, что к корреляции разрезов, опирающейся исключительно на результаты сравнительного анализа таксономического состава комплексов акантоморфных микрофоссилий, следует относиться с большой осторожностью [Xiao et al., 2012, 2014]. Действительно, результаты регионально-стратиграфических исследований на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы [Подковыров и др., 2011] показывают, что возраст кельтминской микробиоты может оказаться существенно моложе, чем это предполагается в настоящее время. Следовательно, нет достаточных оснований считать кельтминскую микробиоту нижневендской, выделять в нижнем венде вычегодский региоарус и считать возраст нижней границы венда более древним.

В стратотипической местности лапландского гляциогоризонта (п-ов Варангер, Северная Норвегия) установлено, что возраст диамиктитов формации Смалфьорд (Smalfjord) моложе, чем Rb-Sr изохронный возраст ~ 630 млн лет диагенеза погружения субфракции < 0.1 мкм иллита аргиллитов формации Стангенес (Stangenes), залегающей в 1100 м ниже по разрезу, тогда как возраст диамиктитов формации Мортенснес (Mortensnes) древнее, чем Rb-Sr изохронный возраст ~ 560 млн лет диагенеза погружения таких же субфракций иллита формации Стаппогиедди (Stappogiedde), расположенной непосредственно на диамиктитах [Gorokhov et al., 2001].

На западном склоне Среднего Урала нижняя граница венда проводится в подошве танинской свиты серебрянской серии [Младших, Аблизин, 1967; Аблизин и др., 1982]. Здесь в основании осадочной последовательности выделяется толща мощностью ~ 70 м светло-серых и зеленовато-серых, местами с красно-фиолетовым оттенком тонкослоистых туфоалевролитов, которые, в свою очередь, вмещают линзовидные пласты светло-серых с желтоватым оттенком тонкозернистых доломитолитов (до 1.4 м), покровы базальтов с подушечной отдельностью (до 2 м) и пласт светло-серых диамиктитов (5.6 м). Слоистость в туфоалевролитах подчеркнута уплощенными обломками туфоаргиллитов гравийной размерности. Пласты доломитолитов в нижней части содержат линзы алевролитов (связаны постепенными переходами с подстилающими отложениями), а в верхней части в них преобладает массивная текстура, местами наблюдается брекчиевидность и неравномерное окремнение. Кроме того, пласты доломитолитов вдоль кливажа послойно пронизаны кварц-карбонатными жилами мощностью до 1—2 см, тонкими (до 3 мм) прожилками кварца с шунгитом и пиритом [Крупенин, 2009]. Обломки доломитолитов размером до 40 см также присутствуют в покровах базальтов. Туфоалевролиты перекрываются мощной (до 140 м) толщей тонкопереслаивающихся светло-серых и зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Приведенная последовательность отложений обнажена в правом берегу р. Усьва, на участке между устьями ручьев Компасечный и Побоище. Тонкослоистые алевролиты и туфоалевролиты широко прослеживаются в основании серебрянской серии, постепенно сокращаясь по мощности от 90 м в разрезе по р. Сылвица и до 50 м в разрезе по р. Серебряная [Аблизин и др., 1982]. На тонкослоистых алевролитах согласно залегают диамиктиты гляциального происхождения [Чумаков, 1978; Чумаков, 2011]. Возраст диамиктитов танинской свиты моложе U-Pb возраста цирконов 598.1 ± 6.0 млн лет из покровов базальтов, присутствующих в нижней части описанной последовательности [Маслов и др., 2013].

К лапландскому гляциогоризонту на западном склоне Среднего Урала мы относим танинскую, гаревскую, койвинскую и бутонскую свиты серебрянской серии. К верхней части койвинской свиты приурочена мощная (до 100 м) толща, сложенная чередующимися пачками диамиктитов и тонкослоис-

тых алевролитов с пакетами и пластами песчаников. Матриksom диамиктитов служат пятнистые, красно-коричневые и зеленовато-серые, тонкослоистые алевролиты. Обломки гравийной, галечной и валунной (до 18 см в длину) размерности представлены карбонатными и магматическими породами. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, с редкими обломками (до 7 см в длину) карбонатных пород слагают линзовидные пласты (0.3—0.4 м) с эрозионной подошвой, местами с текстурами нагрузки и волнистой слоистостью, а также слепки каналов (до 0.7 м) с плохо окатанными обломками красно-коричневого алевролита в приподошвенной части. Отдельные пласты песчаников смяты в лежачие складки подводно-оползневой происхождения. Выше по разрезу в верхней подсвите керносской свиты серебрянской серии локализованы эксплозивные образования дворцевого вулканического комплекса [Петров и др., 2005; Государственная..., 2010]. Принимая во внимание, что Rb-Sr возраст (Срх + вал) трахиандезитов дворцевого комплекса оценивается в 559 ± 16 млн лет, а формирование пикритобазальтов, трахибазальтов и трахиандезитов, возможно, происходило 569 ± 42 млн л.н. (Sm-Nd метод, Срх + вал) [Карпухина и др., 2001], возраст верхней границы лапландского гляциогоризонта древнее 570 млн лет.

Судя по всему, глобальное похолодание климата, начавшееся ~720 млн л.н. [Macdonald et al., 2010], закончилось лапландским (варангерским) оледенением 600—570 млн л.н. Лапландские гляциальные отложения прослеживаются вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы от п-ова Варангер Северной Норвегии до западного склона Среднего Урала, достигая мощности 2500 м. На Южном Урале в долине р. Зилим, на участке между устьями ручьев Малый Толпар и Малый Реват, в основании ашинской серии венда выделяется толща песчаников, переслаивающихся с диамиктитами и аргиллитами (толпарововская и суировская свиты). Толща выполняет долину, врезанную в подстилающую каратаускую серию верхнего рифея с перепадом палеорельефа ~1000 м [Стратотип..., 1983; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988]. Rb-Sr возраст катагенеза погружения аргиллитов 593 ± 15 млн лет, полученный для субфракции 0.3—0.6 мкм аутигенного иллита [Зайцева и др., 2012], позволяет предполагать наличие лапландских гляциальных отложений на Южном Урале.

В соответствии с рекомендациями Стратиграфического кодекса России [2006] региональное стратиграфическое подразделение нижнего венда Восточно-Европейской платформы следует именовать «лапландский климатолит». Стратотипом последнего является разрез Танафьорд п-ова Варангер, а в качестве составного гипостратотипа может служить разрез танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит серебрянской серии западного склона Среднего Урала.

