

УДК 552.143:551.733.3(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848

## Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева

Д. Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: drk80@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2021 г., принята к печати 16.06.2021 г.

**Объект исследований.** Венлокские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. **Материалы и методы.** Карбонатные и терригенно-карбонатные породы из разрезов Приполярного Урала (обн. 212, 217) и южной части гряды Чернышева (обн. 479). Основным методом являлся изотопный анализ карбонатного углерода и кислорода. **Результаты.** Изотопный состав карбонатных и терригенно-карбонатных пород имеет широкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  (–6.4...–0.05‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (20.0–26.9‰). По этим данным выделяются три временных интервала, обладающие отличительными изотопными характеристиками и примерно соответствующие раннему шейнвуду (I), позднему шейнвуду (II) и гомеру (III). I интервал характеризуют только породы обн. 479 с  $\delta^{13}\text{C}$  = –3.6...–3.0‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  = 22.4–23.6‰. Во II интервале средние значения изотопных характеристик пород обн. 479 показывают тенденцию к утяжелению по углероду (–5.5...–3.5‰), по кислороду (23.2–25.2‰). В породах обн. 212 средние изотопные значения по углероду варьируют от –2.9 до –1.3‰, а по кислороду – от 21.9 до 24.3‰. В обн. 217 средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  составляют –1.8...–0.8‰, а  $\delta^{18}\text{O}$  – 22.4–25.4‰. В III интервале в породах обн. 479 средние значения изотопного состава углерода утяжеляются от –2.5 до –0.7‰. В породах обн. 212 изотопные значения кислорода (21.9–23.1‰) и углерода (–4.9...–2.5‰) имеют тенденцию к утяжелению, тогда как в породах обн. 217 средние изотопные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (–1.9...–0.5‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (22.3–24.5‰) фактически не изменяются. Как показывают литолого-фациальные исследования, облегчение изотопного состава углерода в пределах –6.4...–3.0‰ связано с повышением микробной активности в осадках, проявлением вадозно-фреатических обстановок, а также поступлением облегченной углекислоты с привносом терригенного материала с суши. В последнем случае изотопные величины кислорода также наиболее облегченные (20.0–23.0‰). **Выводы.** Полученные изотопные характеристики венлокских пород свидетельствуют о логичности выделения трех временных интервалов и их корреляции с палеогеографическими реконструкциями венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском морском бассейне.

**Ключевые слова:** карбонатные породы,  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , условия осадконакопления, венлок, Приполярный Урал, гряда Чернышева

## Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge

Dmitriy N. Shebolkin

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktывkar 167982, Russia, e-mail: drk80@mail.ru

Received 03.01.2021, accepted 16.06.2021

**Research subject.** Wenlock deposits in the Subpolar Urals and southern part of the Chernyshev Ridge. **Materials and methods.** Carbonate and terrigenous-carbonate rock samples from sections of the Subpolar Urals (outcrops 212, 217) and the southern part of the Chernyshev Ridge (outcrop 479) were studied by isotope analysis of carbonate carbon and oxygen. **Results.** The isotopic composition of the studied sections varies across a wide range of  $\delta^{13}\text{C}$  (–6.4...–0.05‰) and  $\delta^{18}\text{O}$  (20.0–26.9‰). Therefore, three time intervals characterized by distinctive isotopic characteristics can be distinguished,

**Для цитирования:** Шеболкин Д.Н. (2021) Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. *Литосфера*, 21(6), 829–848. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>

**For citation:** Shebolkin D.N. (2021) Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 829–848. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>

© Д.Н. Шеболкин, 2021

roughly corresponding to early Sheinwoodian (I), late Sheinwoodian (II) and Homerian (III). Interval I is characterized exclusively by the rocks of outcrop 479 with  $\delta^{13}\text{C}$  (–3.6...–3.0‰) and  $\delta^{18}\text{O}$  (22.4–23.6‰). In Interval II, the average values of isotopic characteristics of outcrop 479 indicate a tendency to weighting carbon (–5.5...–3.5‰) and somewhat heavier oxygen (23.2–25.2‰) isotopes. In outcrop 212, the average isotopic values for carbon and oxygen vary from –2.9 to –1.3‰ and from 21.9 to 24.3‰, respectively. In outcrop 217, the average values are  $\delta^{13}\text{C}$  (–1.8...–0.8‰) and  $\delta^{18}\text{O}$  (22.4–25.4‰). In Interval III, the average values of carbon isotopic composition in outcrop 479 are becoming heavier from –2.5 to –0.7‰. In outcrop 212, the isotopic values of oxygen (21.9–23.1‰) and carbon (–4.9...–2.5‰) tend to become weighting; however, in outcrop 217, the average isotopic values of  $\delta^{13}\text{C}$  (–1.9...–0.5‰) and  $\delta^{18}\text{O}$  (22.3–24.5‰) remain constant. The conducted litho-facial studies showed that the weighting carbon isotopic composition ranging from –6.4...to –3.0‰ is associated with an increase in microbial activity in sediments, the manifestation of vadose-phreatic conditions, and the intake of light carbon dioxide with a flow of terrigenous material from the earth. In the latter case, oxygen isotopic values are also the most lightweight (20.0–23.0‰). *Conclusions.* The obtained isotopic characteristics of the Wenlock rocks under study indicate the expedience of identifying three time intervals and their correlation with paleogeographic reconstructions of Wenlockian sedimentation in the Timan-northern Ural region.

**Keywords:** carbonate rocks,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , sedimentation conditions, wenlock, Subpolar Urals, Chernyshev ridge

#### Acknowledgements

The author expresses gratitude to A.I. Antoshkina and V.I. Silaev for consultations, valuable comments and useful recommendations in preparing the article for publication.

## ВВЕДЕНИЕ

Основные выходы отложений венлокского отдела Тимано-Североуральского региона расположены на западном склоне Северного Урала, на грядках Чернышева и Чернова (Палеозойское осадконакопление..., 2011). В стратиграфической корреляционной схеме силура Западного Урала (Стратиграфические схемы..., 1993) венлок включает в себя маршрутинскую и устьдурную свиты. Позднее при анализе распространения коралловой и конодонтовой фауны, а также изотопных данных по углероду было установлено, что маршрутинская и нижняя часть устьдурной свиты относятся к телическому ярусу верхнего лландоверия (Antoshkina et al., 2000; Männik et al., 2000). На основании изучения фауны и геологических данных установлено, что венлоку соответствует только верхняя часть устьдурной свиты (Антошкина, 2003; Шеболкин, 2008). По данным предыдущих исследователей (Männik, Martma, 2000; Männik et al., 2000), изотопии ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и распределению конодонтовой фауны выявлено, что в стратотипической местности на западном склоне Приполярного Урала отсутствует часть нижневенлокских отложений. Дополнением к палеонтолого-геохимическим характеристикам неполноты разрезов венлокских отложений в Тимано-Североуральском регионе является присутствие в средневеянской подсвете Хорейверской впадины красноцветных кор выветривания (по неопубликованным данным Р.В. Хипели) (Antoshkina, 2007). Т.М. Безносовой и В.Ю. Лукиным (2009) было предложено нижнюю часть устьдурного горизонта включить в состав маршрутинского горизонта телического яруса лландоверийского отдела, верхнюю часть устьдурного горизонта в составе венлокского отдела вы-

делять как новый “войвывский горизонт”, а название “устьдурная свита” в дальнейшем не использовать.

Позднее, в южной части гряды Чернышева был выявлен разрез на р. Изъяю, где венлокские отложения представлены в полном объеме (Шеболкин, Мянник, 2014), в связи с чем здесь в объеме венлокского отдела выделено новое местное стратиграфическое подразделение – джигунская свита (Шеболкин, 2017). Автор данной работы все же считает необходимым использовать для разрезов венлока Приполярного Урала верхнеустьдурную подсвету, а не войвывский горизонт, так как там был установлен неполный разрез венлока (Männik, Martma, 2000; Männik et al., 2000), а для разреза гряды Чернышева – джигунскую свиту. В течение последних лет карбонатные породы венлока в этих разрезах были детально изучены, что позволило существенно расширить представления об их составе и условиях образования. Определяемый ранее хемогенный генезис для некоторых типов карбонатных пород в последние годы ставится под сомнение. Использование новых методов, физических исследований с высокой разрешающей способностью (в частности, сканирующего электронного микроскопа) показало, что многие пелитоморфные известняки, ранее рассматриваемые как хемогенные, на самом деле являются продуктом глубокой дезинтеграции остатков водорослей и других организмов и относятся к биохемогенным образованиям (Зуйкова, Ботвинник, 1986; Кузнецов, 2003). Хотя эти авторы не отрицают полностью хемогенный способ осаждения карбонатов, но отводят ему существенно меньшую роль. Другие авторы выявляют широкое участие бактерий в пелитоморфных и микрозернистых известняках и доломитах (Антошкина, 2011; Канева и др., 2013).

Цель данной статьи – уточнение истории осадконакопления и выявление геохимических особенностей карбонатакопления в течение венлокской эпохи на основании изотопных данных.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Фактический материал составляют более 420 образцов карбонатных и терригенно-карбонатных пород венлока, отобранных при детальном изучении разрезов во время полевых работ автором в 2001–2011 гг. на разрезах р. Изъюю южной части гряды Чернышева (обн. 479 (Тимонин, 1975)) и р. Кожым Приполярного Урала (обн. 212, 217 (Першина и др., 1971)) (рис. 1, 2). Карбонатные породы исследовались в шлифах, анализировался их химический состав. Для выявления генезиса доломитов изучались параметры их элементарных решеток. Рентгеноструктурные исследования выполнены на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 Cu-анод, ток – 30 мА, напряжение – 30 кВ, фильтр Ni, шаг сканирования 2  $\theta$  – 0.05, скорость съемки – 1 гр/мин (аналитик Б.А. Макеев). Для изучения микроструктуры ооидов и доломитов, а также химического состава доломитов использовались оптическая микроскопия (компьютеризированный комплекс OLIMPUS BX 51), аналитическая СЭМ (JSM-6400 Jeol) и микрозонд Tescan Vega 3.2 (аналитики С.С. Шевчук, Е.А. Тропников). Исследование органического вещества по сколам пород, в петрографических шлифах и регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) для установления структуры органического вещества методом рамановской спек-

