

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОБИОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ РИФОВОЙ ЭКОСИСТЕМЫ БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2020 г. Л. А. Шмелёва

**Реферат.** Впервые предпринято детальное изотопно-геохимическое исследование карбонатных отложений в разрезе верхнеордовикского рифа Большая Косью (Северный Урал), который в позднеордовикское время располагался в южных приэкваториальных широтах. Установлено, что изотопный состав углерода в изученных породах варьируется в пределах  $-0.29...1.89\%$ , а кислорода —  $+24.16...+29.86\%$ . Построены вариационные кривые  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ . Выявлены нижекларковые содержания Sr и вышекларковые — Ba. Полученные результаты показывают, что характер изменения соотношения изотопов углерода и кислорода хорошо согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления. Рифовая экосистема формировалась при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей ее развитие. Изменения содержания в карбонатах Sr, Ba, изотопов кислорода и углерода, а также вариации литологического состава пород происходили под влиянием региональных и глобальных геологических процессов: скорости прогибания бассейна, тектонических движений блоков фундамента, темпов трансгрессии. В конечном итоге эти процессы приводили к колебаниям уровня моря и изменяли объем жизненного пространства, регулируя, таким образом, состав, размеры и структуру донных сообществ.

*Ключевые слова:* карбонатные породы,  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , Ba, Sr, риф, верхний ордовик, р. Илыч, Северный Урал

## ISOTOPE-GEOCHEMICAL VARIATIONS AS A REFLECTION OF GEOBIOLOGICAL FACTORS IN THE EVOLUTION OF THE LATE ORDOVICIAN REEF ECOSYSTEM BOL'SHAYA KOS'YU (ILYCH RIVER, NORTHERN URALS)

© 2020 L.A. Shmeleva

**Abstract.** For the first time, a detailed isotope-geochemical study of carbonate deposits in the section of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Northern Urals) was undertaken, which was situated in the late Ordovician time within the Southern Equatorial latitudes. The isotopic composition of carbon in the studied rocks varies within  $-0.29...1.89\%$ , and oxygen —  $+24.16...+29.86\%$ . The variational curves  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  are constructed. The below-clarke contents of Sr and the above-clarke content of Ba were revealed. The results obtained show that the nature of the change in the ratio of carbon and oxygen isotopes is in a good agreement with the revealed trend of changes in the conditions of sedimentation. The reef ecosystem was formed during the transgression, which ended by the end of the middle Katian time with a major regression that stopped its development. Changes in the content of Sr, Ba carbonates, oxygen and carbon isotopes, as well as variations in the lithological composition of rocks were influenced by regional and global geological processes: the rate of submersion of the basin, tectonic movements of the basement blocks, the rate of transgression. Ultimately, these processes led to fluctuations in sea level, salinity, and changed the volume of living space, thus regulating the composition, size, and structure of bottom communities.

*Key words:* carbonate rocks,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , Ba, Sr, reef, Upper Ordovician, Ilych River, Northern Urals

**Для цитирования:** Шмелёва Л.А. Изотопно-геохимические вариации как отражение геобиологических факторов в эволюции позднеордовикской рифовой экосистемы Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 94–109. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-8>.

**For citation:** Shmeleva L.A. Isotope-geochemical variations as a reflection of geobiological factors in the evolution of the Late Ordovician reef ecosystem Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals) // Geologicheskii vestnik. 2020. No.2. P. 94–109. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-8>.

## Введение

Рифы как важнейшие источники информации о былых состояниях биосферы являются уникальными объектами исследования. На западном склоне севера Урала в настоящее время известно три верхнеордовикских рифа — Лек-Елец, Бадья и Большая Косью. Лишь один из них — риф Большая Косью на Северном Урале — практически не затронут процессами доломитизации, что делает его уникальным геологическим объектом палеоэкологического изучения развития позднеордовикской рифовой экосистемы Урала. Первые упоминания о присутствии на Северном Урале биогермных известняков верхнего ордовика принадлежат А.Г. Кондидайн [1967]. Позднее риф Большая Косью изучался А.И. Антошкиной [1992а, 1994], впервые проследившей в структуре рифа смену стадий развития палеосообществ. В настоящее время установлены разнофациальный палеоландшафтный профиль рифа [Шмелёва, 2014] и отчетливо выраженная рифовая экологическая сукцессия, состоящая из четырех стадий (стабилизации, колонизации, диверсификации и климакса), характеризующих зрелый экологический риф [Шмелёва, 2016]. Впервые такая модель развития рифовой экосистемы была разработана на среднеордовикских органогенных постройках Теннесси [Alberstadt et al., 1974; James, Bourque, 1992] и, по мнению А.И. Антошкиной [2003], она наилучшим образом отражает процесс постепенного формирования рифов — от зарождения до угасания. Кроме того, в структуре рифа Большая Косью автором впервые на Урале выявлены позднеордовикские сфинктозоа [Шмелёва, 2016], которые не были типичными каркасостроителями рифов этой эпохи [Talent, 1988; Webby, 2002; Li et al., 2015]. Поскольку рифовые образования представляют собой своеобразные объекты, в формировании которых тесно взаимодействуют и переплетаются геологические и биологические факторы, выявление следов изменения окружающей среды и ответной реакции экосистемы является неотъемлемой частью исследований эволюции рифовых экосистем в истории Земли. Наиболее показательным при этом является изучение содержания в карбонатах стронция и бария, как палеобиогеохимических индикаторов изменения условий осадконакопления, и изотопного состава углерода и кислорода, резкие отклонения на временном тренде которых отражают перестройки в глобальном биогеохимическом цикле и являются финальным выражением масштабных и быстрых изменений в окружающей среде [Scholle,

Arthur, 1980]. Они могут быть связаны с изменением интенсивности выветривания, циркуляции глобальных океанических потоков, уровня моря, температуры и климата, периодами повышенного накопления органического вещества, массовым вулканизмом и т. д. [Veizer et al., 1980; Knoll et al., 1986; Kump, Arthur, 1999].

Выявление литолого-геохимических следов изменения окружающей среды и ответной реакции рифовой экосистемы на них составляет цель настоящей статьи.

## Материалы и методы

Объектом для данного исследования послужил разрез верхнеордовикского рифа Большая Косью на Северном Урале (бассейн р. Илыч), представленный более чем 200 образцами горных пород и фауны, шлифами, более чем 100 химическими, спектроскопическими и изотопными анализами. В мировой практике при изучении изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах применяются как раковины брахиопод и фораминифер, так и микритовая часть карбонатов. В статье приводятся результаты исследований микритовой части карбонатов, которая высверливалась из образца. Определения изотопного состава углерода и кислорода осуществлялись на масс-спектрометре Delta V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  даны в промилле относительно стандарта PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  — стандарта SMOW. Ошибка определений  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  не превышает  $\pm 0.1\%$  ( $1\sigma$ ). Изотопным исследованиям предшествовало литологическое и химическое (Ca, Mg, Fe, Mn и Sr) изучение карбонатов, которое позволило выявить образцы, подвергшиеся существенным постседиментационным изменениям, и исключить их из дальнейшей обработки полученного материала. Содержания Ca, Mg, Fe и Mn в карбонатной составляющей определялись весовым, а Ba и Sr — эмиссионным количественным спектральным методом. Погрешность измерений составляла не более 10%. Все работы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

## Краткая геологическая и палеогеографическая характеристика региона исследований

Север Урала, включающий западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, является восточной частью Тимано-Североуральского

региона (= Печорская плита), который в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, относящемся к северо-восточной части Европейской платформы. История его развития в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Позднеордовикский этап развития региона характеризовался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными трактами (сандбийский век и раннекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекатийское время), сменившихся в позднекатийское время глинисто-карбонатными трансгрессивными трактами с разнообразным комплексом бентосной фауны. Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супра- до сублиторальных [Антошкина, Шмелёва, 2018].

Риф Большая Косью расположен на территории Печоро-Ильчского биосферного заповедника,

в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Ильч (рис. 1, фиг. 1–3). Он с тектоническим контактом залегает на слоистых глинистых сланцах, аргиллитах и известняках большекосьюнской свиты, возраст которой датируется конодонтами *Baltoniodus alobatus* как сандбий – ранний катий [Антошкина и др., 2017]. Перекрывающие риф слоистые комковатые известняки яптикшорской свиты с брахиоподами *Proconchidium cf. münsteri* (Kiaer) имеют позднекатийский возраст [Антошкина, 1992б; Шмелёва, 2016]. Палеогеографическое положение рифа в позднем ордовике соответствовало окраине карбонатной платформы-шельфа и было сходно с позицией рифов Лек-Елец и Бадья на Полярном и Приполярном Урале [Антошкина и др., 2015].

### Строение и палеоэкологические особенности рифа Большая Косью

В строении рифа выделены 4 интервала, соответствующие фазам/стадиям его формирования [Шмелёва, 2016] (рис. 2).