Лапландский климатолит предлагается в качестве подразделения Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы. По крайней мере, одна из эпох лапландского оледенения представлена на о. Ньюфаундленд диамиктитами формации Гаскиерс (Gaskiers), возраст которых моложе 583.7 ± 0.5 и древнее 582.1 ± 0.5 млн лет (неопубликованные U-Pb возрасты цирконов из вулканических туфов в подстилающей формации Мол Бэй (Mall Bay) и перекрывающей формации Друк (Drook)) [Hoffman, Li, 2009; Schmitz, 2012]. Диамиктиты формаций Роксбэри (Roxbury) и Фокир (Fauquier) Северо-Американской платформы также могут отвечать разным эпохам лапландского оледенения [Thompson, Bowring, 2000; Hebert et al., 2010]. Кроме о. Ньюфаундленд и Северо-Американской платформы стратиграфические аналоги лапландского климатолита присутствуют в составе группы Сазерн Хайленд (Southern Highland) надгруппы Дальред (Dalradian) эдиакария Шотландии и Ирландии (диамиктиты Макдафф (MacDuff), Инишоуэн (Inishowen) и Лох-на-Кил (Loch na Cille)) и группы Куруктаг (Quruqtagh) Китайского Тянь-Шаня (диамиктиты Ханкалчоуг (Hankalchough)) [Brasier, Shields, 2000; Condon, Prave, 2000; Dempster et al., 2002; Xiao et al., 2004]. Лапландское оледенение, возможно, проявлено на Австралийской платформе в виде отложений с признаками ледового разноса в составе формации Баньерру (Bunyerroo) группы Вилпена (Wilpena) в стратотипе эдиакария [Gostin et al., 2010, 2011], а также на Тасманийском микроконтиненте (диамиктиты Кроулз Хилл (Croles Hill)) [Calver et al., 2004].

Карбонатные породы формации Ниборг (Nyborg) п-ова Варангер Северной Норвегии (стратотип лапландского климатолита) и койвинской свиты серебрянской серии западного склона Среднего Урала (предлагаемый гипостратотип лапландского климатолита) характеризуются отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ [Halverson et al., 2005; Чумаков и др., 2013], что придает дополнительный корреляционный вес нижнему венду, однако допускает различные варианты корреляции. С другой стороны, в разрезе эдиакария Южно-Китайской платформы установлено три отрицательных экскурса на кривой вариаций изотопов углерода, из которых средний (EN2) имеет недостаточно надежно обоснованный возраст ~600 млн лет [Barfod et al., 2002], а верхний (EN3) связывается с диамиктитами Гаскиерс заключительной фазы лапландского оледенения [Condon et al., 2005; Rice et al., 2011]. Если дальнейшими исследованиями подтвердится корреляция отрицательных экскурсов EN2 и EN3 в разрезах эдиакария Южного Китая с лапландским климатолитом, указанное подразделение благодаря своим изотопно-геохимическим характеристикам будет иметь высокий корреляционный потенциал.

Таким образом, в качестве критериев проведения нижней границы венда за пределами Восточно-Европейской платформы могут быть использованы первое появление в разрезе эдиакария признаков ледового разноса (или других гляциальных отложений) в непрерывных разрезах морских отложений и/или первый отрицательный экскурс на кривой $\delta^{13}\text{C}$ (который можно сопоставить с отрицательным экскурсом EN2 на кривой вариаций изотопов углерода в формации Доушаньто (Doushantuo) Южного Китая). Резкое сокращение количественного разнообразия (или даже полное исчезновение) *Tianzhushania spinosa* в составе комплексов микрофоссилий может быть также использовано при определении нижней границы венда, однако этот признак нуждается в дополнительном изучении [Xiao et al., 2012, 2014].

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЯРУСЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Первые попытки выделения региональных ярусов (горизонтов) в венде основывались на результатах изучения стратиграфического распространения органостенных микро- и макроостатков в валдайской серии Московской синеклизы Восточно-Европейской платформы. В работах [Гниловская, 1979; Гниловская и др., 1979] валдайская серия охарактеризована двумя комплексами ископаемой флоры — редкинским и верхневалдайским (котлинским). В первом из них преобладают микроскопические (шириной 100—150 мкм) монопоидально ветвящиеся нити *Eoholynia mosquensis* Gnilovskaya, описанные в Московской синеклизе из отложений, ныне относимых к гаврилов-ямской свите и нижней подсвите непейцинской свиты. Кроме *Eoholynia mosquensis* Gnilovskaya в составе редкинской ассоциации были установлены микроскопические (шириной 500—600 мкм) булавовидные формы *Caudina cauda* Gnilovskaya и другие микрофоссилии. В отличие от редкинского, верхневалдайский комплекс представлен формами крупных размеров, среди них различаются *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya и *Aataenia reticularis* Gnilovskaya. На территории Подолии (окунецкая свита балтийской серии) и Восточной Польши (владавская подсвита мазовецкой свиты) описан своеобразный ровенский комплекс, не встреченный в валдайской серии Московской синеклизы и представленный уплощенными органостенными макроостатками *Tirasotaenia podolica* Gnilovskaya и *Tirasotaenia tungusica* Gnilovskaya. Отложения, охарактеризованные редкинским, котлинским и ровенским комплексами ископаемой флоры, и послужили прототипами при расчленении верхнего венда Восточно-Европейской платформы на горизонты [Постаповления..., 1978].

Представления о стратиграфическом объеме редкинского горизонта сильно изменились после того, как палеонтологическая характеристика этого подразделения пополнилась макроостатками (отпечатками и слепками) мягкотелых организмов [Аксенов и др., 1978]. Следует отметить, что в отложениях, которые в Московской синеклизе послужили прототипом для выделения редкинского горизонта, так и не удалось обнаружить остатки мягкотелых организмов [Стратиграфическая схема..., 1996]. Дальнейшее изучение фоссиленоносного интервала в Юго-Восточном Беломорье показало, что наиболее богатые комплексы отпечатков и слепков моложе, чем редкинский горизонт в первоначальном понимании [Станковский и др., 1981, 1985; Состояние..., 2008]. Включение ископаемой мягкотелой биоты в палеонтологическую характеристику редкинского горизонта существенно (более чем на одну треть) увеличило стратиграфический объем этого подразделения. Вероятно, поэтому в корреляционной стратиграфической схеме верхнего докембрия Европейского Севера СССР, принятой на межведомственном совещании в г. Сыктывкар 18—20 января 1983 г., вместо редкинского был предложен усть-пинезский горизонт [Верхний докембрий..., 1986], не получивший, однако, широкого применения на практике.

Мы предлагаем сохранить редкинский региоярус в его первоначальном понимании, а для интервала, охарактеризованного богатыми комплексами ископаемых остатков мягкотелых организмов в разрезах северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Подолии, выделить новый беломорский региоярус [Grazhdankin, 2014] (рис. 1).