троскопии проводились на высокоразрешающем микроспектрометре LabRam HR800 (Horiba, Jobin Yvon). Параметры регистрации спектров: He-Ne-лазер (мощность – 0.2–2.0 мВт,  $\lambda = 633$  нм), решетка спектрометра – 600 ш/мм, размер конфокального отверстия – 300 мкм, щели – 100 мкм, время накопления сигнала – от 1 до 10 с, количество измерений на одном участке спектрального диапазона – от 3 до 10. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре (аналитик С.И. Исаенко). Изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах проводилось на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия) (аналитик И.В. Смолева). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  даны в промилле относительно стандарта PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  – относительно стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения для  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $\pm 0.1\%$  (аналитик И.В. Смолева). Исследования осуществлялись в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Вариации величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  для исходно осадочных морских карбонатов, по данным разных исследователей, колеблются в интервале от  $-3\ldots 3$  до  $-2\ldots 1\%$  и определяются разными условиями и разнообразием исходных изотопных характеристик сред в бассейнах седиментации (Галимов, 1968; Кулешов, 2001; Маслов, 2005). Утяжеление значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  может указывать на проявление крупных

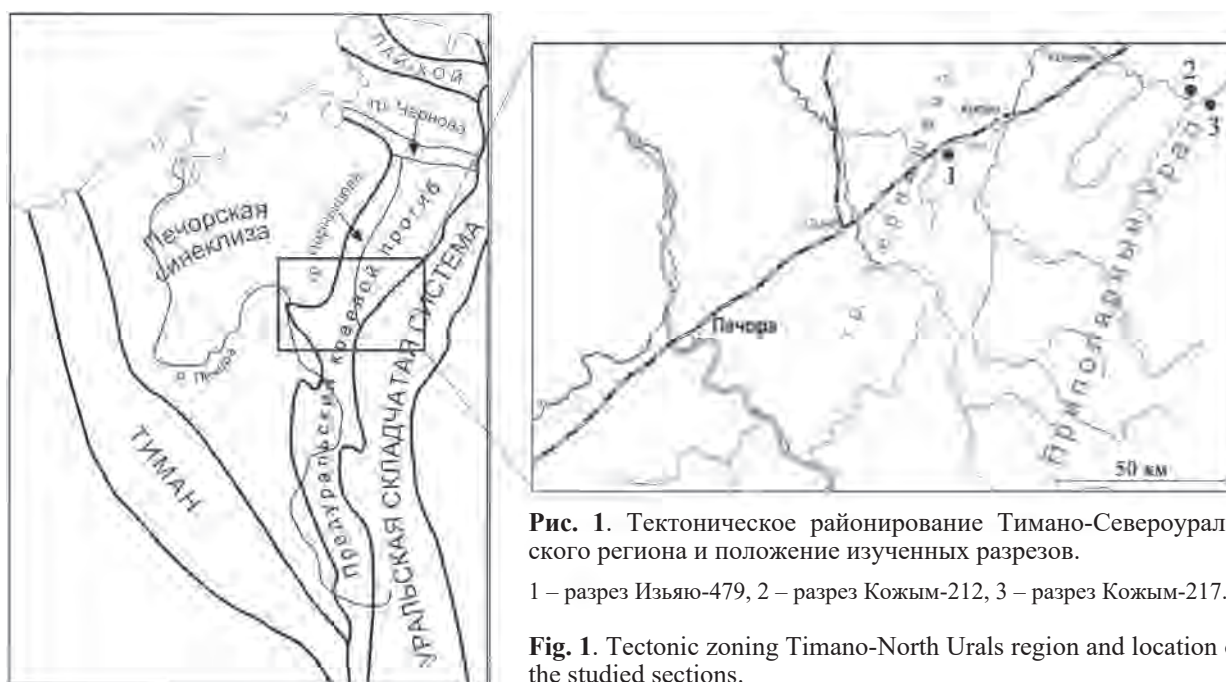


Рис. 1. Тектоническое районирование Тимано-Североуральского региона и положение изученных разрезов.

1 – разрез Изъюю-479, 2 – разрез Кожым-212, 3 – разрез Кожым-217.

Fig. 1. Tectonic zoning Timano-North Urals region and location of the studied sections.

1 – section Iz'yayu-479, 2 – section Kozym-212, 3 – section Kozym-217.





1 – известняк биоморфный кораллово-строматопоровый, 2 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 3 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 4 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 5 – доломит известковый глинистый, 6 – известняк ооидный, 7 – известняк строматолитовый, 8 – известняк микрозернистый слоистый, 9 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 10 – известняк сгустково-комковатый, 11 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный, 12 – известняковый алевролит-песчаник, 13 – известняк биолитокастовый, 14 – известняк полибиокластовый, 15 – известняк биокластовый остракодовый, 16 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит), 17 – доломит разномзернистый с реликтами первичной структуры, 18 – известняк микрозернистый неравномерно доломитовый, 19 – известняк пелитоморфный доломитовый, 20 – корреляция венлокских отложений, 21 – корреляция нижневенлокских отложений.

**Fig. 2.** Structure and composition of the Wenlock deposits of the studied sections.

1 – biomorphic coral-stromatoporous limestone, 2 – dolostone with pelitomorphic calcitic cement, 3 – dolostone banded texture, 4 – dolostone spotty texture, 5 – clay dolostone, 6 – ooids limestone, 7 – stromatolite limestone, 8 – layered microgranular limestones, 9 – microgranular limestones with bioturbation texture, 10 – clotty-crumby limestone, 11 – silt-sandy mudstones, 12 – calcareous siltstone-sandstone, 13 – bio-litoclastic limestone, 14 – bioclastic limestone, 15 – bioclastic ostracods limestone, 16 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite), 17 – dolostone multigranular with relics primary structures, 18 – microgranular limestones unevenly dolomitic, 19 – dolomitic mudstones, 20 – correlation wenlock deposits, 21 – correlation lower wenlock deposits.

геологических событий – климатических и биотических. Для карбонатных пород осадочного генезиса фанерозоя характерен широкий разброс значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  – 20–30‰ (Фор, 1989). Для современных морских карбонатов значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  равны 28–30‰ (Кулешов, 2001), однако с увеличением геологического возраста значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  постепенно уменьшаются (Keith, Weber, 1964). Изотопный состав кислорода зависит от некоторых причин, важнейшие из которых – температура и изотопный состав среды карбонатообразования (Кулешов, Седаева, 2009). Карбонаты в морских бассейнах с понижением солености от нормально-морской характеризуются несколько облегченными величинами изотопного состава кислорода и углерода. Это обусловлено поступлением в бассейн седиментации изотопно-легких пресных вод и наличием углекислоты биогенного происхождения (Кулешов, 2001). В работе В.И. Силаева и А.Ф. Хазова (2003) по изотопному диспропорционированию карбонатного углерода на обширном геологическом материале и экспериментальных исследованиях доказано, что морские карбонатолиты фанерозойского возраста отличаются стабильностью изотопного состава углерода на фоне широкого варьирования изотопии кислорода:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -2...2\text{‰}$ . Поэтому в данном исследовании используется именно такой диапазон для нормально-осадочных карбонатов. При переходе от морских пород к пресноводным фиксируется заметное облегчение углерода (Носик и др., 1988), что, возможно, связано с поступлением изотопно-легкой углекислоты за счет окисления большего количества захороненной органики либо из-за поступления пресных грунтовых или атмосферных вод. Серьезной проблемой изотопной геохимии карбонатного вещества является корреляция эффектов диспропорционирования изотопов углерода и кислорода в карбонатах. Анализ (Силаев, Хазов, 2003) показал, что статистически примерно в половине рассмотренных природных объектов изотопные вариации углерода и кислорода не кор-

релируют, в четверти объектов – коррелируют прямо, в другой четверти – обратно.

В изотопно-геохимическом анализе не использовались данные из пород с выраженными вторичными преобразованиями (доломитов эпигенетических с реликтами первичной структуры, известняков микрозернистых неравномерно доломитизированных, известняков пелитоморфных доломитовых). Вторичные карбонаты, в частности доломиты, как правило, распознаваемые при микроскопическом изучении в шлифах, часто присутствуют в изученных разрезах, формируясь на разных этапах постседиментационного преобразования исходных пород (ранний и поздний диагенез, гипергенез). Наличие таких типов карбонатов приводит к искажению изотопных данных, поскольку они обычно характеризуются более легким изотопным составом углерода и особенно кислорода (Маслов, 2005; Виноградов, 2008).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В изученных разрезах Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева отложения венлока имеют разнообразие типов карбонатных и терригенно-карбонатных тел, различающихся по составу, строению и форме. Проведенные нами электронно-микроскопические и рентгеноструктурные исследования тонкозернистых доломитов из разрезов рек Изья и Кожым характеризуют их как первично-осадочные (Антошкина и др., 2019), хотя первоначально автором они выделялись в хемогенную генетическую группу (Шеболкин, 2018). При макро- и микроскопическом изучении венлокских пород отчетливо распознаются 16 литотипов (ЛТ), которые объединены в три генетические группы (ГГ): биогенную (БГ), биохемогенную (БХГ) и механогенную (МГ). Краткая характеристика литотипов и их изотопный состав приведены в табл. 1. На рис. 3, 4 в координатах  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  указаны значения для литотипов и генетических групп

**Таблица 1.** Характеристика литологических типов и изотопного состава венлокских отложений**Table 1.** Characteristics of the Wenlockian lithotypes and their isotopic data