Интервал I (пачка 1, 17 м) представлен массивными биокластовыми пакстоунами, в которых отмечаются небольшие линзы и скопления табулят,

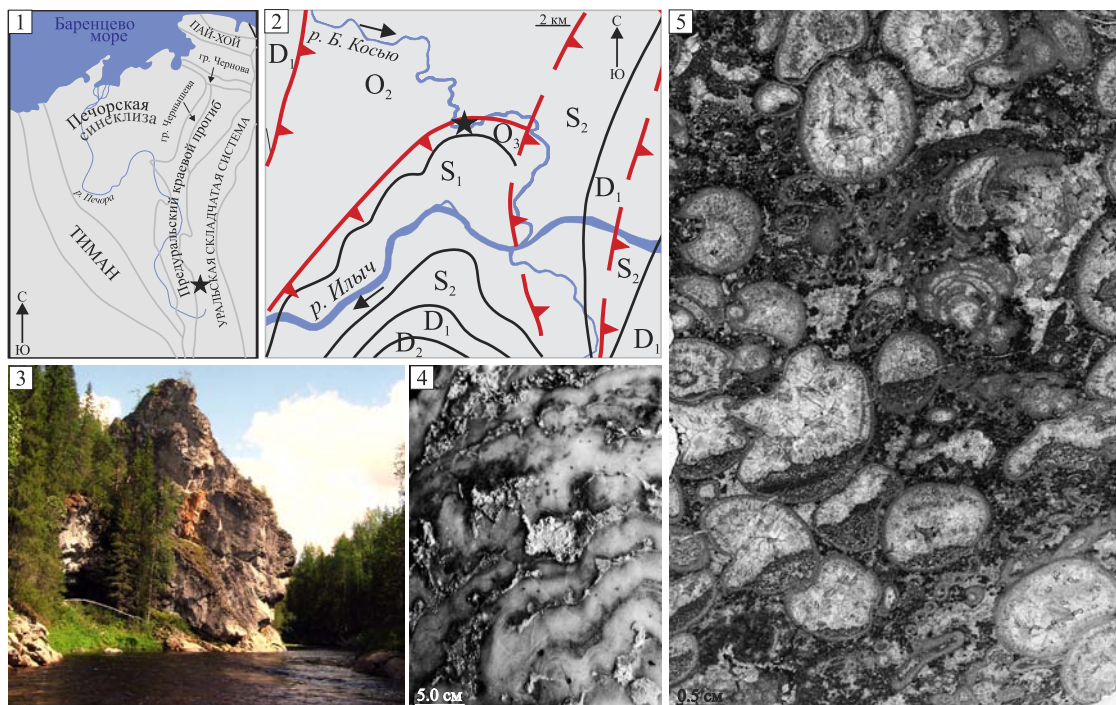


Рис. 1. Местонахождение (1, 2), характер выходов (3) и наиболее типичные губки рифа Большая Косью (4 — строматопороидеи *Clathrodictyon*, 5 — сфинктозоа *Corymbospongia*)

Fig. 1. The location (1, 2), the character of outcrops (3) and the most typical sponges of the Bol'shaya Kos'yu reef (4 — stromatoporoidea *Clathrodictyon*, 5 — sphinctozoa *Corymbospongia*)



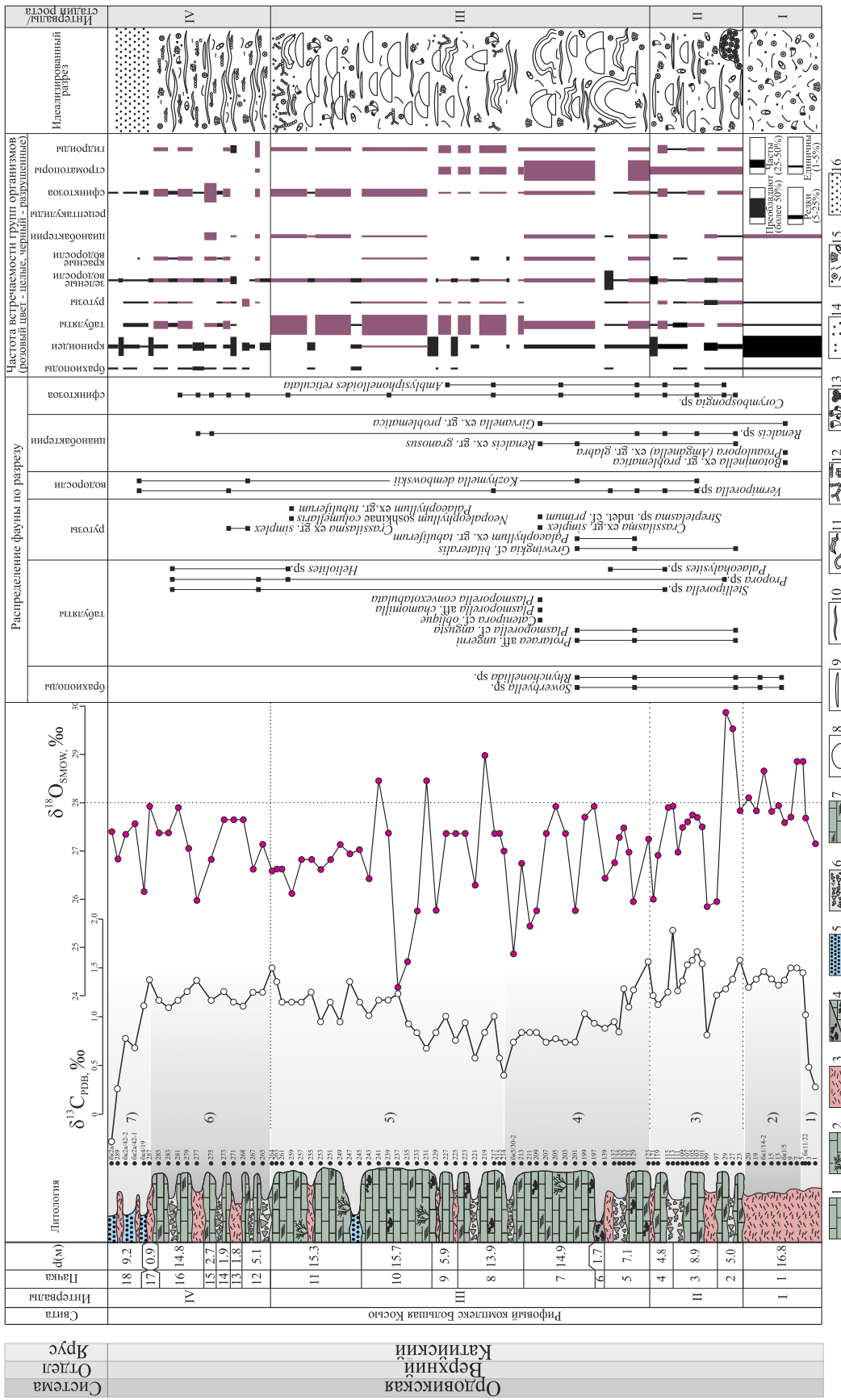


Рис. 2. Характеристика строения рифа Большая Косья

Условные обозначения: 1 — фреймстоуны; 2 — бифлестоуны; 3 — биокластовые пакстоуны; 4 — пеллоидные пакстоуны; 5 — биолитокластовые пакстоуны; 6 — литокластовые рудетоуны; 7 — вакутоуны; 8, 9 — табуляты; 8 — куполовидные, 9 — пластинчатые; 10, 11 — строматопороиды; 10 — удлиненно-пластинчатые, 11 — массивные; 12 — сфинктозоа; 13 — одиночные и колониальные ругозы; 14 — гидроиды; 15 — скелетные остатки организмов; 16 — биолитокластовые пакстоуны с вадозным цементом.

Fig. 2. The structural features of the Bol'shaya Kos'yu reef

Legend: 1 — framestones; 2 — bafflestones; 3 — bioclastic packstones; 4 — peloid packstones; 5 — bioliticlastic grainstones; 6 — lithoclastic rudstones; 7 — wackstones; 8, 9 — colony of tabulate corals; 8 — dome-shaped, 9 — laminated; 10, 11 — colony of stromatoporoidea: 10 — bladed, 11 — massive; 12 — sphinctozoa; 13 — solitary and colonial rugosites; 14 — hydroids; 15 — skeletal remains of organisms; 16 — bioliticlastic greenstones with vadose cement.

ругоз и брахиопод. Скелетный биокластовый материал в пакстоунах в основном представлен члениками криноидей, реже встречаются зеленые водоросли и представители цианобактериального сообщества *Girvanella* – *Renalcis* – *Botominella* – *Proaulopora* (стадия стабилизации).