Редкинский региоярус предлагается рассматривать в объеме, заключенном между последним уровнем диамиктитов лапландского климатолита и первым уровнем появления ископаемой экологической ассоциации эдиакарского типа в отложениях зоны волнения и течений продельты. Остатки мягкотелых организмов и ископаемые следы жизнедеятельности в редкинском региоярусе отличаются сравнительно низким разнообразием и приурочены главным образом к тонкослоистым алевролитоглинистым отложениям с типичными низкоэнергетическими обстановками внутреннего шельфа. Ориктоценозы представлены ископаемыми фрондоморфами, а в ихноценозах доминируют извилистые норы с менисковым заполнением в толще песчаного осадка (*Nenoxites* isp.). В обстановках зоны волнения и течений продельты встречены только палеопасцхины и извилистые ископаемые следы в виде парных валиков на волнистой кровле песчаных прослоев (*Archaeonassa* isp.). Мощность региояруса изменяется от 43 м в скв. Невель на юго-западе до ~500 м в Вычегодском прогибе и на Среднем Урале. В состав региояруса включены плетневская, гаврилов-ямская и нижняя подсвита непейцинской свиты Московской сине-

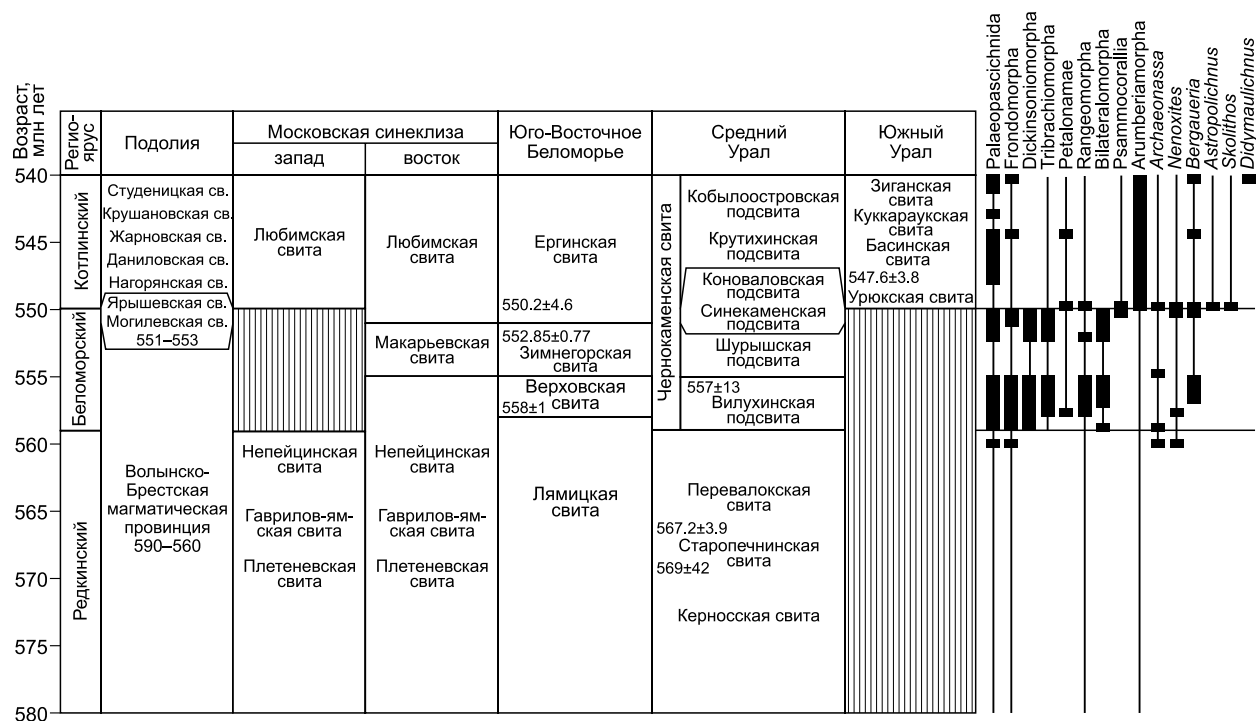


Рис. 1. Схема корреляции опорных разрезов верхнего венда Восточно-Европейской платформы и Урала.

Представлены стратиграфический объем, палеонтологическая характеристика региональных ярусов (показаны только ископаемые остатки мягкотелых организмов и следы жизнедеятельности) и изотопно-геохронологический возраст отложений (млн лет) [Compston et al., 1995; Martin et al., 2000; Карпухина и др., 2001; Grazhdankin, 2004; Iglesia Llanos et al., 2005; Ронкин и др., 2006; Носова и др., 2008; Гражданкин и др., 2011; Schmitz, 2012; Rogov et al., 2013; Levashova et al., 2013; Grazhdankin, 2014].

клизы, большая часть лямецкой свиты юго-восточного склона Балтийского щита, усть-пинежская свита Мезенской синеклизы, верещагинская свита Верхнекамской впадины, керноская, старопечнинская и перевалокская свиты западного склона Среднего Урала. Стратотипом редкинского региояруса служит разрез редкинской свиты в Редкинской опорной скважине (инт. 1714—1576 м) [Стратиграфическая схема..., 1996].

Возраст нижней границы редкинского региояруса изотопными методами до сих пор не определен и на основании многочисленных данных (см. выше) принимается равным 580 млн лет. Такой оценке не противоречит U-Pb возраст цирконов 567.2 ± 3.9 млн лет, полученный для вулканических туфов из перевалокской свиты в разрезе скалы Крутая Гора на р. Усьва [Гражданкин и др., 2011].

Беломорский региоярус. К моменту принятия Унифицированной региональной стратиграфической схемы (1978 г.) отложения, промежуточные между редкинским и котлинским региоярусами, были известны только в Юго-Восточном Беломорье, в разрезе Зимних гор, где долгое время сохранялась неопределенность в отношении возраста слоев, содержащих ископаемые остатки мягкотелых организмов [Аксенов и др., 1978]. При издании новой стратиграфической схемы Европейского Севера СССР переходные отложения частично были отнесены к усть-пинежскому региоярусу, который предлагался как замена редкинскому, однако, как указано выше, не получил широкого распространения [Верхний докембрий..., 1986]. В процессе дальнейшей детализации стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы была выделена красавинская свита, характеризующаяся тем, что в нижней своей половине имеет литологические и палеонтологические особенности, присущие редкинским отложениям, а верхняя ее часть напоминает котлинский региоярус [Бурзин, Кузьменко, 2000]. На Среднем Урале в нижней части чернокаменной свиты сыльвицкой серии присутствует толща, сложенная чередующимися преимущественно зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, для которой также неоднозначно решается вопрос со стратиграфическим возрастом. Одни исследователи эту толщу по фациально-литологическим признакам относят к котлинскому региоярусу [Аблизин и др., 1982], другие — на основании находок отпечатков и слепков мягкотелых организмов делают вывод о ее редкинском возрасте [Беккер, 1977, 1980; Аксенов, 1985]. Таким образом, в пределах осадочного бассейна

северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала между редкинским и котлинским региоярусами располагается толща переходного облика (мощность ее достигает нескольких сотен метров), содержащая разнообразный комплекс ископаемых остатков мягкотелых организмов. Эту толщу предлагается выделить в беломорский региоярус.