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Биогенная генетическая группа				
Известняк биоморфный кораллово-строматопоровый (ЛТ-1)	Структура биоморфная, текстура массивная, цвет серый, темно-серый. Состоит преимущественно из пластинчатых строматопороидей, ветвистых табулят и биокластового материала. Обломки строматопороидей и другие биокласты заполняют пространство между колониями	Ko212-8Г	−0.7	23.0
		Ko217-44-1	−0.3	23.6
		Ko217-44-2	−0.4	23.1
Биохеогенная генетическая группа				
Доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом (ЛТ-2)	Структура микро-мелкозернистая, текстура массивная, цвет желтовато-серый. Цемент – пелитоморфный кальцит	Из479-107-1	−2.8	23.4
Доломит алевритистый с полосчатой текстурой (ЛТ-3)	Структура микро-мелкозернистая, текстура линзовидно-полосчатая, подчеркнутая глинистым и алевритистым материалом, цвет желтовато-серый. Цемент – пелитоморфный кальцит. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные	Из479-108-2	−3.5	22.5
		Из479-108-3	−3.3	22.4
		Из479-109-1	−3.0	23.1
		Из479-109-2	−3.1	22.8
		Из479-109-3	−3.2	22.9
		Из479-110-1	−3.2	23.3
		Из479-110-3	−3.2	23.3
Доломит алевритистый с пятнистой текстурой (ЛТ-4)	Структура микро-мелкозернистая, текстура полосчато-пятнистая, подчеркнутая алевритистым и глинистым материалом, цвет желтовато-серый и светло-коричневый. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные, скоплениями в виде линз и пятен	Из479-112	−3.2	24.1
		Из479-116	−3.2	23.7
		Из479-117	−3.3	24.0
Доломит известковый глинистый (ЛТ-5)	Структура микрозернистая, текстура пятнистая, подчеркнутая глинистым материалом, цвет желтовато-коричневый и светло-серый. Глинистый материал рассеян в карбонатном веществе или сконцентрирован. Биокластовый материал – фрагменты створок остракод	Ko212-16A3	−2.1	25.6
Известняк ооидный (ЛТ-6)	Структура ооидная, цвет серый и темно-серый. Ооиды имеют шаровидную, уплощенную, эллипсоидальную и бисфероидальную форму. Ядра представлены пелоидами, биокластами, литокластами, зернами кварца. Вокруг ядер образована кальцитовая оболочка (кортекс) разной толщины, строения и структуры. Пространство между ооидами и биокластами заполнено пелитоморфным кальцитовым матриксом или цементом разных генераций. Отмечается присутствие вадозного цемента	Из479-120	−4.6	23.4
		Из479-121	−4.8	23.3
		Из479-122	−5.3	22.7
		Из479-124	−5.0	23.1
		Из479-125	−5.5	22.6
		Из479-126	−5.3	22.8
		Из479-127	−4.8	22.8
		Из479-130-1	−5.5	23.0
		Из479-131-1	−6.0	22.5
		Из479-132-1	−5.5	22.9
		Из479-132-2	−6.4	23.0
		Из479-133	−6.0	24.6
		Из479-134	−5.3	25.2
		Из479-135	−6.0	24.6
		Из479-136	−4.7	25.3
		Из479-140	−4.8	24.2
		Из479-142	−5.5	25.0
Из479-155	−3.7	25.3		

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняк строматолитовый (ЛТ-7)	Структура строматолитовая, цвет серый и темно-серый. Выделяются четыре морфотипа построек: куполообразные, каравасеобразные, мелкие каравасеобразные, крупные каравасеобразные, образующие биостром. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод и гастропод	Из479-137С	−3.9	24.0
		Из479-139	−4.3	24.6
		Из479-141	−3.9	24.4
		Из479-143	−4.2	24.4
		Из479-146	−3.8	23.7
		Из479-148-1	−3.0	24.2
		Из479-148-2	−3.0	24.6
		Из479-148-3	−3.5	24.0
		Из479-152	−4.2	24.0
		Из479-153	−3.6	24.5
		Из479-154	−3.6	24.1
		Ko212-19Б	−4.7	22.8
		Ko212-20Б4	−5.4	22.7
		Ko212-21Е1	−3.1	23.1
		Ko217-63	−1.7	22.5
		Ko217-60Б1	−1.8	24.2
Известняк микрозернистый слоистый (ЛТ-8)	Структура микрозернистая, текстура слоистая из чередования прослоев известняков микро-тонкозернистой структуры, с прослоями с кварцевого алевролита, био- и литокластового материала, с участками доломитизации. Цвет серый и темно-серый	Из479-147	−3.1	26.9
		Из479-150	−3.7	25.5
		Ko217-32-1	−0.8	24.1
		Ko217-32-2	−0.7	23.9
		Ko217-45Б1	−0.9	25.7
		Ko217-45Б2	−0.6	24.8
Известняк микрозернистый с текстурой биотурбации (ЛТ-9)	Структура микрозернистая, текстура пятнистая, с ходами илоедов, выполненными глинистым материалом. Цвет темно-серый. Биокластовый материал распределен неравномерно и представлен остатками остракод, реже встречаются фрагменты трилобитов, гастропод, пелеципод, брахиопод, члеников криноидей	Из479-156	−1.6	24.7
		Из479-157	−1.4	23.0
		Из479-161	−0.8	25.3
		Ko212-83	−1.2	22.8
		Ko212-14В2	−2.8	23.0
		Ko212-22Б3	−2.3	22.4
		Ko212-23-1	−2.3	22.5
		Ko217-56	−1.6	24.1
		Ko217-55	−1.7	24.1
		Ko217-42	−1.7	22.7
		Ko217-20-2	−1.1	22.0
Известняк сгустково-комковатый (ЛТ-10)	Структура комковатая, текстура массивная и биотурбированная. Цвет темно-серый. Сгустки и комки микрит-микробиальные, округлой или вытянутой форм, пеллеты. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, брахиопод, гастропод	Ko212-9И	−1.4	23.0
		Ko212-9К	−1.8	22.4
		Ko212-9О	−1.4	22.0
		Ko217-51	−1.2	25.4
		Ko217-49-1	−1.6	24.1
		Ko217-24	−0.05	23.8
		Ko217-23	−0.1	22.5
Известняк пелитоморфный алевроито-песчаный (ЛТ-11)	Структура пелитоморфная, текстура неравномерно волнисто-слоистая. Цвет серый. Основная масса пелитоморфного кальцита включает зерна кварца алевроито-песчаной размерности. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные, неравномерно распределены по породе. Биокластовый материал представлен остракодами	Ko212-13А	−3.8	20.3



Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняковый алеволито-песчаник (ЛТ-12)	Механогенная генетическая группа Структура тонко-мелкозернистая, текстура массивная. Цвет серый и темно-серый. Литокласты представлены разнокатанными обломками микрозернистых известняков, но преимущественно имеют псаммитовую размерность. Более крупные обломки включают в себя биокласты и ооиды. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, гастропод, трилобитов. Как компонент присутствуют ооиды. Цемент – разнокристаллический кальцит преимущественно базального типа	Ko212-9В	–2.2	23.8
		Ko212-12А	–1.5	22.6
		Ko212-12Б	–2.7	23.1
		Ko212-12Г	–2.3	22.5
		Ko212-12Е	–2.4	22.5
		Ko212-12Ж	–3.5	22.6
		Ko212-13Г	–3.0	23.3
		Ko212-17-2	–3.7	22.6
		Ko212-18В4	–4.0	22.0
		Ko212-18Д2	–4.8	21.5
		Ko212-18Е1	–3.6	23.0
		Ko212-18Ж	–3.7	22.9
		Ko212-18З2	–3.8	23.7
		Ko212-18И1	–4.2	23.1
		Ko212-20А1	–5.7	23.0
		Ko212-21А1	–5.2	22.3
		Ko212-21Б2	–4.8	23.2
		Ko212-21Г3	–3.2	22.5
		Ko212-21Д2	–2.8	23.0
		Ko217-61	–2.9	24.5
		Ko217-39	–1.4	22.8
		Ko217-34-2	–0.6	22.0
		Ko217-33	–1.0	20.0
		Ko217-21Г	–1.4	22.5
Известняк биолито-кластовый (ЛТ-13)	Структура биолито-кластовая, текстура массивная или пятнистая. Цвет серый и темно-серый. Литокласты полуокатанной, реже угловатых форм, состоят из обломков микрозернистых известняков, крупные обломки включают фрагменты биокластового материала и мелкие обломки. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, гастропод, пелеципод, брахиопод, трилобитов. Как компонент присутствуют ооиды. Цемент – разнокристаллический кальцит, преимущественно базального типа	Из479-158	–3.1	24.3
		Ko212-9Е	–2.8	23.6
		Ko212-11В	–2.1	21.8
		Ko212-18А2	–4.0	22.3
		Ko212-18Б1	–4.1	22.2
		Ko212-18В4	–4.0	22.0
		Ko217-54Г	–1.7	23.8
		Ko217-54В2	–1.3	23.8
		Ko217-54Б	–1.3	24.3
		Ko217-52Б	–1.1	25.7
		Ko217-52А2	–1.3	25.0
		Ko217-48	–1.5	25.1
		Ko217-47	–1.2	25.3
		Ko217-43-1	–0.8	23.0
		Ko217-41-2	–1.4	23.0
		Ko217-41-1	–2.6	21.6
		Ko217-27Б	–0.9	23.8
		Ko217-27А	–0.8	25.1
		Ko217-18Б2	–3.4	21.6
		Ko217-18А2	–2.1	23.6
		Ko217-14	–1.5	23.4



Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняк полибио- кластовый (ЛТ-14)	Структура биокластовая, текстура массивная или полосчатая. Цвет серый и темно-серый. Биокластовый материал – несортированные фрагменты остракод, трилобитов, гастропод, пелеципод, редко брахиопод, ветвистых табулят. Скелетный материал микритизирован сверлящими микроорганизмами, иногда до пелоидов	Из479-149	–3.7	25.1
		Ko212-11A	–1.1	23.3
		Ko212-14Г	–2.1	23.0
		Ko212-15A1	–3.6	20.3
		Ko212-15B1	–2.8	21.2
		Ko217-38	–1.3	24.4
		Ko217-19Б	–1.5	25.0
		Ko217-19A	–1.3	25.3
		Ko217-17B2	–1.9	23.6
		Ko217-17B1	–1.9	24.0
Известняк биокла- стовый остракодо- вый (ЛТ-15)	Структура биокластовая, текстура массивная, тонкоплитчатого сложения. Цвет серый. Биокластовый материал состоит из тонких перекристаллизованных створок остракод и редких гастропод	Из479-160	–1.3	22.8
Глинисто-алеври- тисто-карбонатная порода (миксто- лит) (ЛТ-16)	Структура псаммо-алевритовая, текстура биотурбированная, с пятнисто-полосчатыми скоплениями неокатанных зерен кварца. Цвет желтовато-коричневатый. Биокластовый материал – фрагменты табулят, остракод, трилобитов. Цемент – пелитоморфный кальцит	Из479-162	–0.5	24.0
		Ko212-24B2	–2.2	22.2
		Ko212-24Г4	–2.6	22.2
		Ko212-24Д3	–0.8	21.2