В интервале II (пачки 2–4, 19 м) появляются изолированные биогермные тела, достигающие 3–5 м в высоту. Они сложены массивными фреймстоунами, в которых каркасообразующие организмы представлены строматопороидеями *Clathrodictyon* (см. рис. 1, фиг. 4) и *Cystostroma*, колониальными ругозами *Palaeophyllum*, куполовидными и пластинчатými колониями гелиолитид *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*. В межкаркасных полостях, часто защищенных от активного волнового воздействия, присутствуют зеленые и красные водоросли, цианобактерии *Girvanella*, *Renalcis*, сфинктозойные губки (см. рис. 1, фиг. 5) и гидроиды (стадия колонизации). Межбиогермное пространство заполнено биокластовыми пакстоунами, биогермными литокластовыми рудстоунами и реже вакстоунами.

Интервал III (пачки 5–11, 75 м) выделяется в разрезе многочисленными рифовыми ядрами из тесно расположенных биогермов высотой 3–10 м, которые сформированы разнообразными каркасными организмами: строматопороидеями *Clathrodictyon*, *Cystostroma*, *Ecclimadictyon*; гелиолитидами *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*, *Protaraea*; цианобактериями *Girvanella*, *Renalcis* и зелеными дазикладиевыми водорослями. В межкаркасных полостях в большом количестве наблюдаются сфинктозоа, соленопоры, одиночные и колониальные ругозы, табуляты *Catenipora* и *Palaeohalysites*, а также мшанки, иглокожие, красные водоросли. В кровле данного интервала в биогермах участками присутствуют бафлстоуны из сложно ветвящихся полипов гидроидов *Fistulella* и таллитов зеленых водорослей *Vermiporella*, пространство между которыми заполнено известковым микритом и фрагментами водорослей, брахиопод, криноидей и мшанок. На склонах биогермов преобладают биокластовые пакстоуны и биогермные литокластовые рудстоуны, редко присутствуют линзочки пелоидных пакстоунов и вакстоунов (стадия диверсификации).

Интервал IV (пачки 12–18, 26 м) характеризуется обилием биокластовых пакстоунов и биогермных литокластовых рудстоунов, среди которых локально выделяются небольшие линзовидные биогермные постройки мощностью до 3 м. Они сложены преимущественно фреймстоунами, в которых каркасостроителями выступают уже пластинчатые

колонии табулятоморфных кораллов и сфинктозоа *Corymbospongia* в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* (стадия климакса). В верхней части интервала (пачка 18) отмечаются плитчатые биолитокластовые грейнстоуны из хорошо окатанных обломков биокластовых пакстоунов и вакстоунов, пелоидов и фрагментов разных организмов, для которых характерно обрастание и сверление водорослями – эндолитами (микроскопические бентосные водоросли). Вокруг зерен часто наблюдаются зонки размером до 0.3 мм из заостренных кристаллов кальцита удлиненной скаленоэдрической или ромбоэдрической формы, растущие нормально и субнормально к поверхности зерен (морской вадозный цемент типа «dogtooth» [Flügel, 2004]).

### Литолого-геохимические данные

*Нерастворимый остаток* карбонатных пород является показателем чистоты их химического состава и, соответственно, гидродинамического режима. Все известняки рифа Большая Косью характеризуются незначительным содержанием нерастворимого остатка: от 0.18 до 0.51% во фреймстоунах и бафлстоунах, от 0.10 до 0.43% в биокластовых и пелоидных пакстоунах, от 0.23 до 0.35% в литокластовых рудстоунах, около 0.67% в биолитокластовых грейнстоунах и, наконец, от 0.71 до 1.10% в вакстоунах. *Стронций*. Данные по геохимии стронция показывают, что максимальные его содержания имеются в современных рифах, а в ископаемых количество Sr в 3–6 раз ниже кларкового для карбонатов [Юдович и др., 1980]. Полученные значения по Sr в известняках варьируют в пределах 80.0–340.0 г/т. Его минимальные концентрации (80.0–130.0 г/т) приурочены к фреймстоунам и бафлстоунам, более высокие — отмечаются в биокластовых и пелоидных пакстоунах, биолитокластовых грейнстоунах (135.0–150.0 г/т) и литокластовых рудстоунах (150.0–160.0 г/т), повышенные значения (210.0–340.0 г/т) характерны для вакстоунов. В целом содержание стронция в известняках ниже кларка (по А.А. Беусу [Перельман, 1989]) более чем в 2 раза. *Барий* относится к элементам, указывающим на высокую биопродуктивность. Содержание Ba в известняках несколько превышает кларк для карбонатных пород (по А.А. Беусу [Перельман, 1989]). В вакстоунах количество Ba составляет 21.0–24.0 г/т, в биогермных известняках (фреймстоунах и бафлстоунах), литокластовых рудстоунах и биокластовых пакстоунах — около

15.0–16.0 г/т, а в биолитокластовых грейнстоунах и пелоидных пакстоунах — менее 15 г/т.

Как показывают многочисленные исследования, карбонатные породы способны сохранить близкий к первичному изотопный состав углерода, однако постседиментационные процессы, как поверхностные, так и глубинные, могут изменять начальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , обычно в сторону более низких [Kaufman, Knoll, 1995; Хабаров и др., 1999; Покровский и др., 2006]. Поэтому при изучении изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах проводится оценка степени постседиментационных преобразований пород. Считается, что одним из наиболее надежных методов является геохимический [Brand, Veiser, 1981; Виноградов, 2007]. При разделении образцов на измененные и неизмененные обычно применяются следующие критерии: значения Mn/Sr, характерные для неизмененных известняков, не должны превышать 5, а значения Fe/Sr — 20 [Хабаров и др., 1999]. Изу-

ченные известняки в полной мере удовлетворяют геохимическим критериям сохранности (Mn/Sr < 0.96, Fe/Sr < 2.28 и Mg/Ca < 0.088). Однако, поскольку величины Mn/Sr и Fe/Sr в разрезе представлены отрывочно и в карбонатах зависят от первичного содержания этих элементов в океанической воде, во время постседиментационных преобразований происходит изменение концентраций Mn, Fe в большую сторону и Sr — в меньшую, было выполнено комплексное литолого-геохимическое изучение разреза, в котором решающую роль в выявлении подвергшихся постседиментационным изменениям пород в первую очередь играли литологические исследования. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  во всех изученных образцах больше 20‰, что также свидетельствует о хорошей сохранности первичного изотопного состава [Кулешов, 2001].

В изученном разрезе  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  варьирует в пределах  $-0.29...+1.89\text{‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$   $+24.16...+29.86\text{‰}$  (таблица).

Таблица

Изотопный состав углерода и кислорода и геохимическая характеристика карбонатных пород рифа Большая Косью

Table

Isotopic composition of carbon and oxygen and geochemical characteristics of carbonate rocks of the reef Bol'shaya Kos'yu

№ образца	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}, \text{‰}$	№ образца	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}, \text{‰}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.68	0.48	0.015	0.28	27.14	214	–	–	–	0.40	27.00
3	0.47	0.33	0.008	0.48	27.34	215	–	–	–	0.58	27.37
11/22	0.64	0.45	0.007	1.01	27.69	217	–	–	–	1.03	27.37
5	0.61	0.43	0.009	1.50	28.84	219	–	–	–	0.83	28.98
7	–	–	–	1.50	28.84	221	–	–	–	0.58	26.30
9	0.67	0.48	0.011	1.50	27.70	223	–	–	–	0.93	27.37
1/5	0.72	0.51	0.007	1.37	27.59	225	0.77	0.55	0.033	0.76	27.37
13	–	–	–	1.31	27.93	227	–	–	–	1.03	27.37
15	0.69	0.49	0.015	1.39	27.82	229	–	–	–	0.83	25.77
1/14-2	–	–	–	1.46	28.66	231	–	–	–	0.68	28.45
19	–	–	–	1.39	27.82	233	–	–	–	0.83	25.77
20	–	–	–	1.30	28.10	235	–	–	–	0.93	24.70
23	–	–	–	1.58	27.82	237	–	–	–	1.23	24.16
27	–	–	–	1.39	29.52	239	–	–	–	1.17	27.37
29	–	–	–	1.29	29.86	241	–	–	–	1.17	28.45
97	–	–	–	1.22	25.96	243	–	–	–	1.04	26.42
99	–	–	–	0.81	25.86	245	0.57	0.40	0.008	1.15	27.03
101	0.60	0.43	0.029	1.54	27.50	247	0.83	0.59	0.008	1.36	26.93
103	0.68	0.48	0.008	1.67	27.70	249	–	–	–	0.94	27.13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
105	–	–	–	1.58	27.73	251	–	–	–	1.15	26.82
107	0.40	0.28	0.031	1.53	27.60	253	0.68	0.48	0.019	0.94	26.62
109	–	–	–	1.37	27.49	255	–	–	–	1.25	26.82
111	–	–	–	1.27	26.98	257	–	–	–	1.15	26.82
113	–	–	–	1.89	27.92	259	–	–	–	1.15	26.11
115	2.9	0.48	0.038	1.25	27.90	261	–	–	–	1.15	26.62
119	–	–	–	1.12	26.91	263	–	–	–	1.36	26.62
121	–	–	–	1.21	26.00	264	–	–	–	1.50	26.59
123	–	–	–	1.57	27.24	265	–	–	–	1.25	27.13
129	–	–	–	1.28	25.96	267	0.74	0.35	0.008	1.25	26.62
131	–	–	–	1.10	26.98	268	0.83	0.59	0.022	1.11	27.64
133	–	–	–	1.29	27.49	271	–	–	–	1.15	27.64
135	0.43	0.61	0.012	0.84	27.29	273	1.6	0.38	0.012	1.26	27.64
137	–	–	–	0.95	26.78	275	–	–	–	1.17	26.82
139	0.37	0.85	0.018	0.88	26.43	277	–	–	–	1.38	25.98
197	1.36	0.96	0.015	0.93	27.91	279	0.61	0.43	0.01	1.26	27.05
199	0.49	0.35	0.025	1.03	27.70	281	–	–	–	1.17	27.91
201	0.83	0.59	0.025	0.73	25.77	283	–	–	–	1.09	27.37
203	0.73	0.51	0.016	0.73	27.37	285	–	–	–	1.17	27.37
205	–	–	–	0.78	27.91	287	0.47	0.33	0.079	1.38	27.91
207	0.72	0.51	0.017	0.73	27.37	4/19	0.47	0.33	0.088	1.11	26.17
209	–	–	–	0.83	25.77	2a/42-1	1.32	0.21	0.027	0.69	27.57
211	2.28	0.45	0.024	0.83	25.45	2a/42-2	–	–	–	0.78	27.33
213	–	–	–	0.83	26.84	289	0.47	0.33	0.027	0.26	26.81
5/30-2	–	–	–	0.73	24.88	2a/41	0.32	0.23	0.044	-0.29	27.40