Беломорский региоярус отвечает полному стратиграфическому объему распространения ископаемой экологической ассоциации эдиакарского типа в отложениях зоны волнения и течений проделты. Стратиграфический уровень первого появления ископаемой экологической ассоциации эдиакарского типа на Восточно-Европейской платформе установлен в верхней части лямической свиты Юго-Восточного Беломорья. В составе ориктоценозов представлены органы прикрепления фрондоморфных организмов *Aspidella terranova* Billings и *Mawsonites spriggi* Glaessner et Wade, остатки дикинсониеморфных организмов *Dickinsonia* cf. *D. tenuis* Glaessner et Wade, *Dickinsonia menneri* (Fedonkin), *Epiabaion axiferus* Ivantsov и *Yorgia waggoneri* Ivantsov и остатки билатераломорфных организмов *Parvancorina minchami* Glaessner [Иванцов, 2007; Fedonkin et al., 2007].

Для беломорского региояруса типичны максимальное таксономическое и количественное разнообразие отпечатков мягкотелых организмов. В ориктоценозах, характеризующих обстановки зоны волнения и течений проделты, широко распространены дикинсониеморфы, билатераломорфы, трибрахиоморфы, палеопасихниды и фрондоморфы, а также ископаемые следы *Archaeonassa* isp. В низкоэнергетических обстановках внутреннего шельфа представлено относительно высокое разнообразие фрондоморф, единственный вид рангеоморф *Charnia masoni* Ford, а в составе ихноценозов присутствуют норы с менисковым заполнением *Nenoxites curvus* Fedonkin и следы поселений *Bergaueria* isp. Отличительной особенностью отложений осадочных систем внутреннего шельфа беломорского региояруса являются ихнотекстуры *Nenoxites* isp., образовавшиеся в результате интенсивного перемешивания осадка роющими организмами [Rogov et al., 2013; Grazhdankin, 2014]. Обстановки каналов распределительной системы проделты были заселены сообществами намского типа [Grazhdankin, 2004].

В составе региояруса объединены верхняя подсвита непейцинской свиты, макарьевская свита и нижняя подсвита любимской свиты Московской синеклизы, верхняя часть лямической свиты, верховская свита, зимнегорская свита и нижняя подсвита ергинской свиты Юго-Восточного Беломорья, нижняя часть мезенской свиты Мезенской синеклизы, велвинская свита Верхнекамской впадины. На западном склоне Среднего Урала беломорскому региоярусу отвечают вилухинская, шурышская, черемуховская, синекаменская и коноваловская подсвиты чернокаменской свиты. Мощность региояруса изменяется от 18—54 м на западе Московской синеклизы до 600 м на Среднем Урале.

В качестве составного стратотипа беломорского региояруса предлагается последовательность надстраиваемых друг друга стратотипических разрезов верхней части лямической свиты (разрез в устье р. Лямца), верховской свиты (разрезы по рекам Агма, Сюзьма и Солза), зимнегорской свиты (разрезы в устье руч. Еловый и по р. Большая Торожма в Зимних горах) и нижней подсвиты ергинской свиты (многочисленные разрезы в Зимних горах на участке между Зимнегорским маяком на севере и устьем руч. Ерга на юге) [Гражданкин, 2003]. В качестве парастратотипа беломорского региояруса предлагается составной разрез вилухинской, шурышской, синекаменской и коноваловской подсвит чернокаменской свиты по р. Сылвица на западном склоне Среднего Урала [Гражданкин и др., 2009].

Возраст нижней границы беломорского региояруса незначительно древнее изотопных U-Pb возрастов цирконов из вулканических туфов в нижней подсвите верховской свиты (558 ± 1 млн лет) и вилухинской подсвите чернокаменской свиты (557 ± 13 млн лет) [Grazhdankin, 2004; Ронкин и др., 2006]. Возраст верхней границы беломорского региояруса определяется U-Pb возрастом цирконов из вулканических туфов в основании верхней подсвиты ергинской свиты (550.2 ± 4.6 млн лет) [Iglesia Llanos et al., 2005].

Котлинский региоярус предлагается рассматривать в объеме, заключенном между последним уровнем, содержащим ископаемую экологическую ассоциацию эдиакарского типа в отложениях зоны волнения и течений проделты, и первым уровнем появления ископаемых следов жизнедеятельности *Treptichnus pedum* (Seilacher). В Юго-Восточном Беломорье верхняя граница интервала стратиграфического распространения ископаемой биоты эдиакарского типа установлена внутри нижней подсвиты ергинской свиты в обнажениях Зимних гор [Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004; Гражданкин, Маслов, 2009]. На западном склоне Среднего Урала последние представители ископаемой биоты эдиакарского типа встречены в коноваловской подсвите чернокаменской свиты в обнажении, расположенном в урочище Коноваловка в левом борту р. Сылвица [Гражданкин и др., 2009]. Остатки мягкотелых организмов котлинского региояруса отличаются относительно низким разнообразием и приурочены главным образом к отложениям, характеризующим высокоэнергетические обстановки каналов распределительной системы проделты (намская ископаемая экологическая ассоциация). В обстановках зоны волнения и течений, а также в прилегающих низкоэнергетических обстановках внутреннего шельфа в котлинское

время были представлены палеопасхиныды и фрондоморфы. Ихноценозы в отложениях зоны волнения и течений проделты, наоборот, характеризуются относительным разнообразием типов поведения и крупными размерами ископаемых следов: впервые появляются вертикальные норы *Skolithos* isp., сравнительно крупные следы поселения *Bergaueria* isp. и *Astropolichnus* isp., следы ползания в виде двойных валиков (гипорельеф) с менисковой структурой *Didymaulichnus* isp. [Grazhdankin, 2014].

Мощность региояруса изменяется от 140 м на западе Московской синеклизы до 650 м на западном склоне Среднего Урала, достигая 1700 м в Башкирском мегантиклинории Южного Урала. В составе региояруса объединены средняя и верхняя подсвиты любимской свиты Московской синеклизы, верхняя подсвита ергинской свиты Юго-Восточного Беломорья, верхняя часть мезенской свиты Мезенской синеклизы, краснокамская свита Верхнекамской впадины, крутихинская и кобылоостровская подсвиты чернокамской свиты западного склона Среднего Урала и последовательность урюкской, басинской, кукараукской и зиганской свит Южного Урала.

Возраст нижней границы котлинского горизонта изотопными методами не определен, но в любом случае должен быть моложе чем 555 млн лет. С другой стороны, вулканогенные цирконы из основания верхней подсвиты ергинской свиты в одном из разрезов по р. Зимняя Золотица в Юго-Восточном Беломорье имеют U-Pb возраст 550.2 ± 4.6 млн лет [Iglesia Llanos et al., 2005]. Следовательно, возраст нижней границы котлинского горизонта можно считать равным ~550 млн лет.