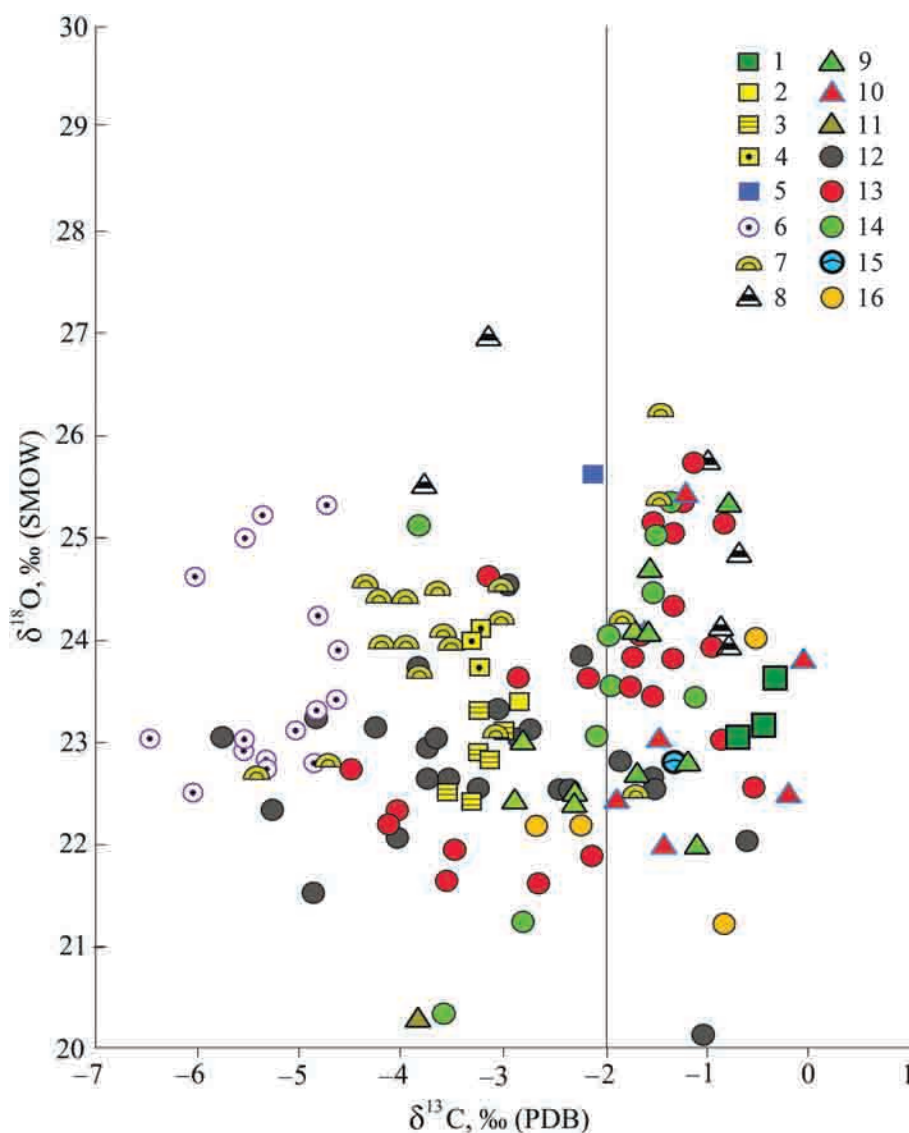
соответственно. Как видно из рис. 3, изотопные значения пород в изученных разрезах имеют широкие вариации  $\delta^{13}\text{C}$  (–6.4...–0.05‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (20.0–26.9‰). Детальная характеристика литотипов и обстановки их формирования рассмотрены в работе автора (Шеболкин, 2018). Далее кратко проанализированы значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , свойственные литотипам в этих генетических группах.

**Биогенная генетическая группа** включает в себя известняки биоморфные кораллово-строматопоровые (ЛТ-1). Механизм формирования этих отложений – биогенный: кораллово-строматопоровые заросли формировались за счет прикрепления к субстрату обширных по площади скоплений строматопороидей *Ecclimadictyon explanatum* Vog. и табулят *Parastriatopora commutabilis* Klam. и *Favosites*, прижизненно нараставших друг на друга, за счет чего возникали подводные заросли (биостромы). Пространство между отдельными видами заселялось другими организмами или заполнялось первичным пелитоморфным кальцитом. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  (–0.3...–0.7‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (23.0–23.6‰) в этой генетической группе различаются менее чем на 0.5‰. В отличие от нормально-морских осадочных карбонатов по изотопному составу кислорода они могут характеризовать обстановку с пониженной соленостью или повышением температуры вод.

**Биохемогенная генетическая группа** включает в себя доломиты микро-мелкозернистые с межзерновым пелитоморфным кальцитовым цемен-

том (ЛТ-2), микро-мелкозернистые алевритистые с линзовидно-полосчатой текстурой (ЛТ-3), микро-мелкозернистые алевритистые с пятнистой текстурой (ЛТ-4), микро-тонкозернистые известковые глинистые (ЛТ-5); известняки ооидные (ЛТ-6), строматолитовые (ЛТ-7), микрозернистые неравномерно слоистые (ЛТ-8), микрозернистые с неравномерной текстурой биотурбации (ЛТ-9), сгустково-комковатые (ЛТ-10), пелитоморфные алевролитопесчаные (ЛТ-11). Механизм образования этой генетической группы определяется участием микроорганизмов (бактерий) в качестве катализатора, способствовавшего выпадению цианобактериальными организмами карбонатного ила из придонных вод.

Распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породах данной генетической группы характеризует рис. 5. *Седиментационно-диагенетические доломиты* (ЛТ-2–ЛТ-4), представленные только в разрезе Изьяю-479, имеют облегченные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (–3.5...–2.8‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (22.4–24.1‰) и располагаются в области некоторого опреснения вод. *Доломит известковый глинистый* (ЛТ-5), представленный прослоем мощностью 1 м в разрезе Кожым-212 (обр. Ko212-16A-3), имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  –2.1 и  $\delta^{18}\text{O}$  25.6‰ и на схеме располагается в области, свойственной морским карбонатам, образованным в бассейнах с нормальной соленостью морских вод. *Известняки ооидные* (ЛТ-6), также представленные только в разрезе Изьяю-479, имеют облегченный изотопный состав углерода (–6.4...–3.7‰) и кислорода (22.5–



**Рис. 3.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в литотипах карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

1 – известняк биоморфный кораллово-строматопоровый, 2 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 3 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 4 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 5 – доломит известковый глинистый, 6 – известняк ооидный, 7 – известняк строматолитовый, 8 – известняк микрозернистый слоистый, 9 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 10 – известняк сгустково-комковатый, 11 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный, 12 – известняковый алевролит-песчаник, 13 – известняк биолитокластовый, 14 – известняк полибиокластовый, 15 – известняк биокластовый остракодовый, 16 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит).

**Fig. 3.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  in lithotypes of carbonate and terrigenous-carbonate rocks.

1 – biomorphic coral-stromatoporous limestone, 2 – dolostone with pelitomorphic calcitic cement, 3 – dolostone banded texture, 4 – dolostone spotty texture, 5 – clay dolostone, 6 – ooids limestone, 7 – stromatolite limestone, 8 – layered microgranular limestones, 9 – microgranular limestones with bioturbation texture, 10 – clotty-crumby limestone, 11 – silt-sandy mudstones, 12 – calcareous siltstone-sandstone, 13 – bio-litoclastic limestone, 14 – bioclastic limestone, 15 – bioclastic ostracods limestone, 16 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite).

25.3‰). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  увеличиваются вверх по разрезу. Известняки строматолитовые (ЛТ-7) имеют величины  $\delta^{13}\text{C}$  (–5.4...–1.4‰), среди которых можно отчетливо выделить две области их распространения. Первая с более легкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (–5.4...–3.1‰) характерна для разреза Изьяю-479,

где строматолитовые постройки разных размеров ассоциируют с ооидными известняками, в разрезе Кожым-212 эти ассоциации также прослеживаются, но существенно реже (Шеболкин, 2015). Вторая область распространения строматолитовых построек со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  = –1.8...–1.4‰ и

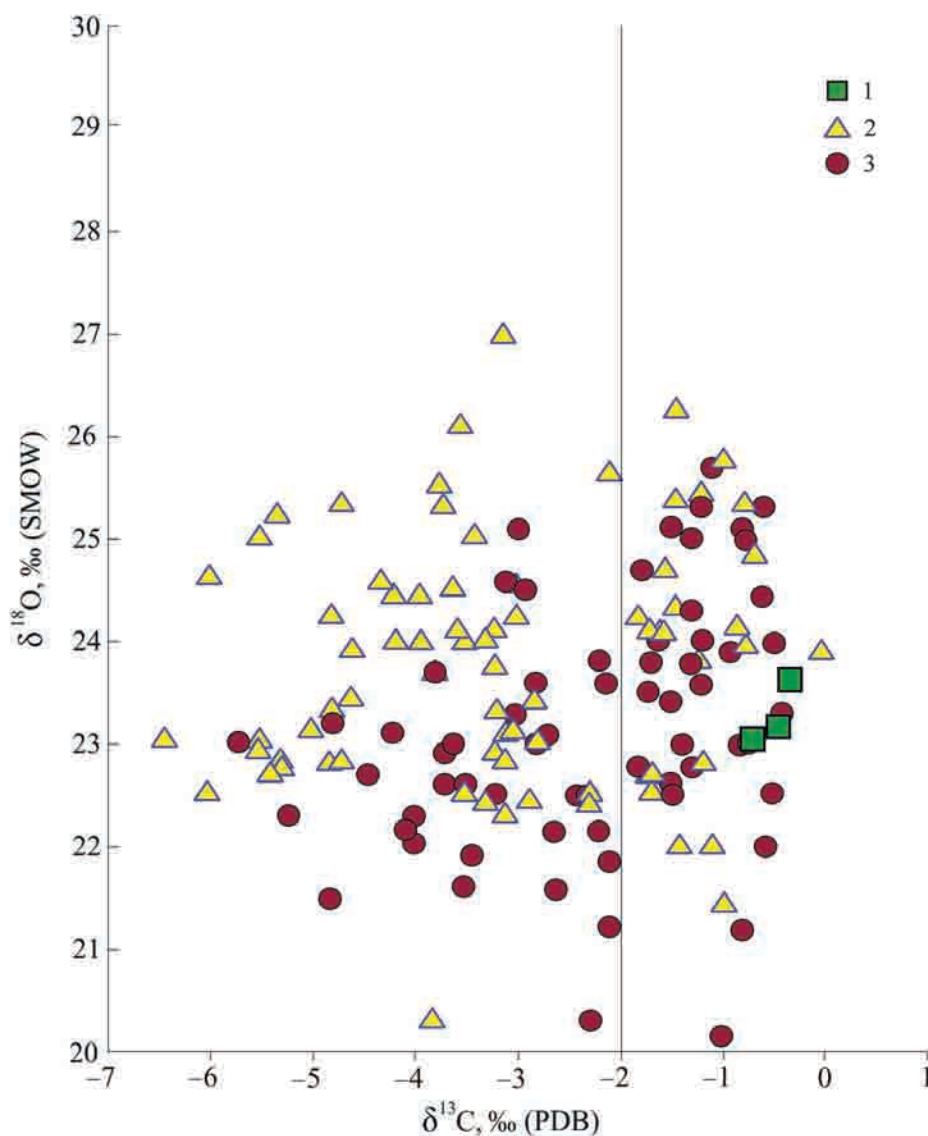


Рис. 4.  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в генетических группах.