*Примечание.* Содержания элементов приведены в массовой доле и выражены в процентах. Прочерк — нет анализа.

*Note.* The contents of the elements are given in the mass fraction and expressed as a percentage. Dash — no analysis.

**Углерод.** С-изотопная характеристика карбонатных пород по разрезу демонстрирует семь уровней отличающихся значений (см. рис. 2): 1) нижняя часть интервала I (4 м) — общее увеличение положительных значений  $\delta^{13}\text{C}$  (0.28–1.50‰), 2) верхняя часть интервала I (12.8 м) — преобладают устойчивые положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  около 1.4‰ (1.30–1.50‰), 3) интервал II (18.7 м) — положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (0.81–1.89‰) с многочисленными экскурсами амплитудой 0.5–0.8‰ в стороны положительных и отрицательных значений на вариационной кривой, 4) нижняя часть интервала III (27.7 м) — устойчивое понижение  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.57 до 0.4‰, 5) верхняя часть интервала III (46,7 м) — увеличение положительных значений  $\delta^{13}\text{C}$  (0.58–1.50‰), 6) нижняя часть интервала IV (27 м) — устойчивые положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  1.25‰ (1.11–1.38‰) и, наконец, 7) верхняя часть интервала IV (9,2 м) — общее понижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.38 до –0.29‰.

**Кислород.** Величины  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах практически по всему разрезу являются несколько пониженными (24.16–27.50‰). Лишь в породах интерва-

ла I, в нижней части интервала II и верхней части интервала III изотопно-кислородные значения достигают значений 28.00–29.86‰, характеризующих типичные нормально-морские обстановки.

### Обсуждение результатов

Рифообразование в палеозое на севере Урала было тесно связано с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана [Антошкина, 2003]. В позднем кембрии – раннем ордовике произошел раскол позднекембрийского Европейско-Сибирского континента и сформировалась глобальная Урало-Монгольская рифтовая система. Раскрытие Палеоуральского океана привело к формированию пассивной окраины Восточно-Европейского континента и образованию Печорской плиты [Юдин, Дедеев, 1987; Пучков, 2010]. В раннем ордовике на данной территории преобладало терригенное осадконакопление, которое происходило в континентальных условиях на обширной аллювиальной равнине [Дембовский и др., 1990]. Начиная со второй половины среднего



ордовика вся территория плиты была охвачена общим прогибанием, что на фоне наиболее обширной во всем фанерозое трансгрессии, соответствующей периоду экстремального эвстатического повышения уровня мирового океана и максимальному за всю историю Земли распространению эпиконтинентальных морей [Hallam, 1992; Каныгин, 2001; Webby et al., 2004], привело к быстрому проникновению в пределы плиты морского бассейна [Пучков, 2010]. В результате поступление терригенного материала с суши значительно ослабло [Объяснительная..., 1996] и на Северном Урале проявилось в накоплении терригенно-карбонатной большекосьюнской свиты [Антошкина и др., 2017]. В позднем ордовике на восточной (в современных координатах) окраине Европейской платформы, располагавшейся в течение позднего ордовика – раннего девона в пределах северных приэкваториальных широт [Scotese et al., 2015], начала формироваться карбонатная платформа-шельф. В условиях подвижной гидродинамики накапливались биокластовые пакстоуны (интервал I, *стадия стабилизации*) (см. рис. 2), скелетный материал в которых формировался в основном за счет криноидей, являющихся в палеозое одной из основных групп животных, способных перерабатывать кальций из морской воды и осаждают его в виде кальцита. Известно, что в биогермных сообществах темпы протекания этих процессов обычно играют определяющую роль в развитии рифа как структуры. Дело в том, что в кальцитовых морях фанерозоя, и в частности, ордовика [Flügel, 2004], первичный цемент в порах грунта имел преимущественно кальцитовый состав. Он легко образовывался на обломках монокристаллических скелетов иглокожих, служивших в этом случае затравкой, и быстро цементировал детрит в единую монолитную массу. Это приводило как к формированию на первоначальном этапе стабильного твердого дна, так и к быстрой и сильной консолидации рифового тела и позднее околорифовых отложений. Стабилизации подвижного осадка, изначально непригодного для заселения прикрепленными бентосными организмами, также способствовало присутствие цианобактериальных сообществ *Girvanella*, *Renalcis*, *Botominella*, *Proaulopora* и водорослей *Vermiporella*. Отмечающиеся в верхней части интервала I небольшие линзы и скопления табулят, ругоз и брахиопод указывают здесь лишь на возможные условия для формирования органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате — небольшие глубины, нормальную соленость, обилие света, подвижность водной среды. Кривая изменения средних значений  $\delta^{13}\text{C}$

демонстрирует в нижней части интервала I (4 м) практически прямолинейное увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.28‰ до 1.45‰, а в его верхней части (12.8 м) характеризуется положительными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  около 1.4‰ с незначительными вариациями (от 1.3‰ до 1.5‰). Средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  практически не изменяются и колеблются в пределах от 27.14‰ до 28.84‰. Положительный сдвиг значений  $\delta^{13}\text{C}$  в нижней части интервала I, вероятно, был связан с притоком свежих порций морской воды при трансгрессии и общим увеличением биопродуктивности, что, возможно, было обусловлено проявлением окраинного-шельфового апвеллинга. Несколько превышенное относительно кларка содержание Ва в известняках при практически полном отсутствии нерастворимого остатка (около 0.1–0.5%) также может быть связано с повышенной биопродуктивностью вод. На рубеже раннего и среднего ордовика произошло резкое увеличение количества кислорода в атмосфере и его концентраций в гидросфере, а также формирование озонового экрана, защищающего живые организмы от летальных концентраций коротковолновой части солнечного излучения на поверхности Земли и в эвфотических зонах акваторий. Это в конечном итоге привело к массовому расцвету фитопланктона [Каныгин, 2001; Webby et al., 2004], который усваивает Ва в процессе метаболизма [McManus et al., 1999; Brumsack, 2006], в результате может происходить обогащение осадка этим микроэлементом. Стабильные положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в верхней части интервала могут свидетельствовать об устойчивых условиях и формировании окончательного облика карбонатной платформы-шельфа с четко выраженной бровкой, где возникли благоприятные условия для формирования органогенных построек. В целом распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в интервале соответствует осадконакоплению в нормально-морских условиях.