Редкинский, беломорский и котлинский региональные ярусы верхнего венда Восточно-Европейской платформы предлагаются в качестве подразделений Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы [Grazhdankin, 2014]. Прогресс в изучении стратиграфии и палеонтологии верхнепротерозойских отложений и расширение базы изотопно-геохронологических данных позволили в интервале 580—540 млн лет наметить три разновозрастные ассоциации ископаемых мягкотелых организмов: авалонскую, беломорскую и намскую, которые рассматриваются как своеобразные хроностратиграфические подразделения эдиакария в ранге ярусов [Gehling, 2007; Shen et al., 2008; Xiao, Laflamme, 2009; Egwin et al., 2011; Narbonne et al., 2012; Laflamme et al., 2013]. Несмотря на то, что авалонская, беломорская и намская ассоциации одними исследователями интерпретируются как биофации, другими — рассматриваются в качестве биогеографических провинций, третьими — как результат избирательной сохранности [Waggoner, 1999, 2003; Grazhdankin, 2004; Narbonne, 2005; Gehling, Droser, 2013], установленные на их основе хроностратиграфические подразделения обладают высокой корреляционной способностью. Даже после того, как стратиграфический интервал распространения авалонской ископаемой ассоциации стал включать в себя существенно более молодые отложения [Grazhdankin et al., 2008; Chen et al., 2014], а представители намской ассоциации были обнаружены на низком стратиграфическом уровне [Grazhdankin, 2004; Gehling, Droser, 2013], эти подразделения не потеряли своего корреляционного значения. Высокий корреляционный вес, в первую очередь, имеет беломорская ископаемая ассоциация, причем прототипом для нее послужили те же самые разрезы Восточно-Европейской платформы (Юго-Восточное Беломорье, западный склон Среднего Урала), в которых выделен беломорский региоярус верхнего венда. Таким образом, беломорский региоярус неформально уже используется для расчленения и корреляции разрезов эдиакария. В соответствии с рекомендациями Международной комиссии по стратиграфии, «подразделения Стандартной глобальной хроностратиграфической (геохронологической) шкалы считаются валидными, только если они основаны на хорошо проработанной детальной местной и региональной стратиграфии» [Murphy, Salvador, 1999, p. 267]. Последовательность редкинско-го, беломорского и котлинского региоярусов верхнего венда Восточно-Европейской платформы служит примером наиболее хорошо разработанной региональной стратиграфической схемы эдиакария и предлагается нами в качестве потенциального кандидата для включения в Стандартную глобальную хроностратиграфическую шкалу.

Обозначившиеся хроностратиграфические подразделения эдиакария отвечают крупным этапам макроэволюционных и макроэкологических преобразований [Grazhdankin, 2014] и именно поэтому обладают высокой корреляционной способностью. На первом редкинском этапе (580—559 млн лет) в низкоэнергетических обстановках внутреннего шельфа формируется авалонская экологическая ассоциация макроорганизмов, представленная фрондоморфами и вендобионтами. Появление первых в истории биоцены макроорганизмов и возникновение сообществ авалонского типа могли быть следствием роста содержания кислорода в Мировом океане [Canfield et al., 2007] либо запуска новых механизмов функционирования экосистем в связи с появлением многоклеточных трехслойных животных (билатерий) [Lenton et al., 2014]. На втором беломорском этапе эволюции макробентоса (559—550 млн лет) произошла диверсификация фрондоморфных организмов и миграция вендобионтов из низкоэнергетических обстановок внутреннего шельфа в обстановки с относительно более высокой энергией среды, появились трибрахиоморфы и билатераломорфы. Бентосные мягкотелые организмы формируют три различающиеся между собой экологические ассоциации, одновременно существующие в обстановках

внутреннего шельфа (сообщества авалонского типа), в зоне волнения и течений проделты (сообщества эдиакарского типа) и в зоне каналов распределительной системы (сообщества намского типа) [Grazhdankin, 2004]. Одновременно в обстановках внутреннего шельфа у билатерий развилась способность к перемешиванию осадка [Rogov et al., 2012], что должно было отразиться на структуре и функционировании морских экосистем. В этой связи допускается существование причинно-следственных связей между появлением у билатерий способности к перемешиванию осадка и эволюционными преобразованиями в бентосных сообществах. На третьем котлинском этапе (550—540 млн лет) произошло резкое сокращение таксономического разнообразия в сообществах эдиакарского типа в зоне волнения и течений, что рассматривается как результат вытеснения вендобиионтов, трибрахиоморф и билатераломорф животными. В обстановках каналов распределительной системы продолжала эволюционировать своеобразная намская эндобентосная экологическая ассоциация, просуществовавшая до конца эдиакария [Grazhdankin, 2014].

Положение нижней границы кембрия ни в стратотипической местности вендского комплекса, ни вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы (где представлены наиболее полные фоссиленосные разрезы венда) однозначно установить не представляется возможным, так как в этих разрезах не обнаружены ископаемые следы жизнедеятельности *Treptichnus pedum* (Seilacher), по первому появлению которых в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале проводится нижняя граница фортунского яруса терренувия кембрийской системы.

Ихнофоссилии *Treptichnus pedum* (Seilacher) известны на юго-западе Восточно-Европейской платформы. Наиболее низкий стратиграфический уровень находок этих ископаемых следов установлен в нижней части хмельницкой свиты средней части ровенского региояруса Подолии [Гуреев, 1988], однако прослеживание ровенского региояруса за пределами Вольно-Подольского и Любельского склонов платформы до сих пор остается предметом дискуссий. В Московской синеклизе не удалось обнаружить отложений, в которых бы совместно встречались ископаемые органостенные макроостатки представителей родов *Vendotaenia* и *Tyrasotaenia* (как это известно в окунецкой свите балтийской серии Подолии), что позволяет предполагать отсутствие в этом регионе нижней половины ровенского региояруса [Стратиграфическая схема..., 1996]. К верхней половине ровенского региояруса в Московской синеклизе традиционно относится некрасовская свита, однако низкое таксономическое разнообразие ископаемых остатков, значительная часть которых поднимается в кембрий, не исключает вариант корреляции этой свиты с более молодыми толщами. Вероятность такого предположения увеличивает то обстоятельство, что в отложениях, считающихся более древними, чем некрасовская свита, и относящихся к котлинскому региоярису, в Юго-Восточном Беломорье обнаружены ихнофоссилии *Diplocraterion parallelum*, Torell их ископаемая летопись начинается в нижнем кембрии [Гражданкин, Краюшкин, 2007]. Таким образом, корреляционные критерии, по которым установлен ровенский региоярус, не позволяют уверенно использовать это подразделение для определения нижней границы кембрия на Восточно-Европейской платформе. Впрочем, критерии, по которым в настоящее время определяется нижняя граница фортунского яруса, также далеко не идеальные [Розанов и др., 1997]. В любом случае, предлагая венд в качестве подразделения Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы, сверху мы ограничим его основанием кембрия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Венд как стратиграфическое подразделение, охарактеризованное ископаемыми остатками мягкотелых макроорганизмов (авалонская, эдиакарская и намская биофаии) и включающее в себя отложения лапландского ледникового периода, непосредственно предшествовавшего появлению этих организмов, по объему существенно уступает эдиакарской системе Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы. Если дальнейшими исследованиями подтвердится связь между отрицательным экскурсом EN2 на кривой $\delta^{13}\text{C}$ в формации Доушаньто Китая и началом лапландского оледенения, по этому стратиграфическому уровню эдиакарий можно будет расчленить на два отдела. При таком расчленении венд предлагается нами в качестве верхнего отдела эдиакарской системы (рис. 2). Критерии установления нижней границы вендского отдела необходимо будет искать в сочетании биостратиграфического, седиментологического и хемотратиграфического подходов. Вендский отдел, в свою очередь, может быть расчленен на лапландский, редкинский, беломорский и котлинский ярусы. Необходимо также продолжить разрабатывать стратиграфическую номенклатуру пограничного интервала между эдиакарием и кембрием и, возможно, выбрать новый критерий и уровень проведения нижней границы кембрия. Сохраняющаяся неопределенность в отношении пограничного интервала между эдиакарием и кембрием не может служить препятствием для использования термина «венд» в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале. Этот термин имеет под собой научную основу и отвечает формальным требованиям.