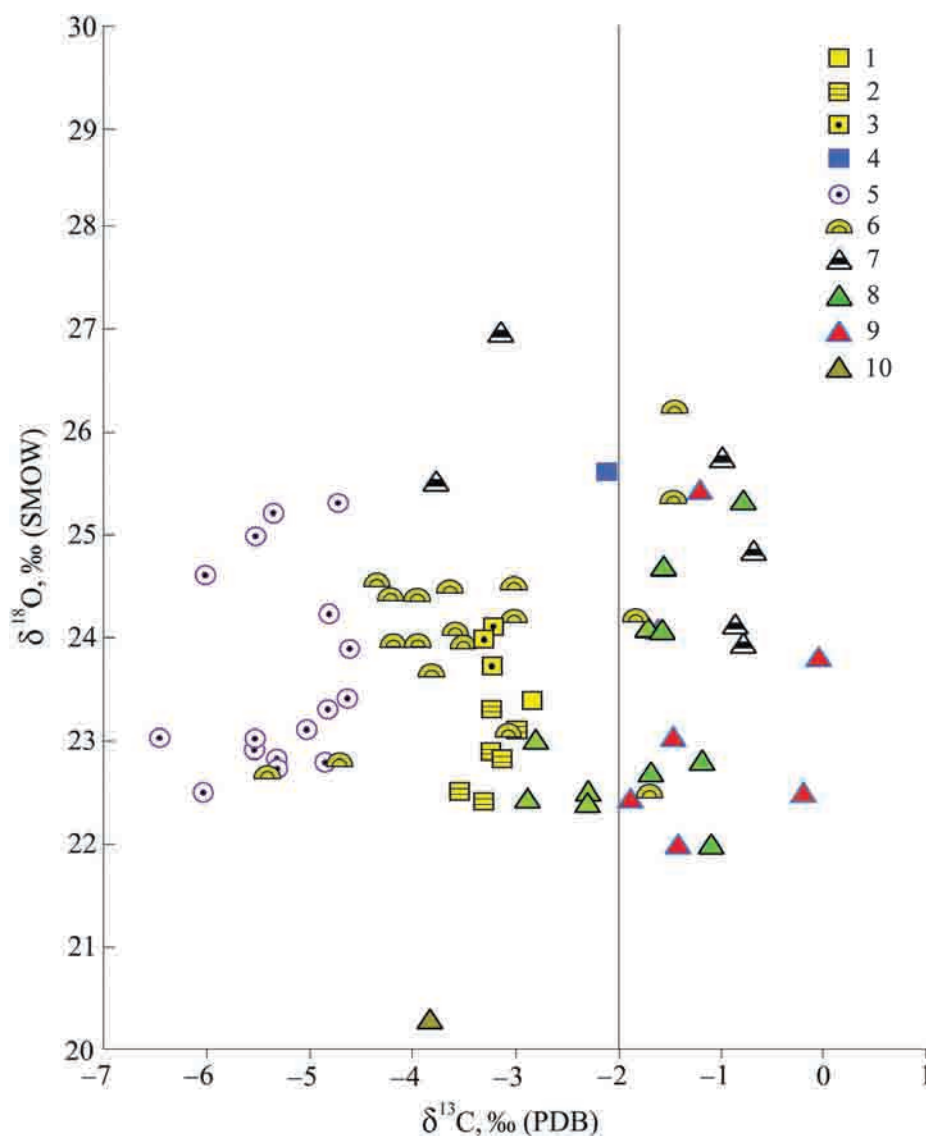
1 – биогенная генетическая группа, 2 – биохеогенная генетическая группа, 3 – механогенная генетическая группа.

Fig. 4.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in genetic groups.

1 – biogenic genetic group, 2 – biochemogenic genetic group, 3 – mechanogenic genetic group.

$\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{--}26.2\text{‰}$  характерна для пород из разреза Кожым-217. Известняки микрозернистые слоистые (ЛТ-8) характеризуются значениями  $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{...}-0.6\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{--}26.9\text{‰}$ . Среди них можно также выделить две области распространения. Первая представлена данными из разреза Изьяю-479, со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{...}-3.1\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 25.5\text{--}26.9\text{‰}$ . Породы этого типа в разрезе переслаиваются с ооидными и строматолитовыми разностями известняков. Вторая область со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -0.9\text{...}-0.6\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{--}25.7\text{‰}$  представлена образцами из разреза Кожым-217. Изотопные характеристики по пробам известня-

ков микрозернистых (ЛТ-9) –  $\delta^{13}\text{C} = -2.9\text{...}-0.8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}25.3\text{‰}$  и известняков сгустково-комковатых (ЛТ-10) –  $\delta^{13}\text{C} = -1.8\text{...}-0.05\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}25.4\text{‰}$  из разрезов Приполярного Урала имеют величины изотопов кислорода, несколько пониженные по сравнению со значениями изотопного состава нормально-морских осадочных карбонатов (Кулешов, 2001). Известняк пелитоморфный алевроито-песчаный (ЛТ-11), образующий прослой в средней части разреза Кожым-212 (обр. Ко212-13А), имеет изотопные значения углерода  $-3.8\text{‰}$  и наиболее низкие значения кислорода  $20.3\text{‰}$ , характеризующие обстановки, близкие к пресноводным.



**Рис. 5.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в литотипах биохеогенной генетической группы.

1 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 2 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 3 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 4 – доломит известковый глинистый, 5 – известняк ооидный, 6 – известняк строма-толитовый, 7 – известняк микрозернистый слоистый, 8 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 9 – известняк сгустково-комковатый, 10 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный.

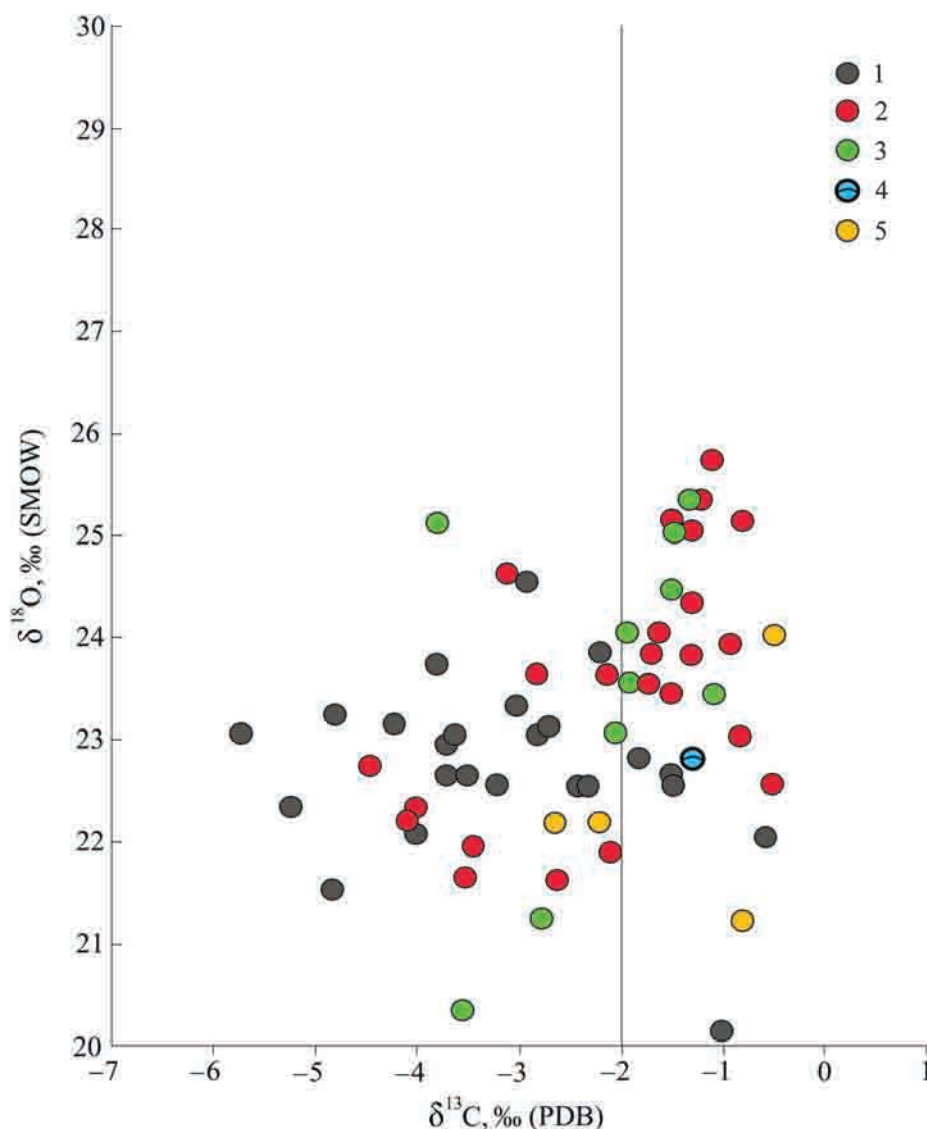
**Fig 5.**  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in lithotypes biochemogenic genetic group.

1 – dolostone with pelitomorph calcitic cement, 2 – dolostone banded texture, 3 – dolostone spotty texture, 4 – clay dolostone, 5 – ooids limestone, 6 – stromatolite limestone, 7 – layered microgranular limestones, 8 – microgranular limestones with bioturbation texture, 9 – clotty-crumby limestone, 10 – silt-sandy mudstones.

**Механогенная генетическая группа включает** в себя известняковые алевролитопесчаники (ЛТ-12), известняки биолитокластовые (ЛТ-13), известняки полибиокластовые (ЛТ-14), известняки биокластовые остракодовые (ЛТ-15), глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) (ЛТ-16). Механизм формирования этого генотипа механогенный. Образование известняковых алевролитопесчаников происходило в обстановках, ха-

рактеризовавшихся неустойчивым режимом осадконакопления, что подтверждается сонахождением обломочного материала, эрозионных поверхностей и неразмытых слоев. Образование известняковых биолитокластовых, полибиокластовых и биокластовых остракодовых происходило в мелководной части шельфа, с подвижной гидродинамикой. В результате волнового воздействия на органогенный материал и слаболитифицированный осадок





**Рис. 6.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в литотипах механогенной генетической группы.

1 – известняковый алевролитопесчаник, 2 – известняк биолитокластовый, 3 – известняк полибиокластовый, 4 – известняк биокластовый остракодовый, 5 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит).