Первыми способными формировать каркасную структуру рифостроителями были строматопоридеи *Clathrodictyon* и *Cystostroma*, колонии ругоз *Palaeophyllum*, куполовидные и пластинчатые колонии гелиолитид *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*. Вместе с зелеными и красными водорослями, цианобактериями *Girvanella*, *Renalcis*, сфинктозойными губками и гидроидами они формировали каркасную структуру небольших (3–5 м в высоту) биогермных построек (интервал II, *стадия колонизации*) (см. рис. 2). В их межкаркасных полостях накапливались биокластовые пакстоуны и литокластовые рудстоуны. Вертикальный рост рифа на этом этапе,



вероятно, лимитировался уровнем моря (и его колебаниями), что приводило к ограничению жизненного пространства и низкому разнообразию организмов-каркастроителей. Хотя породы этого интервала характеризуются положительными величинами  $\delta^{13}\text{C}$  (0.81–1.89‰), кривая их изменения имеет многочисленные экскурсы амплитудой 0.5–0.8‰ в стороны положительных и отрицательных значений. Такие отклонения более мелкого порядка могут свидетельствовать, с одной стороны, об изменении изотопного состава углерода  $\text{CO}_2$  атмосферы во времени, сезонных и суточных колебаниях температуры и т. д. [Кулешов, 2001], что в условиях меняющегося позднеордовикского климата несомненно могло происходить [Webby et al., 2004]. С другой стороны, подобные изменения  $\delta^{13}\text{C}$  могут говорить о некотором изменении условий седиментации, отражающих даже незначительные колебания уровня моря. Они могли быть обусловлены как локальными тектоническими движениями блоков фундамента на окраине карбонатной платформы в позднем ордовике [Тимонин, 1998; Антошкина, 2011], так и изменением высоты водного столба при потеплении и похолодании, которое часто происходит с перерывами и некоторыми колебаниями [Девев, 2010]. Характер изменения величины  $\delta^{18}\text{O}$  при этом несколько отличается (см. рис 2). В основании интервала II (пачка 2) происходит постепенное утяжеление изотопного состава кислорода от 27,82 до 29,86‰. Выше (пачки 3 и 4) изотопно-кислородные значения напротив понижаются до 25.86–27.90‰. Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], появление низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  может быть следствием влияния более высоких температур вод палеоводоёма по сравнению с условиями седиментации в нормальных морских бассейнах. Так, при изменении температуры воды на  $5^\circ\text{C}$  при условии постоянства изотопного состава морской воды значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются на 1‰ соответственно [Фор, 1989; Jaffrés et al., 2007]. Таким образом, для карбонатов, характеризующихся изотопным составом кислорода  $\delta^{18}\text{O} \cong 26\text{‰}$ , температуры водоёма должны были составлять около  $40^\circ\text{C}$ , что, по-видимому, мало соответствует условиям формирования рифов. Возможно, такие значения могли быть обусловлены незначительным опреснением бассейна седиментации, наиболее сильно проявляющемся в эпиконтинентальных морях при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами [Кулешов, 2001]. В этом случае разница со среднеокеаническими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  обычно

составляет 1–2‰ [Изох и др., 2009]. Также наблюдается зависимость изотопного состава кислорода от географического расположения бассейна седиментации — в экваториальных условиях величины  $\delta^{18}\text{O}$  обычно существенно выше, чем в высоких широтах [Jaffrés et al., 2007]. Вполне вероятно, что пониженные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в первично известковых осадках, формировавшихся в палеобассейне, располагавшемся в позднем ордовике в приэкваториальных широтах, могут служить подтверждением его опреснения. На возможное опреснение водоёма также указывают концентрации стронция ниже кларковых во всех изученных карбонатах, поскольку при длительном контакте рифовых образований с водами бассейна и метеорными водами происходит их обеднение стронцием вследствие выноса из них этого элемента [Юдович и др., 1980; Летникова, 2005]. Севернее, на территории Приполярного Урала и прилегающей части Предуралья краевого прогиба, в настоящее время выделена среднеашгильская сульфатно-карбонатная субформация с градациями, отражающими разнообразие осадконакопления в это время: бадьяюская (риф Бадья), верхнемалотавротинская (зарифовая) и западная, в Косью-Роговской впадине кочмеская (карбонатно-сульфатная) [Антошкина, 2006]. Подобная ситуация в это время существовала и на территории Северного Урала и Верхнепечорской впадины Предуралья краевого прогиба. В обстановке аридного климата в условиях дифференцированной карбонатной платформы-шельфа в проксимальной части (окраина шельфа) морского бассейна формировались карбонатные отложения с образованием органогенных известняков (риф Большая Косью). При их взаимодействии с метеорными и глубинными водами в приповерхностных условиях могло происходить некоторое опреснение вод. По мере удаления активное испарение постепенно приводило к последовательному повышению солёности и, соответственно, последовательной смене биогенных в своей основе известняков на пелитоморфные микрозернистые биохемотропные известняки и доломиты, сульфаты.

В интервале III происходит смена пионерного сообщества таксономически более разнообразным, что характеризует *стадию диверсификации* рифового сообщества (см. рис. 2). Строматопоридеи *Clathrodictyon*, *Cystostroma*, *Ecclimadictyon*, разнообразные гелиолитиды — *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*, *Protaraea*, цианобактерии *Girvanella*, *Renalcis* и зеленые водоросли строили массивные биогермные тела высотой до 10 м. В них в большом

количестве поселялись сфинктозоа и соленопоры, одиночные и колониальные ругозы, табуляты *Catenipora* и *Palaeohalysites*, а также мшанки, иглокожие, красные водоросли, реже гидроиды в ассоциации с цианобактериями *Ikella*. Широкое разнообразие типов биогермных известняков наряду с родовым и видовым разнообразием организмов-каркасостроителей и формированием самых крупных рифовых ядер свидетельствуют о благоприятных для развития рифовых сообществ условиях осадконакопления — постепенном повышении уровня моря, которое способствовало расширению экологического пространства. Распределение величин стабильных изотопов углерода и кислорода в данном интервале неравномерное. Так, в известняках нижней части интервала на углеродно-изотопной кривой наблюдается устойчивое понижение значений от 1.57 до 0.4‰, а кислородно-изотопная кривая характеризуется отрицательной экскурсией от 27.91 до 24.88‰. Такое изменение величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , вероятно, имело сугубо локальное значение и могло быть связано с опреснением бассейна. Можно предположить, что на данном этапе скорость вертикального роста рифа была выше или равна скорости подъема уровня моря, в результате при приближении вершин растущих биогермов к поверхности океана происходил привнос с метеорными осадками изотопно-легкой воды. Вертикальный рост рифа обеспечивался за счет присутствия в качестве основных каркасостроителей таких видов строматопороидей как *Clathrodictyon* и *Ecclimadictyon*, характеризующихся большой долей порового пространства внутри скелета колоний и относящихся за счет этого к относительно быстрорастущим [Copper, Jin, 2012]. В биогермных известняках верхней части интервала наблюдается увеличение положительных значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.58 до 1.4‰ и неравномерное распределение величины  $\delta^{18}\text{O}$ , характеризующееся многочисленными экскурсиями амплитудой 2.5–4‰ в стороны положительных и отрицательных значений. В целом величина  $\delta^{18}\text{O}$  здесь изменяется от 24.16 до 28.98‰, что говорит о возможном формировании отложений в условиях колебания солёности. Утяжелению изотопного состава карбонатного углерода на этом этапе, вероятно, способствовали более быстрые темпы повышения уровня моря и, соответственно, более мощный приток свежих порций морской воды. Он снижал вклад континентальных и метеорных вод с их легким углеродом и одновременно приводил к утяжелению изотопного состава кислорода до нормально морских значений. В пользу этого также свидетельствует

постепенная смена в этом интервале преимущественно микробно-строматопороидного рифового сообщества (нижняя часть интервала III) крупными кораллами в ассоциации с водорослями и цианобактериями (верхняя часть интервала III). Колонии строматопороидей в присутствии обилия кораллов уменьшаются в размерах до 5–10 см в поперечнике, что свидетельствует об их угнетении. Вероятно, это может быть объяснено тем, что при трансгрессии рост «вдогонку» (благоприятный для роста кораллов) становится преобладающим [Ивановский и др., 1997]. Согласно [Scrutton, 1998], палеозойские кораллы по сравнению со строматопороидеями в целом имеют больший диапазон и гибкость форм роста и занимают более широкую фундаментальную экологическую нишу. При этом и те, и другие могли существовать как в нормально-морских условиях, так и выдерживать колебания солёности [Scrutton, 1998; Даутова, 2011].

Для интервала IV характерно увеличение в разрезе количества биокластовых пакстоунов и литокластовых рудстоунов, которые, наряду с линзовидной формой и небольшой мощностью органогенных построек, свидетельствуют о снижении темпов повышения уровня моря и формировании отложений в более мелководных обстановках. Биогермы строились преимущественно пластинчатыми колониями табулятоморфных кораллов и сфинктозоа *Corymbospongia* в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* (стадия климакса) (см. рис. 2). Согласно [Flügel, 2004], наличие последних также указывает на обстановки теплого морского бассейна глубиной до 20 м. Величина стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  характеризуется здесь относительной однородностью. Так, для  $\delta^{13}\text{C}$  характерны устойчивые положительные значения около 1.25‰ (1.11–1.38‰), а  $\delta^{18}\text{O}$  изменяется от 25.98 до 27.91‰, что соответствует осадконакоплению в морских условиях с незначительным опреснением [Кулешов, 2001]. Вероятно, в это время биогермы формировались у поверхности моря, что может говорить о некоторой стабилизации его уровня. На современных рифах в таких условиях каркасообразующие организмы испытывают комплексный физический стресс совместного действия перегрева, резких изменений солёности, избыточной освещенности и интенсивного волнения, в результате чего уровень доминирования в сообществах оказывается весьма высок [Ditlev, 1978; Даутова, 2011]. При этом доминантами неизбежно оказываются виды, устойчивые к комплексному действию неблагоприятных

факторов среды. В нашем случае к ним относятся сфинктозойные губки, которые совместно с пластинчатыми табулятами *Propora*, цианобактериями и водорослями формировали небольшие органогенные постройки [Шмелёва, 2018]. При отсутствии внешних неблагоприятных факторов экосистема на этой стадии развития могла находиться достаточно долго. Биолитокластовые грейнстоуны с вадозным цементом в верхней части интервала IV (кровля рифа) характеризуют субаэральную обстановку [Flügel, 2004] и фиксируют начало регрессии, которая, вероятно, стала причиной прекращения развития рифа. В пользу этого также свидетельствуют резкое понижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.38 до  $-0.29\text{‰}$  и понижение содержания изотопного состава кислорода до 26.17‰, что может указывать на изменение тропности вод и обеднение их биогенами, обусловленные совместными процессами регрессии и спрединга в Палеоуральском океане в конце среднего катия. Океанический спрединг начался не позднее карадока [Пучков, 2010], соответствующего в настоящее время сандбийскому ярусу верхнего ордовика.