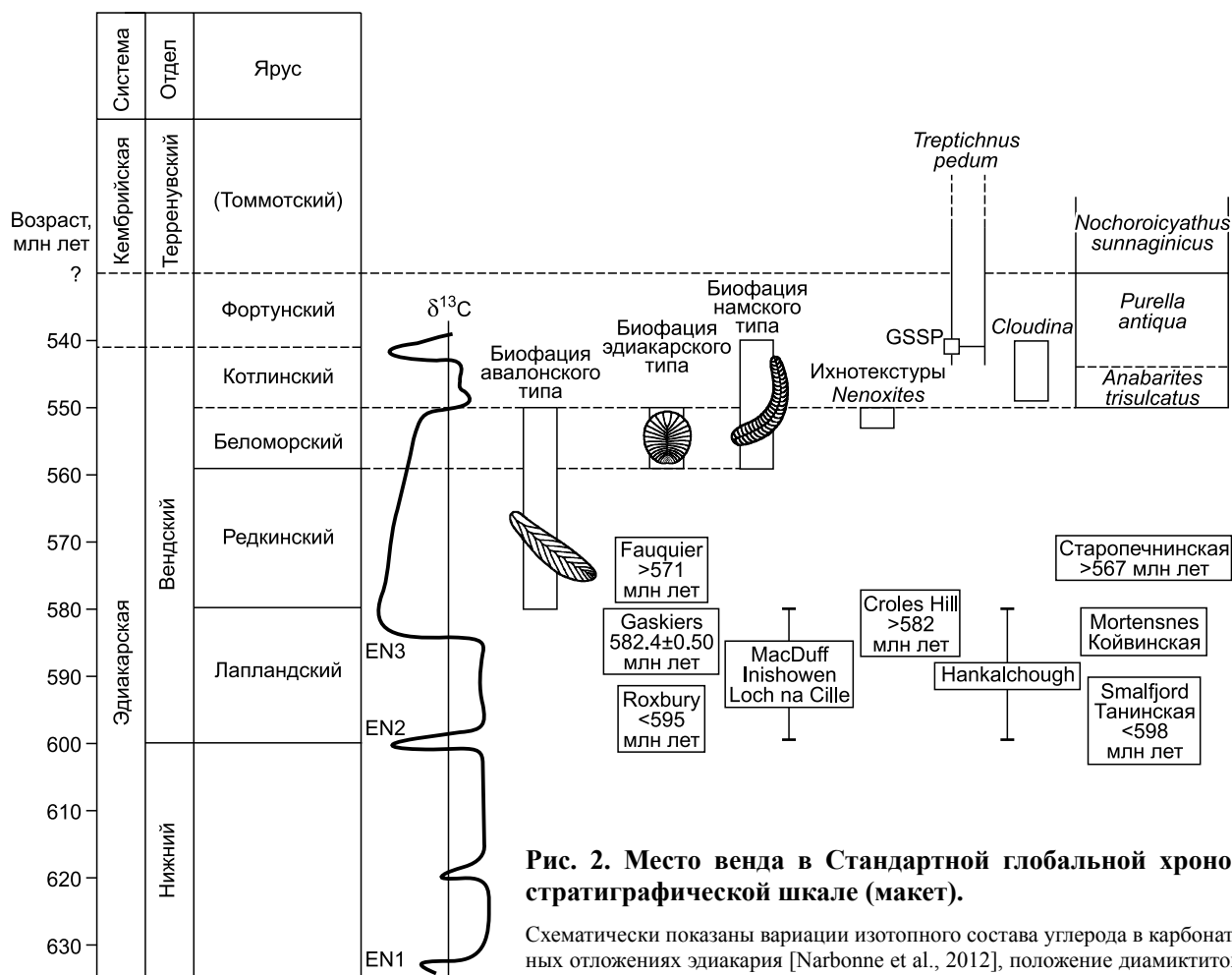


Рис. 2. Место венда в Стандартной глобальной хроно-стратиграфической шкале (макет).

Схематически показаны вариации изотопного состава углерода в карбонатных отложениях эдиакария [Narbonne et al., 2012], положение диамиктитов (в ряде случаев показан интервал неопределенности) [Thompson, Bowring,

2000; Brasier, Shields, 2000; Condon, Prave, 2000; Gorokhov et al., 2001; Dempster et al., 2002; Xiao et al., 2004; Calver et al., 2004; Hebert et al., 2010; Маслов и др., 2013], стратиграфические интервалы распространения биофацций авалонского, эдиакарского и намского типов [Grazhdankin, 2014], ихнотекстур *Nenoxites* [Rogov et al., 2012, 2013], ископаемых следов жизнедеятельности *Treptichnus pedum* и мелких скелетных остатков [Рогов и др., 2015].

Исследования проведены при поддержке РФФ (грант 14-17-00409). В работе использованы результаты детальных стратиграфических исследований кессюсинской серии северо-западного склона Оленекского поднятия и ашинской серии Южного Урала, полученные при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00012, 12-05-00497), а также результаты изучения наземных экосистем позднего докембрия, полученные в ходе реализации проекта УрО РАН 12-П-5-1004.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М., Наука, 1982, 140 с.
- Аксенов Е.М. Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федониной. М., Наука, 1985, с. 3—34.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С., Солонцов Л.Ф., Шульга П.Л. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17—34.
- Беккер Ю.Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 90—100.
- Беккер Ю.Р. Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 480—482.

Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т. Детализация стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов Европейского Севера России. Материалы Всероссийской конференции (26—28 апреля 2000 г., Сыктывкар, Республика Коми). Сыктывкар, Геопринт, 2000, с. 39—40.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 4, с. 28—46.

Верхний докембрий Европейского Севера СССР (объяснительная записка к схеме стратиграфии) / Под ред. В.А. Дедеева, Б.М. Келлера. Сыктывкар, ИГ АН СССР, 1986, 42 с.

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Семихатов М.А. Уникальная нижневендская кельтминская микробиота Тимана: новые данные о палеонтологии венда и его глобальной характеристике // ДАН, 2006, т. 410, № 3, с. 366—371.

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Под ред. С.А. Аглонова, Д.Л. Федоровой. СПб., Наука, 2006, 319 с.

Гниловская М.Б. Вендотениды // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы / Под ред. Б.М. Келлера, А.Ю. Розанова. М., Наука, 1979, с. 39—48.