**Fig 6.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  in lithotypes mechanogenic genetic group.

1 – calcareous siltstone-sandstone, 2 – bio-litoclastic limestone, 3 – poly-bioclasic limestone, 4 – bioclastic ostracods limestone, 5 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite).

образовывался биокластовый и обломочный материал. Глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) возникли в результате поступления генетически разнородного осадочного материала, вероятнее всего, в зоне сублиторали, в составе алевритовой части зерна метаморфических пород. Детально обстановки формирования литотипов этой группы рассмотрены в работе (Шебошкин, 2018).

Распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породах данной генетической группы показано на рис. 6. Наиболее представительный литотип в этой груп-

пе – известняковые алевролитопесчаники (ЛТ-12), имеющие широкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-5.7 \dots -0.6\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $20.0 \dots 24.5\text{‰}$ ). Для этого литотипа наиболее низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-5.7 \dots -3.2\text{‰}$ ) характерны для верхней части разреза Кожым-212 (обр. Ко212-17–Ко212-21Г-3), где известняковые алевролитопесчаники переслаиваются с известняками биолитокластовыми и строматолитовыми, в которых, в свою очередь, как компонент присутствуют оолиты. В области со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -3.0 \dots -2.2\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 22.5 \dots 24.5\text{‰}$  располагаются известняковые алевролитопесчаники из ниж-

ней части разрезов Кожым-212 и Кожым-217, а в области значений  $\delta^{13}\text{C} = -1.5\ldots-0.6\text{‰}$  и значений  $\delta^{18}\text{O} = 20.0\text{--}22.8\text{‰}$  попадают их разности из средней части разреза Кожым-217. Известняки биолитокластовые (ЛТ-13) также широко представлены в этой генетической группе. Порода из верхней части разреза Изьяю-479 и Кожым-212 имеют значения  $\delta^{13}\text{C} = -4.1\ldots-2.8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}24.3\text{‰}$ . Однако наиболее широко данный литотип со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -1.7\ldots-0.8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 21.6\text{--}25.7\text{‰}$  распространен в нижней и средней частях разреза Кожым-217. Известняки полибиокластовые (ЛТ-14) из слоя 149 разреза Изьяю-479 с изотопным составом  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-3.7\text{‰}$ ) и кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  ( $25.1\text{‰}$ ) переслаиваются со строматолитовыми и слоистыми разностями известняков, имеющими сходный изотопный состав. В разрезе Кожым-212 значения изотопного состава этого литотипа по углероду ( $-3.6\ldots-2.1\text{‰}$ ) и кислороду ( $20.3\text{--}23.0\text{‰}$ ) характеризуют также обстановки с несколько пониженными значениями по сравнению с изотопным составом для нормально-морских осадочных карбонатов (Кулешов, 2001). Некоторое утяжеление  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-1.9\ldots-1.1\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $23.3\text{--}25.3\text{‰}$ ) отмечено в карбонатах разреза Кожым-217 и нижней части разреза Кожым-212. Изотопные значения известняка биокластового остракодового (ЛТ-15) –  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-1.3\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $22.8\text{‰}$ ) – из верхней части разреза Изьяю-479 соответствуют изотопной характеристике обстановок с некоторым понижением солености в отличие от нормально-морских осадочных карбонатов. Глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) (ЛТ-16) отмечены в самой кровле венлока на границе с лудловом, в разрезах Изьяю-479 со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -0.5\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 24.0\text{‰}$ , а также Кожым-212 со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -2.6\ldots-0.8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 21.2\text{--}22.2\text{‰}$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

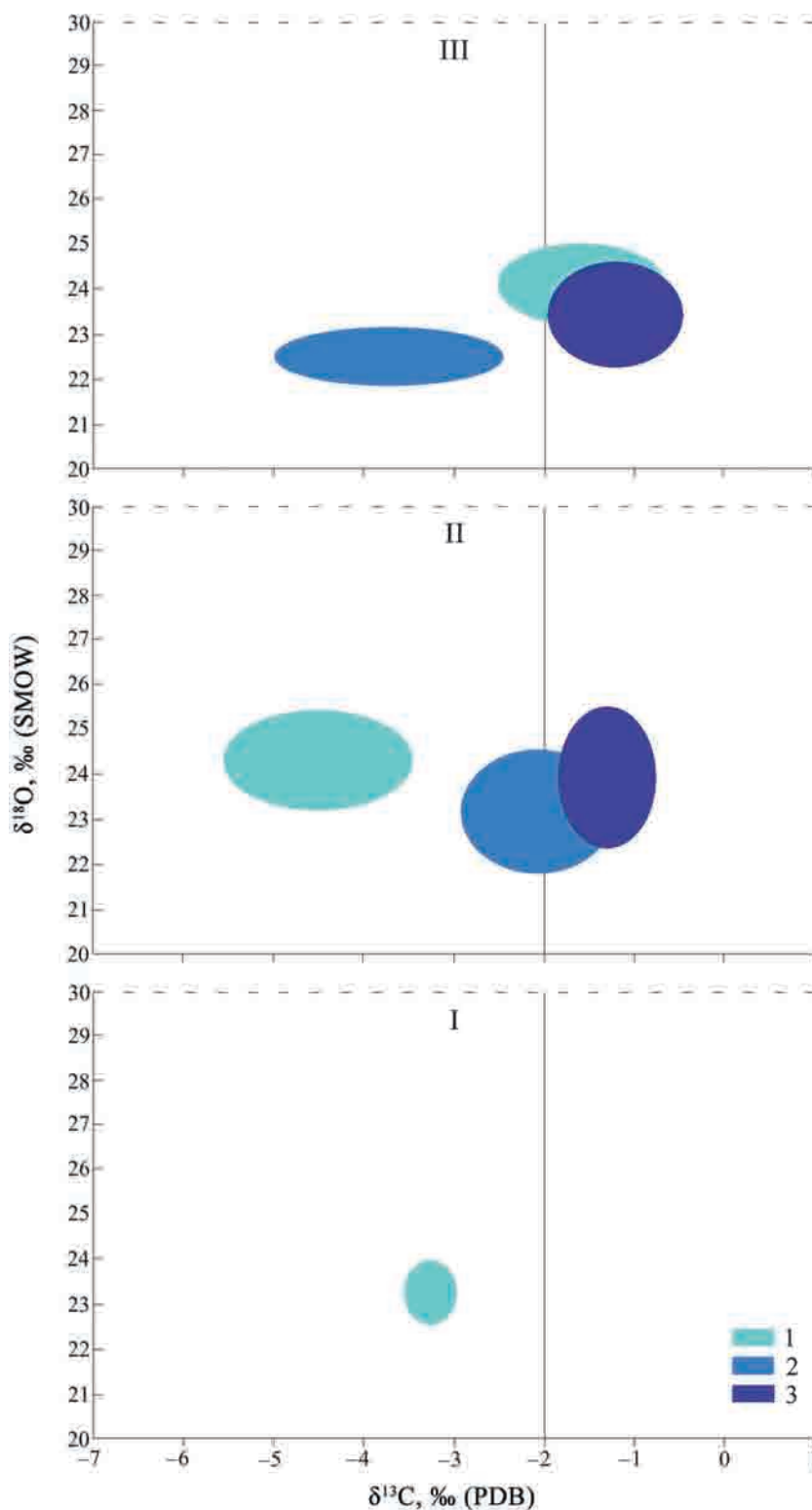
Силурийский бассейн на северо-востоке Европейской платформы располагался в северных приэкваториальных областях (Scotese, 2004) и характеризовался мелководными обстановками в условиях преобладающего гумидного климата, в определенные периоды сменявшегося аридным (Jeppsson, 1997; Calner, 2008). В венлокское время на окраине карбонатного шельфа (Приполярный Урал) формировался риф Балбанью и создавал закрытошельфовые обстановки в зарифовом водоеме (Антошкина, 2003).

Исходя из полученных аналитических данных, рассмотрим особенности условий образования изученных венлокских пород. Как известно, на рубеже лландовери–венлок проявляется биотическое событие вымирания Иревикен (*Ireviken Event*) (Jeppsson, 1997; Calner, 2008; Cramer et al., 2010), с которым связана глобальная регрессия, обусловленная

фазой оледенения на Гондване и сменой аридного климата на гумидный. Глобальные биосферные изменения в раннем палеозое в первую очередь связаны с периодами похолодания на Гондване, проявлявшимися периодически в позднем ордовике–раннем силуре и, возможно, кратковременно в позднем силуре, что отражалось в эвстатических колебаниях уровня моря и геохимических изменениях гидросферы (Caputo, 1998; Kaljo et al., 2003; Lehnert et al., 2007). Глобальные регрессии в результате похолодания вызывали экспозицию карбонатных платформ – эродирование поверхности как рифов, так и зарифовых шельфов, создавая стрессовые ситуации в бентосных экосистемах (Kaljo et al., 2003; Lehnert et al., 2007; Antoshkina, 2007), что нашло отражение в разрезах Приполярного Урала и Хорейверской впадины (Антошкина, 2015). Как показано во многих регионах мира, на этой границе отмечается положительный экскурс ( $\delta^{13}\text{C}$ ) во время биотического события *Ireviken Event*, характеризующий начало раннего шейнвудия венлока (Kaljo et al., 2003; Cramer, Saltzman, 2005). Данный факт установлен впервые в регионе в разрезе Изьяю-479 на гряде Чернышева (Шеболкин, Мянник, 2014).

Ранее были построены литофациальные модели для условно выделенных стратиграфических интервалов развития морского бассейна в венлоке, обоснованные литологическими и палеоэкологическими данными (Шеболкин, 2018). Эти интервалы соответствуют: I – раннему шейнвуду, II – позднему шейнвуду, III – гомеру (рис. 7). Так как на Приполярном Урале и гряде Чернышева не имеется достоверных палеонтологических данных, граница между II и III интервалами проведена условно. На их основе рассмотрены статистические параметры распределения изотопного состава углерода и кислорода в этих профилях (табл. 2).

На I этапе (см. рис. 7, I) сохранялись фактически изолированные крайне мелководные водоемы, где накапливались седиментационно-диагенетические доломиты, с отсутствием или крайне редким присутствием мелких органических остатков, с периодическим поступлением атмосферных и пресных вод с близлежащих участков суши, в условиях гумидизации климата (Jeppsson, 1990; Bicker et al., 1997). Средние значения ( $\bar{x}$ )  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-3.3\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $23.0\text{‰}$ ) незначительно варьируют ( $S_x = 0.29$  и  $0.60\text{‰}$  соответственно). Рентгеноструктурные исследования доломитов соответствуют стандартным данным осадочного доломита:  $a = 4.810\text{Å}$ ,  $c = 16.02\text{Å}$ ,  $\text{cell vol} = 321.02\text{Å}^3$ . Спектроскопические исследования выявили присутствие фаз углеродистого вещества. Крайне низкая степень упорядоченности его структуры в доломитах отражает низкую степень вторичных преобразований, соответственно изотопный состав доломитов отражает первичные изотопные характеристики бассейна седиментации (Антошкина и др., 2019).