### Заключение

Приведенные выше данные показывают, что в рифовых карбонатных породах р. Б. Косью изотопные составы углерода варьируют в пределах  $-0.29\text{‰}$ ... 1.89‰, а кислорода —  $+24.16\text{‰}$ ...  $+29.86\text{‰}$ . Характер изменения соотношения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  хорошо согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления. Рост рифа происходил при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей его развитие. Колебания уровня моря, обусловленные тектоническими движениями, которые могли быть вызваны локальными движениями блоков фундамента на окраине карбонатной платформы, а также неравномерная скорость самой трансгрессии приводили к периодическим изменениям соотношения величин стабильных изотопов кислорода и углерода.

Величина  $\delta^{18}\text{O}$  распределена по разрезу относительно равномерно и практически везде характеризуются пониженными значениями (24.16–27.50‰). Исключением являются интервал I, нижняя часть интервала II и верхняя часть интервала III, где  $\delta^{18}\text{O}$  периодически достигают значений 28.00–29.86‰, характеризующих нормально-морские обстановки.

Наиболее показательно изменяются значения  $\delta^{13}\text{C}$ . В нижней части интервала I происходит утяже-

ление изотопного состава углерода от 0.28 до 1.50‰, которое связано с трансгрессией и формированием карбонатной платформы-шельфа. В верхней части интервала I  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуется положительными значениями около 1.4‰ с незначительными вариациями (от 1.3 до 1.5‰), которые, вероятно, свидетельствуют об относительно устойчивых условиях осадконакопления карбонатной платформы-шельфа с четко выраженной бровкой, где возникли благоприятные условия для формирования органогенных построек. В интервале II отмечаются положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (0.81–1.89‰), однако кривая их изменения имеет многочисленные экскурсии амплитудой 0.5–0.8‰. Такие смещения более мелкого порядка могут свидетельствовать, с одной стороны, об изменении изотопного состава углерода  $\text{CO}_2$  атмосферы во времени, сезонных и суточных колебаниях температуры и т. д., что в условиях меняющегося позднеордовикского климата несомненно могло происходить. С другой стороны, они могут указывать на неустойчивость условий седиментации пород — незначительные колебания уровня моря, обусловленные как тектоническими движениями блоков фундамента, так и климатическими изменениями. В нижней части интервала III происходит облегчение изотопного состава углерода от 1.57 до 0.4‰, что могло быть отражением некоторого колебания солености вод. Вероятно, в течение этого этапа скорость вертикального роста рифа была выше или равна скорости подъема уровня моря, в результате при приближении вершин растущих биогермов к поверхности океана происходил привнос с метеорными осадками изотопнолегких пресных вод. В верхней части интервала III наблюдается постепенное утяжеление положительных значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.58 до 1.5‰, которому, вероятно, способствовали более быстрые темпы повышения уровня моря и, соответственно, более мощный приток свежих порций морской воды. Он снижал вклад континентальных и метеорных вод с их изотопнолегким углеродом и приводил к его утяжелению. Для нижней части интервала IV характерны устойчивые положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  около 1.25‰ (1.11–1.38‰), что может говорить о некоторой стабилизации уровня моря. Резкое понижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.38 до  $-0.29\text{‰}$  в верхней части интервала IV (кровля рифа) фиксирует начало регрессии, завершившей рост рифа.

Таким образом, на всех стадиях развития рифа его формирование происходило преимущественно в условиях ограниченного жизненного пространства, когда скорость вертикального роста рифа была

выше скорости подъема уровня моря. В условиях очень узкой зоны жизни ордовикской биосферы, которая лимитировалась сверху (со стороны источника энергии) летальными концентрациями жесткого излучения солнца из-за низкой эффективности маломощного озонового слоя, а снизу дефицитом кислорода, который ограничивал возможность распространения гетеротрофных организмов за пределы активной фототрофной генерации кислорода, где его концентрации снижались до пороговых значений толерантности [Каныгин, 2001], фактор жизненного пространства имел важное значение для функционирования и эволюции биоценозов. Изменения содержания в карбонатах стронция, бария, изотопов кислорода и углерода, а также вариации литологического состава пород происходили под влиянием региональных и глобальных геологических процессов: скорости прогибания бассейна, тектонических движений блоков фундамента, темпов трансгрессии. В конечном итоге эти процессы приводили к колебаниям уровня моря и изменяли объем жизненного пространства, регулируя, таким образом, состав, размеры и структуру донных сообществ.

*Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной за консультации, ценные замечания и полезные рекомендации при подготовке статьи к публикации.*

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331.*

#### Список литературы:

- Антошкина А.И.* Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. – Сыктывкар, 1992а. – С. 5–21. – (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 76).
- Антошкина А.И.* Литолого-палеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала // Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. – Сыктывкар, 1992б. – С. 12–23. – (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 79).
- Антошкина А.И.* Рифы в палеозое Печорского Урала. – СПб: Наука, 1994. – 154 с.
- Антошкина А.И.* Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 304 с.
- Антошкина А.И.* Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала // Проблемы геологии и минералогии (Отв. ред. А.М. Пыстин). – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 351–364.
- Антошкина А.И.* Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с геобиосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2011. – С. 116–141.
- Антошкина А.И., Шмелёва Л.А.* Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-североуральском осадочном бассейне // Литосфера. – 2018. – № 18 (4). – С. 543–565. – doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565.
- Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Силаев В.И.* Биохомогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2017. – № 9. – С. 12–22. – doi: 10.19110/2221-1381-2017-9-12-22.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрьева З.П., Пономаренко Е.С., Санудла А.Н., Канева Н.А., Шмелёва Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.А.* Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2015. – № 1 (21). – С. 55–72.
- Виноградов В.И.* Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // Природа. – 2007. – № 11. – С. 22–28.
- Даутова Т.Н.* Современные коралловые экосистемы: пути распространения и состав сообществ // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2011. – С. 179–200.
- Деев М.Г.* Уровень как индикатор изменений состояния Мирового океана // География. Первое сентября. – 2010. – № 6. – С. 14–20.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. – 210 с.
- Ивановский А.Б., Осипова А.И., Кузнецов В.Г., Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В., Журавлев А.Ю., Космынин В.Н., Лучинина В.А., Рожнов С.В., Тесаков Ю.И., Храмых В.Г.* Рифогенные постройки в палеозое России. – М.: Наука, 1997. – 157 с.
- Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В.* Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (Юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. – 2009. – № 50 (7). – С. 786–795.
- Каныгин А.В.* Ордовикский феномен взрывной дивергенции органического мира Земли: причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика. – 2001. – № 42 (4). – С. 631–667.
- Кондиайн А.Г.* Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала // Труды ВСЕГЕИ. – Л.: Недра, 1967. – № 144. – С. 87–122.
- Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 5. – С. 491–508.