Гниловская М.Б., Менс К.А., Пашкявичене Л.Т., Пиррус Э.А. Погоризонтное расчленение верхнего венда в стратотипической местности // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Труды V сессии Научного совета по геологии докембрия (Уфа, 1977 г.) / Под ред. Б.М. Келлера, М.А. Семихатова. Л., Наука, 1979, с. 117—121.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты / Ред. В.И. Козлов. Уфа, БФ АН СССР, 1988, с. 41—45.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-ХVII (Горнозаводск). Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 262 с.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 4, с. 3—34.

Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // ДАН, 2007, т. 416, № 4, с. 514—518.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // ДАН, 2009, т. 426, № 1, с. 66—70.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 5, с. 20—40.

Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Котлинский горизонт на Южном Урале // ДАН, 2011, т. 440, № 2, с. 201—206.

Гуреев Ю.А. Бесскелетная фауна венда // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины / Ред. В.А. Рябенко. Киев, Наук. думка, 1988, с. 65—81.

Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР—России. Ее значение, назначение и совершенствование. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2013, 24 с.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н. Rb-Sr изотопная систематика глинистых минералов из осадочных пород венда Южного Урала // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г.). Т. II. СПб., СПбГУ, 2012, с. 57—59.

Иванцов А.Ю. Мелкие вендские поперечно-рассеченные ископаемые // Палеонтологический журнал, 2007, № 2, с. 3—10.

Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология субщелочного вулканизма — индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология, 2001, т. 9, № 5, с. 480—503.

Келлер Б.М., Соколов Б.С. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1962, с. 34—36.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Соколов В.А., Шуркин К.А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 9, с. 119—124.

Крупенин М.Т. Особенности химического состава доломитов в вулканогенно-терригенных отложениях серебрянской серии Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория // Ежегодник-2008, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009, с. 63—67. (Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 156).

Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // ДАН, 2013, т. 449, № 3, с. 322—327.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 67—80.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волыньско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // Петрология, 2008, т. 16, № 2, с. 115—147.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 2005, № 4, с. 42—69.

Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полезные ископаемые, 2011, № 5, с. 484—504.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / Ред. Б.С. Соколов. Вып. 18. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1978, 111 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / Ред. А.И. Жамойда. Вып. 26. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992, 69 с.

Рогов В.И., Карлова Г.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В. Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в сибирском гипостратотипе // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 735—747.

Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 1, с. 21—31.

Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // ДАН, 2006, т. 411, № 3, с. 354—359.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнения к стратиграфическому кодексу России / Ред. А.И. Жамойда СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, с. 95—107.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991, № 4, с. 3—13.

Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. Основные этапы развития докембрийского органического мира. Сообщение 2. Поздний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 6, с. 3—34.

Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // Геология докембрия. Международный геологический конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10. М., 1964, с. 135—150.

Соколов Б.С. Вендская система: предкембрийская геобиологическая среда // Палеонтология. Стратиграфия. Международный геологический конгресс. XXVI сессия. Доклады советских геологов. М., 1980, с. 9—21.

Соколов Б.С. Вендская система и «неопротерозой-III» // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 6, с. 51—67.

Соколов Б.С. Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1334—1348.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / Под ред. А.И. Жамойды, О.В. Петрова. Вып. 38. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 131 с.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 78—87.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федонкина. М., Наука, 1985, с. 67—76.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка / Составители Ю.Т. Кузьменко, М.Б. Бурзин. М., 1996, 46 с.

Стратиграфический кодекс России / Ред. А.И. Жамойда. Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М., Наука, 1983, 184 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 377).

Чумаков Н.М. О характере верхнедокембрийского оледенения Евразии // Бюл. МОИП, Отдел геологический. 1970, т. 44, № 4, с. 170.

Чумаков Н.М. Лапландское оледенение // Этюды по стратиграфии. М., Наука, 1974, с. 71—96.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М., Наука, 1978, 202 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 308).

Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федонкина. М., Наука, 1985, с. 167—198.

Чумаков Н.М. Проблема тотальных оледенений Земли в позднем докембрии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 2, с. 3—15.

Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 1, с. 3—23.

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Маслов А.В. Стратиграфическое положение и значение карбонатных пород, связанных с неопротерозойскими ледниковыми горизонтами Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 6, с. 1—21.

Barfod G.H., Albarède F., Knoll A.H., Xiao S., Télouk P., Frei R., Baker J. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 201, p. 203—212.

Brasier M.D. The Cambrian radiation event // The origin of major invertebrate groups. The Systematics Associations Special Volume 12 / Ed. M.R. House. Cambridge, University Press, 1979, p. 103—159.

Brasier M.D., Shields G. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaig glaciation, Dalradian Supergroup of Scotland // *J. Geol. Soc., London*, 2000, v. 157, p. 909—914.

Calver C.R., Black L.P., Everard J.L., Seymour D.B. U-Pb zircon age constraints on late Neoproterozoic glaciation in Tasmania // *Geology*, 2004, v. 32, № 10, p. 893—896.

Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. Late Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life // *Science*, 2007, v. 315, p. 92—95.

Chen Z., Zhou C., Xiao S., Wang W., Guan C., Hua H., Yuan X. New Ediacara fossils preserved in marine limestones and their ecological implications // *Sci. Rep.*, 2014, v. 4, № 4180, doi:10.1038/srep04180.

Chumakov N.M. The Neoproterozoic glacial formations of the North and Middle Urals // The geological record of Neoproterozoic glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs 36. Bath, UK, The Geological Society, 2011, p. 289—296.

Cloud P., Glaessner M.F. The Ediacaran Period and System: Metazoa inherit the Earth // *Science*, 1982, v. 218, p. 783—792.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the late Precambrian of east Poland // *J. Geol. Soc., London*, 1995, v. 152, p. 599—611.

Condon D.J., Prave A.R. Two from Donegal: Neoproterozoic glacial episodes on the northeast margin of Laurentia // *Geology*, 2000, v. 28, № 10, p. 951—954.

Condon D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // *Science*, 2005, v. 308, p. 95—98.

Cowie J.W., Cribb S.J. The Cambrian System // The Geologic Time Scale / Eds. G.V. Cohee, M.F. Glaessner, H.D. Hedberg. Tulsa, Oklahoma, Amer. Ass. Petrol. Geolog., 1978, p. 355—362.

Dempster T.J., Rogers G., Tanner P.W.G., Bluck B.J., Muir R.J., Redwood S.D., Ireland T.R., Paterson B.A. Timing of deposition, orogenesis and glaciation with the Dalradian rocks of Scotland: constraints from U-Pb zircon ages // *J. Geol. Soc., London*, 2002, v. 159, p. 83—94.

Erwin D.H., Laflamme M., Tweedt S.M., Sperling E.A., Pisani D., Peterson K.J. The Cambrian conundrum: early divergence and later ecological success in the early history of animals // *Science*, 2011, v. 334, p. 1091—1097.

Fedonkin M.A., Ivantsov A.Yu., Leonov M.V., Serezhnikova E.A. Dynamics of evolution and biodiversity in the late Vendian: a view from the White Sea // The rise and fall of the Vendian (Ediacaran) biota. Origin of the modern biosphere. Transactions of the International Conference on the IGCP Project 493, August 20—31, 2007, Moscow / Ed. M.A. Semikhatov. Moscow, GEOS, 2007, p. 6—9.