**Рис. 7.** Вариации изотопного состава углерода и кислорода для раннего шейнвуда (I), позднего шейнвуда (II) и гомера (III).

1 – разрез Изъяю-479, 2 – разрез Кожым-212, 3 – разрез Кожым-217.

**Fig. 7.** Variations isotopic data of carbon and oxygen for the early sheinwoodian (I), late sheinwoodian (II) and home-rian (III).

1 – section Iz'yayu-479, 2 – section Kozym-212, 3 – section Kozym-217.

**Таблица 2.** Статистические параметры распределения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах венлока**Table 2.** Statistical parameters of carbon and oxygen isotopic composition distribution in the Wenlockian carbonate rocks

Интервал	Разрез	Среднее содержание $x$ , ‰		Среднее квадратичное отклонение $S_x$ , ‰		Коэффициент вариации $V_x$ , %	
		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
III	Ко-217	-1.2	23.4	0.72	1.08	59.6	4.6
	Ко-212	-3.7	22.5	1.17	0.58	31.6	2.6
	Из-479	-1.6	24.1	0.92	0.92	57.5	3.8
II	Ко-217	-1.3	23.9	0.50	1.46	37.6	6.1
	Ко-212	-2.1	23.1	0.83	1.17	40.3	5.1
	Из-479	-4.5	24.2	0.96	1.05	21.2	4.3
I	Из-479	-3.3	23.0	0.29	0.60	8.9	2.6

На II этапе (рис. 7, II) отложения в южной части гряды Чернышева формировались в основном в условиях спокойно-водного режима, иногда с проявлением аноксии придонных вод (Антошкина и др., 2015). Подтверждением могут служить ооидно-строматолитовые ассоциации и слоистые разности микрозернистых известняков со средними значениями ( $x$ )  $\delta^{13}\text{C} = -4.5\text{‰}$  ( $S_x = 0.96\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O} = 24.2\text{‰}$  ( $S_x = 1.05\text{‰}$ ). Образование венлокских ооидов происходило в водоеме с низкой гидродинамикой, периодически нарушаемой поступлением терригенного материала, вокруг которого, как и вокруг скелетных фрагментов в придонном осадке, начинала формироваться своеобразная радиальная оболочка. Кроме того, можно наблюдать возникновение вадозного цемента. Крайнее мелководье водоема с присутствием ооидов даже при небольших колебаниях уровня вод приводило к выводу осадков в вадозно-фреатические обстановки, а в западных районах Тимано-Печорского региона (Печорская синеклиза) – вплоть до образования каолиновых кор выветривания в основании венлока. В результате малоподвижного водного режима происходила экспансия микробных и бактериальных сообществ, создавших эвтрофные условия. Существование затрудненного водообмена в венлокском морском бассейне обусловлено развитием на окраине шельфа рифов, что подтверждается крайне скудным таксономическим составом эврифациального и эвригалинного бентосного сообщества с преобладанием остракодовой фауны (Антошкина, Шеболкин, 2014).

В восточной части осадочного бассейна (обн. 212, см. рис. 7, II) довольно широко варьируют значения  $\delta^{13}\text{C} = -3.8\text{‰} \dots -0.79\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 20.3\text{‰} \dots 25.6\text{‰}$ , но среднее содержание ( $x$ )  $\delta^{13}\text{C} = -2.1\text{‰}$  ( $S_x = 0.96\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O} = 23.1\text{‰}$  ( $S_x = 1.05\text{‰}$ ), где распространены известняки микрозернистые, сгустково-комковатые и редкие кораллово-строматопоровые биостромы, что указывает на спокойно-водные обстановки. В начале и конце этого временного интервала отмечается формирование известняковых алевролитов

песчаников, известняков полибиокластовых и биолитокластовых, что можно объяснить активизацией гидродинамики и колебаниями уровня моря (Шеболкин, 2018). Из общей картины выбиваются известняки пелитоморфные алевроито-песчаные с самыми облегченными в этом профиле значениями:  $\delta^{13}\text{C} = -3.8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 20.3\text{‰}$  и, возможно, они могут указывать на кратковременную активизацию течений, во время которых происходило поступление с суши кварцевого материала и пресных вод. Отсутствие окатанности зерен кварца свидетельствует о близких источниках сноса (Шеболкин, 2018).

Для углубленной части бассейна (обн. 217, см. рис. 7, II) среднее содержание ( $x$ )  $\delta^{13}\text{C} = -1.3\text{‰}$  ( $S_x = 0.50\text{‰}$ ),  $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{‰}$ , с довольно широким разбросом значений ( $S_x = 1.46\text{‰}$ ). Здесь преобладали обстановки с активной гидродинамикой (известняки биолитокластовые, известняковые алевролитопесчаники), которые прерывались условиями спокойной гидродинамики нижней сублиторали (известняки слоистые с единичными кораллово-строматопоровыми биостромами). В нижней части разреза обн. 217 отмечены биокластовые известняки с мелкими строматолитовыми постройками, как и в обн. 212, со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -1.8\text{‰} \dots -1.4\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{‰} \dots 26.2\text{‰}$ . Возможно, это связано с наступлением венлокского моря, когда на эрозонных поверхностях лландоверийских отложений образовывались крайне мелководные водоемы, что могло быть обусловлено нарушением циркуляции вод. Можно сказать, что средневенлокские осадки в районе обн. 217 формировались в нормально-морских условиях бассейна седиментации с периодическим понижением солености вод.

На III этапе (см. рис. 7, III) в южной части гряды Чернышева спокойно-водные обстановки седиментации сменились на обстановки верхней сублиторали с более активной гидродинамикой. Отложения этого периода имеют средние изотопные величины ( $x$ )  $\delta^{13}\text{C} = -1.6\text{‰}$  ( $S_x = 0.92\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O} = 24.1\text{‰}$  ( $S_x = 0.92\text{‰}$ ). Здесь преобладают известняки полибиокластовые, биокластовые остракодовые и биолито-



кластовые. Залегающие в кровле разреза глинисто-алевритисто-карбонатные микстолиты показывают смену обстановок на завершающей стадии венлокского этапа осадконакопления. Так как в породах сохранялся иловый матрикс, в который поступал терригенный материал, формирование этих осадков можно отнести к условиям иловой литорали.

В этот же период в области обн. 212 (см. рис. 7, III) средние изотопные величины ( $x$ ) пород следующие:  $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{‰}$  с широким разбросом значений ( $S_x - 1.17\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{‰}$  ( $S_x - 0.58\text{‰}$ ). Здесь распространены известняковые алевритопесчаники в ассоциации с ооидами и мелкими куполообразными строматолитами, имеющими высоту до 0.15 м и диаметр до 0.15 м, что указывает на обмеление морского бассейна. Также отмечается, что поверхность строматолитов часто разбита трещинами, образующими промоины в рельефе колоний, что может быть связано с растрескиванием колоний при попадании их в надприливные обстановки. Для кровли разреза, как и в разрезе Изъяю-479, характерны глинисто-алевритисто-карбонатные микстолиты. Их распространение в верхней части разреза верхнего венлока свидетельствует о довольно резкой смене условий осадконакопления. Формирование этих осадков предположительно отнесено к обстановкам переходным от лагунной зоны к отмельной в пределах литорали. Преобладание крайне мелководных литоральных осадков на окраине шельфовой лагуны может свидетельствовать о резком понижении уровня моря в конце венлока и возможном кратковременном перерыве в осадконакоплении. В настоящее время мы не можем достоверно подтвердить существование этого перерыва из-за отсутствия палеонтологического обоснования по другим разрезам в пределах платформы. Проведенная предыдущими исследователями корреляция силурийских разрезов Урала и Эстонии свидетельствует о возможном существовании этого перерыва (Antoshkina et al., 2000).

В области обн. 217 (см. рис. 7, III) отложения представлены биолитокластовыми и полибиокластовыми ассоциациями известняков и имеют средние изотопные величины ( $x$ ):  $\delta^{13}\text{C} = -1.2\text{‰}$  ( $S_x - 0.72\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O} = 23.4\text{‰}$  ( $S_x - 1.08\text{‰}$ ). Исходя из полученных литологических и изотопных характеристик пород в изученных разрезах, в конце поздневенлокского времени обстановки седиментации были более разнообразными на территории Приполярного Урала, чем на территории южной части гряды Чернышева, что отчетливо проявилось при построении литофациальных моделей венлокского осадконакопления (Шеболкин, 2018).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадконакопление в венлокскую эпоху на территории южной части гряды Чернышева и Припо-

лярного Урала происходило в крайне мелководном зарифовом бассейне с различной гидродинамикой, колебанием уровня вод и нестабильным тектоническим режимом, что подтверждается широким разбросом изотопных характеристик  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-6.4\text{‰}$ – $0.05\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $20.0\text{‰}$ – $26.9\text{‰}$ ).

В джигунтуйской свите гряды Чернышева бассейн в раннем венлоке характеризовался условиями изолированного крайнего мелководья с низкой гидродинамикой и активизацией микробного карбонатакопления. Все это нашло отражение в преобладании ооидно-строматолитовой ассоциации. Только в позднем венлоке, ближе к лудловской эпохе, условия осадконакопления приблизились к нормально-морским. Крайнее мелководье данного водоема даже при малоамплитудных колебаниях уровня вод приводило к выводу части осадков в вадозно-фреатические обстановки, а в некоторых районах Печорской синеклизы – вплоть до образования кор выветривания на границе лландовери и венлока.

На Приполярном Урале в разрезе Кожым-212 верхнеустурдунской подсвиты можно отметить тот факт, что в условиях тектонической неустойчивости внутренней окраины карбонатной платформы (Антошкина, 2011) и, соответственно, дна морского бассейна при проявлении трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации происходила периодическая смена обстановок с колебаниями солености вод. Восточнее отложения разреза Кожым-217 формировались в более глубоководной части бассейна с нормально-морской соленостью.

Полученные изотопные характеристики венлокских пород свидетельствуют о логичности выделения трех временных интервалов и их корреляции с палеогеографическими реконструкциями венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском морском бассейне (Шеболкин, 2018).