- Летникова Е.Ф.* Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок Северо-Восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.
- Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000. – М.: Институт литосферы РАН, 1996. – 94 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 527 с.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях паомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505–530.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
- Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 240 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
- Хабаров Е.М., Изох О.П.* Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахтинского поднятия севера восточной Сибири // Геология и геофизика. – 2014. – № 55(5–6). – С. 797–820. – doi: 10.15372/gig20140507.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н.* Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – № 7(6). – С. 20–40.
- Шмелёва Л.А.* Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. 23-й науч. конф. – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – С. 146–149.
- Шмелёва Л.А.* Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. – 2016. – № 1. – С. 154–162.
- Шмелёва Л.А.* Биоразнообразие верхнеордовикского рифа Большая Косью, Северный Урал // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 11. – С. 38–42. – doi: 10.19110/2221-1381-2018-11-38-42.
- Юдин В.В., Дедеев В.А.* Геодинамическая модель Печорской плиты: Препринт. – Сыктывкар, 1987. – 12 с. – (Серия препринтов «Научные доклады»; Вып. 171 / Коми филиал АН СССР).
- Юдович, Я.Э., Майдль, Т.В., Иванова, Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
- Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P.* Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1974. – No. 85. – P. 1171–1182. – doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<1171:prictl>2.0.co;2.
- Brand U., Veiser J.* Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system – 2. Stable isotope // J. Sediment. Petrol. – 1981. – No. 51(3). – P. 987–997. – doi: 10.1306/2f919c6a-16ce-11d7-8645000102c1865d.
- Brumsack H.J.* The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – No. 232. – P. 344–361. – doi: 10.1016/j.palaeo.2005.05.011.
- Copper P., Jin J.* Early Silurian (Aeronian) East Point Coral Patch Reefs of Anticosti Island, Eastern Canada: First Reef Recovery from the Ordovician/Silurian Mass Extinction in Eastern Laurentia // Geosciences. – 2012. – No. 2(2). – P. 64–89. – doi: 10.3390/geosciences2020064.
- Ditlev H.* Zonation of corals on reef flats at Ko-Phuket // Mar. Biol. – 1978. – No. 47. – P. 29–39. – doi: 10.1007/bf00397016.
- Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. – Berlin: Springer-Verlag, 2004. – 976 p.
- Hallam A.* Phanerozoic Sea-Level Changes. – New York: Columbia University Press, 1992. – 266 p.
- Jaffrés J.B.D., Shields G.A., Wallmann K.* The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // Earth-Sci. Revs. – 2007. – No. 83. – P. 83–122. – doi: 10.1016/j.earscirev.2007.04.002.
- James N.P., Bourque P.A.* Reefs and Mounds // Facies Models – Response to Sea-Level Change / R.G. Walker, N.P. James (eds.). – Geol. Assoc. Can., 1992. – P. 323–347.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Prec. Res. – 1995. – No. 73. – P. 27–49. – doi: 10.1016/0301-9268(94)00070-8.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert L.B.* Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland // Nature. – 1986. – No. 321. – P. 832–838. – doi: 10.1038/321832a0.
- Kump L.R., Arthur M.A.* Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // Chem. Geol. – 1999. – No. 161. – P. 181–198. – doi: 10.1016/s0009-2541(99)00086-8.
- Li Q., Li Y., Kiessling W.* The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin // Facies. – 2015. – No. 61(3). – P. 1–9. – doi: 10.1007/s10347-015-0444-6.
- McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L.* A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic // Science. – 1999. – No. 183(5404). – P. 971–975. – doi: 10.1126/science.283.5404.971.
- Scholle P.A., Arthur M.A.* Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones; potential stratigraphic and petroleum exploration tool // AAPG Bulletin. – 1980. – No. 64(1). – P. 67–87. – doi: 10.1306/2f91892d-16ce-11d7-8645000102c1865d.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu.* Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), 2015. V. 1–6. Paleomap Project PaleAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

*Scrutton C.T.* The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology // *Proc. Yorks. Geol. Polytech. Soc.* – 1998. – No. 52. – P. 1–57. – doi: 10.1144/pygs.52.1.1.

*Talent J.A.* Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // *Senckenbergian Lethanaea.* – 1988. – No. 3(4). – P. 315–368.

*Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K.* Correlation of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  secular variations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1980. – No. 44. – P. 579–587.

*Webby B.D.* Patterns of Ordovician reef development // *Phanerozoic Reef Patterns / W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka (eds.).* – Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. – P. 129–179. – doi: 10.2110/pec.02.72.0129.

*Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G.* The Great Ordovician Biodiversification Event. – New York: Columbia University Press, 2004. – 484 p.

#### References:

*Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P.* Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. No. 85. P. 1171–1182. doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<1171:pritel>2.0.co;2.

*Antoshkina A.I.* Osobennosti stroeniya nizhnepaleozoiskoi rifogennoi tolshchi Severnogo Urala [Features of the structure of the lower Paleozoic reef strata of the Northern Urals] // *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo basseina* [Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin]. Syktyvkar, 1992a. P. 5–21. (Tr. In-ta geologii Komi nauch. tsentra UrO RAN, Is. 76). (In Russian).

*Antoshkina A.I.* Litologo-paleograficheskie osobennosti pozdneordovikskikh rifov Pechorskogo Urala [Lithological and paleographic features of the late Ordovician reefs of the Pechora Urals] // *Litologiya i geokhimiya osadochnykh formatsii Severo-Vostoka evrop. chasti Rossii* [Lithology and Geochemistry of sedimentary formations of the North-East of the European part of Russia]. Syktyvkar, 1992b. P. 12–23. (Tr. In-ta geologii Komi nauch. tsentra UrO RAN; Is. 79). (In Russian).

*Antoshkina A.I.* Rify v paleozoe Pechorskogo Urala [Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals]. Sankt-Peterburg: Nauka, 1994. 154 p. (In Russian).

*Antoshkina A.I.* Rifoobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti) [Reef formation in the Paleozoic (Northern Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003. 304 p. (In Russian).

*Antoshkina A.I.* Prostranstvenno-vremennye svyazi v strukture nizhnepaleozojskoj kalejdovoj formacii severa Urala [Space-time links in structure Lower Paleozoic Kaleidovaya Formation at the north of Urals] // *Problemy geologii i mineralogii* [The problems of Geology and Mineralogy] / *A.M. Pys-tin (ed.)*. Syktyvkar: Geoprint Publ., 2006. P. 351–364. (In Russian)

*Antoshkina A.I.* Rannepaleozoiskoe rifoobrazovanie na severe Urala kak primer ego vzaimosvyazi s geo-biosfernymi izmeneniyami [Early Paleozoic reef formation in the North of the Urals as an example of its relationship with geo-biosphere changes] // *Rifogennye formatsii i rify v evolyutsii biosfery* [Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere].

Seriya «Geo-biologicheskie sistemy v proshlom». M.: PIN RAN, 2011. P. 116–141. (In Russian).

*Antoshkina A.I., Shmeleva L.A.* Osobennosti sostava, stroeniya i uslovii obrazovaniya khirnantiskikh otlozhenii v Timano-severoural'skom osadochnom basseine [Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin] // *Litosfera.* 2018. No. 18(4). P. 543–565. doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565. (In Russian).

*Antoshkina A.I., Ponomarenko E.S., Silaev V.I.* Biokhemogennaya priroda ordovikskikh shamozitov na Severnom Urale [Biochemistry nature of the Ordovician chamosite in the Northern Urals] // *Vestnik IG Komi NTS UrO RAN.* 2017. No. 9. P. 12–22. doi: 10.19110/2221-1381-2017-9-12-22. (In Russian).

*Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yur'eva Z.P., Ponomarenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.A.* Rekonstruktsiya osadkonakopleniya v paleozoe Timano-Severoural'skogo regiona: napravleniya issledovaniy, rezul'taty, problemy i zadachi [Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic Timan-North Ural region: research directions, results, problems and tasks] // *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN.* 2015. No. 1(21). P. 55–72. (In Russian).

*Brand U., Veiser J.* Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system – 2. Stable isotope // *J. Sediment. Petrol.* 1981. No. 51(3). P. 987–997. doi: 10.1306/2f919c6a-16ce-11d7-8645000102c1865d.

*Brunsack H.J.* The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2006. No. 232. P. 344–361. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.05.011.

*Copper P., Jin J.* Early Silurian (Aeronian) East Point Coral Patch Reefs of Anticosti Island, Eastern Canada: First Reef Recovery from the Ordovician/Silurian Mass Extinction in Eastern Laurentia // *Geosciences.* 2012. No. 2(2). P. 64–89. doi: 10.3390/geosciences2020064.

*Dautova T.N.* Sovremennye korallovye ekosistemy: puti rasprostraneniya i sostav soobshchestv [Modern coral ecosystems: ways of distribution and composition of communities] // *Rifogennye formatsii i rify v evolyutsii biosfery* [Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere]. Seriya «Geo-biologicheskie sistemy v proshlom». M.: PIN RAN, 2011. P. 179–200. (In Russian).

*Deev M.G.* Uroven' kak indikator izmenenii sostoyaniya Mirovogo okeana [Level as an indicator of changes in the state of the world ocean] // *Geografiya. Pervoe sentyabrya.* 2010. No. 6. P. 14–20. (In Russian).

*Dembovskii B.Ya., Dembovskaya Z.P., Klyuzhina M.L., Nasedkina V.A.* Ordovik Pripolyarnogo Urala. Geologiya, litologiya, stratigrafiya [Ordovician of the Subpolar Urals. Geology, lithology, stratigraphy]. Sverdlovsk: UrO AN SSSR, 1990. 210 p. (In Russian).

*Ditlev H.* Zonation of corals on reef flats at Ko-Phuket // *Mar. Biol.* 1978. No. 47. P. 29–39. doi: 10.1007/bf00397016.

*Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.