Gehling J.G. Fleshing out the Ediacaran period // The rise and fall of the Ediacaran biota / Eds. P. Vickers-Rich, P. Komarower. Geological Society, London, Spec. Publ., v. 286. Bath, UK, The Geological Society, 2007, p. 425—428.

Gehling J.G., Droser M.L. How well do fossil assemblages of the Ediacara Biota tell time? // *Geology*, 2013, v. 41, № 4, p. 447—450.

Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D., Melnikov N.N., Turchenko T.L. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, northern Norway // *Geol. Mag.*, 2001, v. 138, № 5, p. 541—562.

Gostin V.A., McKirdy D.M., Webster L.J., Williams G.E. Ediacaran ice-rafting and coeval asteroid impact, South Australia: insights into the terminal Proterozoic environment // *Aust. J. Earth Sci.*, 2010, v. 57, № 7, p. 859—869.

Gostin V.A., McKirdy D.M., Webster L.J., Williams G.E. Mid-Ediacaran ice-rafting in the Adelaide Geosyncline and Officer Basin, South Australia // The geological record of Neoproterozoic glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs 36. Bath, UK, The Geological Society, 2011, p. 673—676.

Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus bio-geography and evolution // *Paleobiology*, 2004, v. 30, p. 203—221.

Grazhdankin D.V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontol.*, 2014, v. 88, № 2, p. 269—283.

Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // *Geology*, 2008, v. 36, № 10, p. 803—806.

Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science*, 1995, v. 270, p. 598—604.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // *GSA Bull.*, 2005, v. 117, № 9—10, p. 1181—1207.

Harland W.B., Herod K.N. Glaciations through time // *Ice Ages: Ancient and Modern*. Eds. A.E. Wright, F. Moseley. *Geol. J., Special Iss. 6*. Liverpool, Seel House Press, 1975, p. 189—126.

Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Picton C.A.G., Smith A.G., Walters R.W. A geologic time scale. Cambridge, Cambridge University Press, 1982, 131 p.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale. 1989, Cambridge, Cambridge University Press, 1990, 263 p.

Hebert C.L., Kaufman A.J., Penniston-Dorland S.C., Martin A.J. Radiometric and stratigraphic constraints on terminal Ediacaran (post-Gaskiers) glaciation and metazoan evolution // *Precam. Res.*, 2010, v. 182, p. 402—412.

Hoffman P.F., Li Z.-X. A palaeogeographic context of Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2009, v. 277, p. 158—172.

Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic — Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 240, p. 732—747.

Jenkins R.J.F. The concept of an 'Ediacaran Period' and its stratigraphic significance in Australia // *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 1981, v. 105 (4), p. 179—194.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. A new period for the geologic time scale // *Science*, 2004, v. 305, p. 621—622.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale // *Lethaia*, 2006, v. 39, p. 13—30.

Laflamme M., Darroch S.A.F., Tweedt S.M., Peterson K.J., Erwin D.H. The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 558—573.

Lenton T.M., Boyle R.A., Poulton S.W., Shields-Zhou G.A., Butterfield N.J. Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era // *Nat. Geosci.*, 2014, v. 7, p. 257—265.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precam. Res.*, 2013, v. 236, p. 16—30.

Macdonald F.A., Schmitz M.D., Crowley J.L., Roots C.F., Jones D.S., Maloof A.C., Strauss J.V., Cohen P.A., Johnston D.T., Schrag D.P. Calibrating the Cryogenian // *Science*, 2010, v. 327, p. 1241—1243.

- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L.** Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // *Science*, 2000, v. 288, p. 841—845.
- Murphy M.A., Salvador A.** International stratigraphic guide — an abridged version // *Episodes*, 1999, v. 22, p. 255—271.
- Narbonne G.M.** The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2005, v. 33, p. 421—442.
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G.** The Ediacaran Period // *Geologic Timescale 2012* / Eds. F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg. Boston, Elsevier, 2012, p. 413—435.
- Rice A.H.N., Edwards M.B., Hansen T.A., Arnaud E., Halverson G.P.** Glaciogenic rocks of the Neoproterozoic Smalfjord and Mortensnes formations, Vestertana Group, E. Finnmark, Norway // *The geological record of Neoproterozoic glaciations* / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs 36. Bath, UK, The Geological Society, 2011, p. 593—602.
- 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, № 5, p. 395—398.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D.** The oldest evidence of bioturbation on Earth: Reply // *Geology*, 2013, v. 41, № 5, p. e290.
- Schmitz M.D.** Appendix 2 — Radiometric ages used in GTS2012 // *The Geologic Time Scale 2012* / Eds. F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg. Boston, Elsevier, 2012, p. 1045—1082.
- Sepkoski J.J.** A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity I. Analysis of marine orders // *Paleobiology*, 1978, v. 4, p. 223—251.
- Sepkoski J.J.** A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity II. Early Phanerozoic families and multiple equilibria // *Paleobiology*, 1979, v. 5, p. 222—251.
- Shen B., Dong L., Xiao S., Kowalewski M.** The Avalon explosion: Evolution of Ediacaran morphospace // *Science*, 2008, v. 319, p. 81—84.
- Thompson M.D., Bowring S.A.** Age of the Squantum «tillite», Boston Basin, Massachusetts: U-Pb zircon constraints on Terminal Neoproterozoic glaciation // *Amer. J. Sci.*, 2000, v. 300, p. 630—655.
- Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Knoll A.H.** Neoproterozoic microfossils from the northeastern margin of the East European Platform // *J. Paleontol.*, 2009a, v. 83, p. 161—196.
- Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Knoll A.H.** Neoproterozoic microfossils from the margin of the East European Platform and the search for a biostratigraphic model of lower Ediacaran rocks // *Precam. Res.*, 2009b, v. 173, p. 163—169.
- Waggoner B.M.** Biogeographic analyses of the Ediacara biota: a conflict with paleotectonic reconstructions // *Paleobiology*, 1999, v. 25, p. 440—458.
- Waggoner B.M.** The Ediacaran biotas in space and time // *Integr. Comp. Biol.*, 2003, v. 43, p. 104—113.
- Xiao S., Laflamme M.** On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota // *Trends Ecol. Evol.*, 2009, v. 24, p. 31—40.
- Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C., Li G., Yuan X., Ling H.** The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation // *Precam. Res.*, 2004, v. 130, p. 1—26.
- Xiao S., McFadden K.A., Peek S., Kaufman A.J., Zhou C., Jiang G., Hu J.** Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models // *Precam. Res.*, 2012, v. 192—195, p. 125—141.
- Xiao S., Shen B., Tang Q., Kaufman A.J., Yuan X., Li J., Qian M.** Biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the age of early Neoproterozoic carbonate successions in North China // *Precam. Res.*, 2014, v. 246, p. 208—225.

*Поступила в редакцию
13 ноября 2014 г.*