## Благодарности

Автор выражает благодарность А.И. Антошкиной и В.И. Силаеву за консультации, ценные замечания и рекомендации при подготовке статьи к публикации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Антошкина А.И. (2011) Бактериальное порообразование – реальность современных методов исследований. *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естеств. науки*, **153**(4), 114–126.
- Антошкина А.И. (2015) Ассоциации ооидов и строматолитов – стресс для бентосных экосистем. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 19–25.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрь-

- ва З.П., Пономаренко Е.С., Сандула А.Н., Канева Н.А., Шмелева Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.С. (2015) Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 1(21), 55-72.
- Антошкина А.И., Шеболкин Д.Н. (2014) Генетическая интерпретация ооидных образований (на примере венлокских отложений южной части гр. Чернышева). *Геохимия литогенеза. Мат-лы Всерос. совещ. с междунар. участием*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 165-168.
- Антошкина А.И., Шеболкин Д.Н., Шмелева Л.А., Исаенко С.И. (2019) Биохемогенные известняки и доломиты в нанометровом масштабе: значение для геологической летописи. *Вестн. ИГ Коми НЦ*, (8), 3-13.
- Безносова Т.М., Лукин В.Ю. (2009) Войвывский горизонт – новое стратиграфическое подразделение. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Мат-лы XV Геолог. съезда Республики Коми. Т. II*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 15-18.
- Виноградов В.И. (2008) Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палеоэкологические реконструкции. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 51-65.
- Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.
- Зуйкова О.Н., Ботвинник П.В. (1986) Коррелятивные значения кальцисферид при стратиграфии верхнемеловых отложений восточной части Терско-Сунженской нефтегазоносной области. *Вопросы геологии и нефтегазоносности северо-восточного Кавказа*, (45), 14-17.
- Канева Н.А., Пономаренко Е.С., Шевчук С.С. (2013) Проблема генетической интерпретации *Calcisphaera incertae sedis* (на примере верхнедевонских отложений Тимано-Печорского региона). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 15-19.
- Кузнецов В.Г. (2003) Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 259 с.
- Кулешов В.Н. (2001) Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщ. 1. Седиментогенез и диагенез. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 491-508.
- Кулешов В.Н., Седаева К.М. (2009) Геохимия изотопов ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 508-526.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.
- Носик Л.П., Кучер М.Н., Носик В.Л., Серов Л.С. (1988) Особенности фракционирования изотопного состава химических элементов в физических и химических процессах. *Эксперимент в минералогии. Тр. XI Всесоюз. совещ. по экспериментальной минералогии*. М.: Наука, 35-43.
- Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. (2011) (Отв. ред. А.И. Антошкина, В.А. Салдин). Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцев Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 130 с.
- Силаев В.И., Хазов А.Ф. (2003) Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипргенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 41 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) (Ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашова и др.). Екатеринбург: Урал. геол.-съем. экспедиция, 152 л.
- Тимонин Н.И. (1975) Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 130 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Шеболкин Д.Н. (2008) Новые данные по границе лландовери и венлока на р. Изьяю (гр. Чернышева). *Молодежь и наука на Севере. Мат-лы докл. I Всерос. молодеж. науч. конф. Т. I*. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 165-166.
- Шеболкин Д.Н. (2015) Разнообразие строматолитовых построек как отражение специфики венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском регионе. *Геология рифов. Мат-лы Всерос. литол. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 157-159.
- Шеболкин Д.Н. (2017) Джинтуйская свита венлока на р. Изьяю (гряда Чернышева). *Природное геологическое наследие европейского севера России. Мат-лы Всерос. науч. конф.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 97-100.
- Шеболкин Д.Н. (2018) Литогенетическая типизация и условия образования венлокских отложений Приполярья Урала и гряды Чернышева. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 13(2), 22. [http://www.ngtp.ru/rub/2/20\\_2018.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf)
- Шеболкин Д.Н., Мянник П. (2014) Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион). *Литосфера*, (1), 33-40.
- Antoshkina A.I. (2007) Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects. *Acta Palaeontol. Sin.*, 46, 23-27.
- Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. (2000) Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the international Standard. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna. Ichthyolith Issue, Spec. Publ.* 6, 17-21.
- Bickert T., Patzold J., Samtleben C., Munnecke A. (1997) Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 2717-2730.
- Calner M. (2008) Silurian global events at the tipping point of climate change. *Mass extinctions*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Caputo M.V. (1998) Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes. *Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes*. (Ed. E. Landing, M.E. Johnson). *N. Y. St. Mus. Bull.*, 491, 15-25.
- Cramer B.D., Loydell D.K., Samtleben C., Munnecke A., Kaljo D., Männik P., Martma T., Jeppsson L., Kleffner M.A., Barrick J.E., Johnson C.A., Emsbo P.,

- Joachimsk M.M., Bickert T., Saltzman M.R. (2010) Testing the limits of Paleozoic chronostratigraphic correlation via high-resolution (<500 kyr) integrated conodont, graptolite, and carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) bio-chemostratigraphy across the Llandovery-Wenlock (Silurian) boundary: Is a unified Phanerozoic time scale achievable? *GSA Bull.*, **122**, 700-1716.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of  $^{12}\text{C}$  in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **219**, 333-349.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc., Lond.*, **147**, 663-667.
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) standard conodont zonation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity. *Bull. de la Societe geologique de France*, **174**, 59-66.
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sin.*, **46**, 249-255.
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**, 104-111.
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Scotese C.R. (2004) Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Calgary.
- (2015) Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic Timan-North Ural region: research directions, results, problems and tasks. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **1**(21), 55-72. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shebolkin D.N. (2014) Genetic interpretation of ooid formations (on the example of wenlock deposits in the southern part of Chernyshev swell). *Geochemistry of lithogenesis*. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 165-168. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shebolkin D.N., Shmeleva L.A., Isaenko S.I. (2019) Biochemogenic limestones and dolomites at the nanometer scale: value for the geological chronicle. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **8**, 3-13. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Lukin V.Yu. (2009) Voivyn Regional Stage – a new stratigraphic unit. *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Proc. XV Geol. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 15-18. (In Russ.)
- Bickert T., Patzold J., Samtleben C., Munnecke A. (1997) Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 2717-2730.
- Calner M. (2008) Silurian global events at the tipping point of climate change. *Mass extinctions*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Caputo M.V. (1998) Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes. *Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes*. (Ed. E. Landing, M.E. Johnson). *N. Y. St. Mus. Bull.*, **491**, 15-25.
- Cramer B.D., Loydell D.K., Samtleben C., Munnecke A., Kaljo D., Männik P., Martma T., Jeppsson L., Klefner M.A., Barrick J.E., Johnson C.A., Emsbo P., Joachimsk M.M., Bickert T., Saltzman M.R. (2010) Testing the limits of Paleozoic chronostratigraphic correlation via high-resolution (<500 kyr) integrated conodont, graptolite, and carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) bio-chemostratigraphy across the Llandovery-Wenlock (Silurian) boundary: Is a unified Phanerozoic time scale achievable? *GSA Bull.*, **122**, 700-1716.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of  $^{12}\text{C}$  in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **219**, 333-349.
- For G. (1989) Fundamentals of isotope Geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russ.)
- Galimov E.M. (1968) Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russ.)
- Graf D.L. (1961) Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. *Amer. Miner.*, **46**, 1283-1316.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc., Lond.*, **147**, 663-667.
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) standard conodont zonation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity. *Bull. de la Societe geologique de France*, **174**, 59-66.
- Kaneva N.A., Ponomarenko E.S., Shevchuk S.S. (2013) The problem of genetic interpretation of *Calcisphaera incerta*

## REFERENCES



- tae sedis* (on the example of the upper Devonian deposits of the Timan-Pechora region). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **12**, 15-19. (In Russ.)
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.
- Kuznetsov V.G. (2003) Evolution of carbonation accumulation in the history of the Earth. Moscow, GEOS Publ., 259 p. (In Russ.)
- Kuleshov V.N. (2001) Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Report 1. Sedimentogenesis and diagenesis. *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 491-508. (In Russ.)
- Kuleshov V.N., Sedaeva K.M. (2009) Geochemistry of isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) and conditions of formation of upper Kazanian carbonate deposits of the Volga-Vyatka interfluve. *Litol. Polezn. Iskop.* (5), 508-526. (In Russ.)
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sin.*, **46**, 249-255.
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**, 104-111.
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery–Wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Maslov A.V. (2005) Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. Ekaterinburg, UGGU, 289 p. (In Russ.)
- Nosik L.P., Kucher M.N., Nosik V.L., Serov L.S. (1988) Features of fractionation of the isotopic composition of chemical elements in physical and chemical processes. *An experiment in mineralogy. Proc. XI All-Union. meeting on experimental mineralogy*. Moscow, Nauka Publ., 35-43. (In Russ.)
- Paleozoic sedimentation on the outer shelf zone of the passive margin of the North-East of the European platform. (2011) (Eds A.I. Antoshkina, V.A. Saldin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) Silurian and Devonian deposits biostratigraphy of the Pechora Urals. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Scotese C.R. (2004) Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Calgary.
- Shebolkin D.N. (2008) New data on the boundary of Llandovery–Wenlock on the Iz'yayu river (Chernyshev swell). *Young people and science in the North. Proc. Conf. V. 1*. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 165-166. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2015) Variety of stromatolite structures as a reflection of the specifics Wenlockian sedimentation in the Timan-North Ural region. *Geology of the reefs. Proc. All-Russian Lithol. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 157-159. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2017) Dzintui formation of the Wenlock on Iz'yayu river (Chernyshev Swell) *Natural geological heritage of the European North of Russia. Proc. All-Russian Sci. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 97-100. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2018) Lithogenetic typification and formation conditions Wenlockian deposits of the Subpolar Urals and Chernyshev swell. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **13**(2), [http://www.ngtp.ru/rub/2/20\\_2018.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf)
- Shebolkin D.N., Männik P. (2014). Wenlock deposits in the southern part of the Chernyshev Swell (Timan-Northern Ural region). *Lithosphere (Russia)*, (1), 33-40. (In Russ.)
- Silaev V.I., Khazov A.F. (2003) Isotopic disproportionation of carbonate carbon in the processes of hypergenic-exogenous regrouping of substances of the earth's crust. Syktyvkar, Geoprint Publ., 41 p. (In Russ.)
- Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) (Eds N.Ya. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, UGSE Publ., 152 p. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1975) Tectonics of the Chernyshev swell. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Vinogradov V.I. (2008) Carbon and oxygen isotope composition of the Vendian-Cambrian carbonate rocks and paleoecological reconstructions. *Litol. Polezn. Iskop.*, (1), 51-65. (In Russ.)