- For G. *Osnovy izotopnoi geologii* [Fundamentals of isotope Geology]. M., Izd-vo Mir, 1989. 590 p. (In Russian).
- Hallam A. *Phanerozoic Sea-Level Changes*. New York: Columbia University Press, 1992. 266 p.
- Ivanovskii A.B., Osipova A.I., Kuznetsov V.G., Bol'shakova L.N., Gekker M.R., Goryunova R.V., Zhuravlev A.Yu., Kosmylin V.N., Luchinina V.A., Rozhnov S.V., Tesakov Yu.I., Khromykh V.G. *Rifogennyye postroiki v paleozoe Rossii* [Reefs in the Paleozoic of Russia]. M.: Nauka, 1997. 157 p. (In Russian).
- Izokh O.P., Izokh N.G., Ponomarchuk V.A., Semenova D.V. *Izotopy ugleroda i kisloroda v otlozheniyakh fran-famenskogo (verkhniy devon) razreza Kuznetskogo basseina (Yug Zapadnoi Sibiri)* [Carbon and oxygen isotopes in the deposits of the Fran-famen (upper Devon) section of the Kuznetsk basin (South of Western Siberia)] // *Geologiya i geofizika*. 2009. No. 50(7). P. 786–795. (In Russian).
- Jaffres J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. *The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years* // *Earth-Sci. Revs.* 2007. No. 83. P. 83–122. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.04.002.
- James N.P., Bourque P.A. *Reefs and Mounds // Facies Models – Response to Sea-Level Change / R.G. Walker, N.P. James (eds.)*. Geol. Assoc. Can., 1992. P. 323–347.
- Kanygin A.V. *Ordovikskii fenomen vzryvnoi divergentsii organicheskogo mira Zemli: prichiny i evolyutsionnye posledstviya dlya biosfery* [Ordovician phenomenon of explosive divergence of The earth's organic world: causes and evolutionary consequences for the biosphere] // *Geologiya i geofizika*. 2001. No. 42(4). P. 631–667. (In Russian).
- Kaufman A.J., Knoll A.H. *Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications* // *Prec. Res.* 1995. No. 73. P. 27–49. doi: 10.1016/0301-9268(94)00070-8.
- Khabarov E.M., Izokh O.P. *Sedimentologiya i izotopnaya geokhimiya rifeiskikh karbonatnykh otlozhenii Kharaulakhinskogo podnyatiya severa vostochnoi Sibiri* [Sedimentology and isotope Geochemistry of Riphean carbonate sediments Horological uplift of Northern East Siberia] // *Geologiya i geofizika*. 2014. No. 55(5–6). P. 797–820. doi: 10.15372/gig20140507. (In Russian).
- Khabarov E.M., Ponomarchuk V.A., Morozova I.P., Travina A.N. *Izotopy ugleroda v rifeiskikh karbonatnykh porodakh Eniseiskogo kryazha* [Carbon isotopes in Riphean carbonate rocks of the Yenisei ridge] // *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 1999. No. 7(6). P. 20–40.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert L.B. *Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland* // *Nature*. 1986. No. 321. P. 832–838. doi: 10.1038/321832a0.
- Kondiain A.G. *Siluriiskie i nizhnedevonskie otlozheniya Bel'sko-Eletskei fatsial'noi zony Pechorskogo Urala* [Silurian and lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals] // *Trudy VSEGEI* [Proceedings VSEGEI]. Leningrad: Nedra, 1967. No. 144. P. 87–122. (In Russian).
- Kuleshov V.N. *Evolutsiya izotopnykh uglekislotnovodnykh sistem v litogeneze*. Soobshchenie 1. *Sedimentogenez i diagenoz* [Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Message 1. Sedimentogenesis and diagenesis] // *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2001. No. 5. P. 491–508. (In Russian).
- Kump L.R., Arthur M.A. *Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter* // *Chem. Geol.* 1999. No. 161. P. 181–198. doi: 10.1016/S0009-2541(99)00086-8.
- Letnikova E.F. *Geokhimicheskaya spetsifika karbonatnykh otlozhenii razlichnykh geodinamicheskikh obstanovok Severo-Vostochnogo segmenta Paleozoiatskogo okeana* [Geochemical specificity of carbonate deposits of various geodynamic environments of the North-Eastern segment of the Paleoasian ocean] // *Litosfera*. 2005. No. 1. P. 70–81. (In Russian).
- Li Q., Li Y., Kiessling W. *The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin* // *Facies*. 2015. No. 61(3). P. 1–9. doi: 10.1007/s10347-015-0444-6.
- McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L. *A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic* // *Science*. 1999. No. 183(5404). P. 971–975. doi: 10.1126/science.283.5404.971.
- Ob'yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoi karte Barentseva morya i severnoi chasti Evropeiskoi Rossii masshtaba 1:2 500 000 [Explanatory note to the tectonic map of the Barents sea and the Northern part of European Russia scale 1: 2 500 000]. M., Institut litosfery RAN, 1996. 94 p. (In Russian).
- Perel'man A.I. *Geokhimiya* [Geochemistry]. M.: Vysshaya shkola, 1989. 527 p. (In Russian).
- Pokrovskii B.G., Melezhik V.A., Buyakaite M.I. *Izotopnyi sostav S, O, Sr i S v pozdnedokembriiskikh otlozheniyakh patomskogo kompleksa, Tsentral'naya Sibir'*. Soobshchenie 1. *Rezultaty, izotopnaya stratigrafiya i problemy datirovaniya* [Isotopic composition of C, O, Sr and S in late Precambrian deposits of the Patom complex, Central Siberia. Message 1. Results, isotope stratigraphy and Dating problems] // *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2006. No. 5. P. 505–530. (In Russian).
- Puchkov V.N. *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Fore-Urals (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoligrafServis, 2010. 280 p. (In Russian).
- Scholle P.A., Arthur M.A. *Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones; potential stratigraphic and petroleum exploration tool* // *AAPG Bulletin*. 1980. No. 64(1). P. 67–87. doi: 10.1306/2f91892d-16ce-11d7-8645000102c1865d.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. *Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection)*, 2015. V. 1–6. *Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project*, Evanston, IL.
- Scrutton C.T. *The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology* // *Proc. Yorks. Geol. Polytech. Soc.* 1998. No. 52. P. 1–57. doi: 10.1144/pygs.52.1.1.
- Shmeleva L.A. *Paleolandshaftnaya rekonstruktsiya verkhneordovikskogo rifa r. B. Kos'yu (r. Ilych, Severnyi Ural)* [Paleolandscape reconstruction of the Upper Ordovician reef r. B. Kos'yu (Ilych river, Northern Urals)] // *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: Materialy 23-i nauchnoi konferentsii* [Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment: Proceedings of the 23rd scientific conference]. Syktyvkar: Geoprint, 2014. P. 146–149. (In Russian).



*Shmeleva L.A.* Litologo-paleoekologicheskaya kharakteristika verkhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu (bassein r. Ilych, Severnyi Ural) [Litho-paleoecological characteristics of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals)] // *Litosfera*. 2016. No. 1. P. 154–162. (In Russian).

*Shmeleva L.A.* Bioraznoobrazie verkhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu, Severnyi Ural [Biodiversity of the upper Ordovician reef Bolshaya Kosyu, Northern Urals] // *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN*. 2018. No. 11. P. 38–42. doi: 10.19110/2221-1381-2018-11-38-42. (In Russian).

*Talent J.A.* Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // *Senckenbergian Lethanaea*. 1988. No. 3(4). P. 315–368.

*Timonin N.I.* Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie [Pechora plate: history of geological development in the Phanerozoic]. Ekaterinburg: UrO RAN, 1998. 240 p. (In Russian).

*Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K.* Correlation of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  secular variations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1980. No. 44. P. 579–587.

*Vinogradov V.I.* Izotopnye pokazateli geokhimicheskikh izmenenii osadochnykh porod [Isotopic indicators of geochemical changes in sedimentary rocks] // *Priroda*. 2007. No. 11. P. 22–28. (In Russian).

*Webby B.D.* Patterns of Ordovician reef development // *Phanerozoic Reef Patterns / W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka (eds.)*. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. doi: 10.2110/pec.02.72.0129.

*Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G.* The Great Ordovician Biodiversification Event. New York: Columbia University Press, 2004. 484 p.

*Yudin V.V., Dedeev V.A.* Geodinamicheskaya model' Pechorskoj plity [Geodynamic model of the Pechora plate]: Preprint. Syktyvkar, 1987. 12 p. (Seriya preprintov «Nauchnye doklady» [Series of preprints «Scientific reports»]; Is. 171 / Komi filial AN SSSR). (In Russian).

*Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I.* Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh (v svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov) [Strontium Geochemistry in carbonate deposits (in connection with the problem of geochemical diagnostics of reefs)]. Leningrad: Nauka, 1980. 152 p. (In Russian).

*Информация об авторе:*

**Шмелёва Любовь Алексеевна**, Институт геологии ФИЦ Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, г. Сыктывкар. E-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

*About the author:*

**Shmeleva Lyubov Alekseevna**, Institute of Geology FRC Komi Science Centre Urals Branch of RAS, Syktyvkar, Russia. E-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru