

УДК 551.734Ю3(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ХИРНАНТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ

© 2018 г. А. И. Антошкина, Л. А. Шмелёва

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

Поступила в редакцию 30.01.2018 г., принята к печати 25.05.2018 г.

Представлены результаты литолого-геохимического изучения хирнантских отложений на западном склоне Приполярного (разрезы Ко-БКБ и Ко-108/01) и Северного (разрез БК-2) Урала. Выявлено, что регрессия в раннем хирнанте проявилась в формировании седиментационно-диагенетических брекчий, эрозионных поверхностей, биокластовых песков и в частых колебаниях кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. В позднем хирнанте существовали более мористые обстановки отмелей с криноидно-песчаными фациями и более спокойноводные условия нижней зоны литорали, а изотопный состав углерода и кислорода имел положительную тенденцию до середины верхнего хирнанта, сменяющуюся к кровле на отрицательную. В среднем хирнанте выявлен выразительный негативный экскурс изотопных кривых углерода и кислорода, который можно применять в качестве регионального геохимического репера. Этот кратковременный интервал в хирнантское время, вероятнее всего, характеризует резкое обмеление, интенсивный континентальный снос и влияние пресных вод при обширной региональной регрессии Тимано-Североуральского морского бассейна. Для хирнантского яруса Западного Урала, исходя из установленного позднекатийского возраста кырьинского горизонта, предложено выделить “кожымский” горизонт со стратотипическими разрезами на р. Кожым Приполярного Урала.

Ключевые слова: литология, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, фации, хирнантские отложения, Приполярный и Северный Урал, Тимано-Североуральский регион

PECULARITIES OF COMPOSITION, STRUCTURE AND ENVIRONMENTS OF HIRNANTIAN DEPOSITS IN THE TIMAN-NORTHERN URAL SEDIMENTARY BASIN

Anna I. Antoshkina, Lyubov' A. Shmeleva

Institute of Geology Komi Science Centre Urals Branch of RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktывkar,
167982, Russia, e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru

Received 30.01.2018, accepted 25.05.2018

The results of lithological and geochemical study of the Hirnantian deposits on the western slope of the Subpolar (Ko-BKB and Ko-108/01 sections) and Northern (BK-2 section) Urals are presented. At the beginning of the Hirnantian the regression in the Timan-northern Ural region on the outer zone of the carbonate platform margin (eastern sections of Ko-BKB – the Bad'yashor Fm in the Kozhym River, Subpolar Urals and BK-2 – pack 1 of the Verkh Ruchej Fm in the Ilych River basin, Northern Urals) was manifested in the formation of breccias, erosion surfaces with pockets, carbon and oxygen isotope excursions. In the inner zone of the platform margin (western section Ko-108/01 – pack 1 of the Yunkoshor Fm) was formed bioclastic sands, erosion processes have been significantly weaker. In the late Hirnantian existed shoals with crinoidal-sand facies (sections Ko-BKB – the Kamennaya Baba Fm and BK-2 – pack 2 of the Verkh Ruchej Fm) and more quiet water conditions of lower intertidal zone (section Ko-108/01 – pack 2 of the Yunkoshor Fm). The difference in the sedimentation was due to the existence of paleouplifts and paleodepressions (raised and lowered blocks of composite basement) on the carbonate platform. The similar environments in the sedimentary basin are revealed in the mid-Hirnantian by the negative excursion of carbon and oxide isotope curves clearly expressed in all sections. This shift reaching in the $\delta^{18}\text{O}$ to 4.7‰ fixed in the section Ko-BKB. Such expressive isotope excursion can apply as the regional geochemical marker of the mid-Hirnantian deposits. This time interval characterizes an abrupt shallowing, intense continental runoff, and influence of fresh-water due to short-term extensive regional regression in the Timan-northern Ural marine basin. For the Hirnantian Stage in stratigraphic scheme of the Western Urals on the basis of sections completeness it is necessary to allocate the “Kozhym” Regional Stage with the stratotype sections in the Kozhym River on the Subpolar Urals, which must be located above the Kyr'ya Regional Stage corresponding to the upper Katian.

Для цитирования: Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. (2018) Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. *Литосфера*, **18**(4), 543-565. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

For citation: Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure, and environments of Hirnantian deposits in the Timan-northern Ural sedimentary basin. *Litosfera*, **18**(4), 543-565. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

Keywords: lithology, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, facies, Hirnantian deposits, Subpolar and Northern Urals, Timan-northern Ural region

Acknowledgments

The authors thank the staff of the TsKP “Geoscience” of Institute of Geology for analytical researches and experts-paleontologists for fauna definition that promoted performance of the given work carrying out of our work and G.A. Mizens for helpful advice in preparing the article for publication.

The work was carried out in the frames of State program No. AAAA-A17-117121270034-3 and with financial support of PFR UB RAS, project No. 18-5-5-31.

ВВЕДЕНИЕ

Заключительная фаза позднеордовикского оледенения на Гондване проявилась в глобальной регрессии, резкой пертурбации в пелагических и бентосных сообществах, специфике кривых изотопного состава углерода и кислорода, изменении палеогеографии осадочных бассейнов и характере осадконакопления. Она представлена в многочисленных публикациях из разных регионов мира [Граница..., 1983; Brenchley et al., 1994, 2003; Armstrong, Coe, 1997; Сенников, 1998; Sheehan, 2001; Sutcliffe et al., 2001; Berry, 2003; Herrmann et al., 2004; Bergström et al., 2006; Kaljo et al., 2012; и др.]. Рубеж границы ордовика и силура отражает событие глобального массового вымирания (*Hirnant Event*), считающееся одним из крупных в истории фанерозоя [Droser et al., 2000].

В Международной стратиграфической шкале [Gradstein et al., 2004; Ogg et al., 2008; Bergström et al., 2009] и Общей стратиграфической шкале России [Состояние..., 2008; Постановления..., 2012] на границе с силуром был установлен хирнантский ярус. За его стратотип для Международной стратиграфической шкалы (GSSP) принят разрез в северной части провинции Ванживан (Wangjiawan North) в Китае [Chen et al., 2006]. На территории России в качестве эталона был выбран разрез на руч. Мирный в бассейне р. Колыма, предложенный Т.Н. Корень и Р.Ф. Соболевской [Состояние..., 2008]. По их же данным [Koren, Sobolevskaia, 2008], мелководная граптолитовая фауна из разрезов Омуревских гор Сибири сопоставляется с аналогичной из разрезов провинции Ванживан в Китае и с глубоководными аналогами в разрезах Добс Линн (Dob's Linn) в Шотландии и Винини (Vinini) в центральной Неваде США.

Необходимость проведения исследований по разрезам хирнантских отложений в Тимано-Печорском регионе определяется прежде всего тем, что постановлением МСК России предложено выделить хирнантский ярус в изучаемом регионе в объеме салюкинской свиты и верхней части малотавротинской свиты [Состояние..., 2008, прил. 3]. Следует отметить, что верхняя салюкинская свита соответствует кырьинскому горизонту Западного Урала [Стратиграфические схемы..., 1993] и регио-

нальной яптикшорской свите, относимым к кровле ордовика. Серые и темно-серые доломиты, иногда глинистые и слоистые, в стратотипе кырьинского горизонта на Среднем Урале [Маслов и др., 1996] включают брахиоподы *Proconchidium munsteri* (St. Joseph), датирующие поздний катий (официально верхнекатийского подъяруса нет, поэтому оставлен поздний катий) [Brenchley et al., 1997]. Они перекрываются серыми массивными доломитами, содержащими рудданских брахиопод *Stricklandia cf. lens* (Sow.), а выше – строматопороидей *Clathrodiclyon lennicovi* Nestor и брахиопод *Virgiana cf. barrandei* (Bill.) аэронского яруса. Южнее нижняя часть силура и кырьинского горизонта полностью выпадает и на сурьинском горизонте, подстилающем кырьинский, залегают верхнесилурийские известняки и доломиты с песчаниками в основании. Таким образом, в стратотипическом разрезе кырьинского горизонта отсутствуют отложения, характеризующие, согласно современной стратиграфической шкале ордовика, хирнантский ярус.

Целью статьи являются анализ состава, строения, литолого-палеонтологических и хемотратиграфических данных по разрезам хирнанта и установление критериев их корреляции для обоснования палеогеографической ситуации в хирнантском веке в Тимано-Североуральском осадочном бассейне.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом для данного исследования послужили разрезы разнофациальных хирнантских отложений Приполярного (р. Кожым), Северного (бассейн р. Илыч) Урала, представленные более чем 200 образцами горных пород, фауны и шлифов, свыше 100 химических, спектроскопических и изотопных анализов. Определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах осуществлялись на масс-спектрометре Delta V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ – стандарта SMOW. Ошибка определений ^{13}C и ^{18}O не превышает $\pm 0.1\%$ (1 σ). Для выявления цементов разных стадий в брекчиях бадьяшорской свиты использовался метод электронного парамагнит-

ного резонанса (ЭПР). Спектры ЭПР регистрировались на радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) (аналитик В.П. Лютоев). Диапазоны варьирования концентраций изоморфных примесей марганца в решетке карбоната определялись наряду с методом ЭПР и по данным рентгенолюминесценции (аналитик М.Ф. Самотолкова). Валовое содержание $C_{орг}$ определялось с использованием экспресс-анализатора на углерод АН-7529 (аналитик С.А. Забоева). Распределение нормальных и изопреноидных алканов, выполненное методом газовой хроматографии, анализировалось на газовом хроматографе модели 3700, оснащенный капиллярной кварцевой колонкой с неподвижной фазой OV-101. Накопление и обработка хроматографического сигнала осуществлялись компьютерной системой "Полихром" для Windows (аналитик О.В. Валяева). Пробы для изучения получали с помощью тонких стратологических сверл. Аналитические исследования проводились в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Для решения вопросов стратиграфии и корреляции были привлечены определения различных групп фоссилий, выполненные в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Т.М. Безносовой (брахиоподы); О.В. Богоявленской (строматопоридеи); Н.А. Боринцевой (табулятоморфные кораллы и гелиолитоидеи); С.В. Мельниковым, В.А. Наседкиной, П. Мянником, Т.Ю. Толмачевой (кондонты); Л.В. Милициной (криноидеи); М.В. Шурьгиной (кораллы табулятоморфные и ругозы); В.С. Цыганко (кораллы ругозы, рецептакулиты).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Тимано-Североуральский регион (Печорская плита) в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, представляющем северо-восток Европейской платформы. История континентальной окраины в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Палеозойская история региона началась с эпиконтинентального рифтогенеза древнего композитного континента на рубеже кембрия и ордовика, приведшего к раскрытию Палеоуральского океана на восточной (в современных координатах) окраине Европейской платформы [Пучков, 2010]. Тектоническая эволюция стабилизировавшаяся к этому времени Печорской плиты и зарождавшегося палеоокеанического бассейна обусловила литогеодинамическую эволюцию пассивной континентальной окраины. Выделены этапы осадконакопления, различающиеся литокомплексами, тектоническими событиями, палеогеографической ситуацией [Антошкина и др., 2015]. Каждый этап

отражен в существенном различии сформировавшихся осадочных геологических тел и характеризуется своеобразием седиментации на разных временных уровнях. Позднеордовикский этап развития региона отличался 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 бенгтосной фауны (позднекатийское время). Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супрадо сублиторальных. Неоднократная смена характера седиментации в осадочном бассейне запечатлена в пестром составе нижнепалеозойских литокомплексов, представляющих в разрезах сочетание отложений платформ-шельфов с разнообразием сульфатно-карбонатных фаций и платформ-рамп с довольно однообразными глинисто-карбонатными фациями трансгрессивных трактов. В хирнантском веке исследуемая территория располагалась в тропической зоне 0–15° южных широт [Scotese et al., 2015, Mar 77].

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хирнантские отложения в исследуемом регионе достоверно установлены на Приполярном и Северном Урале (рис. 1). Впервые они выделены на Приполярном Урале на р. Кожым в районе устья руч. Ярнейшор как юнкошорские слои [Безносова и др., 2006]. Позднее выявлены в объеме бадьяшорской и каменнобабской свит, в районе устья р. Балбанью [Антошкина, 2007], а в ранге верхнеручейной свиты установлены в бассейне р. Ильч на Северном Урале [Шмелёва, Толмачева, 2016]. На рис. 2 представлена схема корреляции имеющихся стратиграфических подразделений хирнантского яруса.

Приполярный Урал, р. Кожым

Рассматриваемые разрезы, определяемые как восточный (Ко-БКБ) и западный (Ко-108/01) по отношению друг к другу, расположены на территории национального парка Югьд ва. Нумерация обнажений дана по работе [Першина и др., 1971].

Восточный разрез Ко-БКБ находится в верховьях р. Кожым на участке от устья руч. Бадьяшор (обн. 76–74) до района останца Каменная баба (см. рис. 1, фиг. 2). В палеогеографическом плане он характеризует наиболее восточную (в совре-

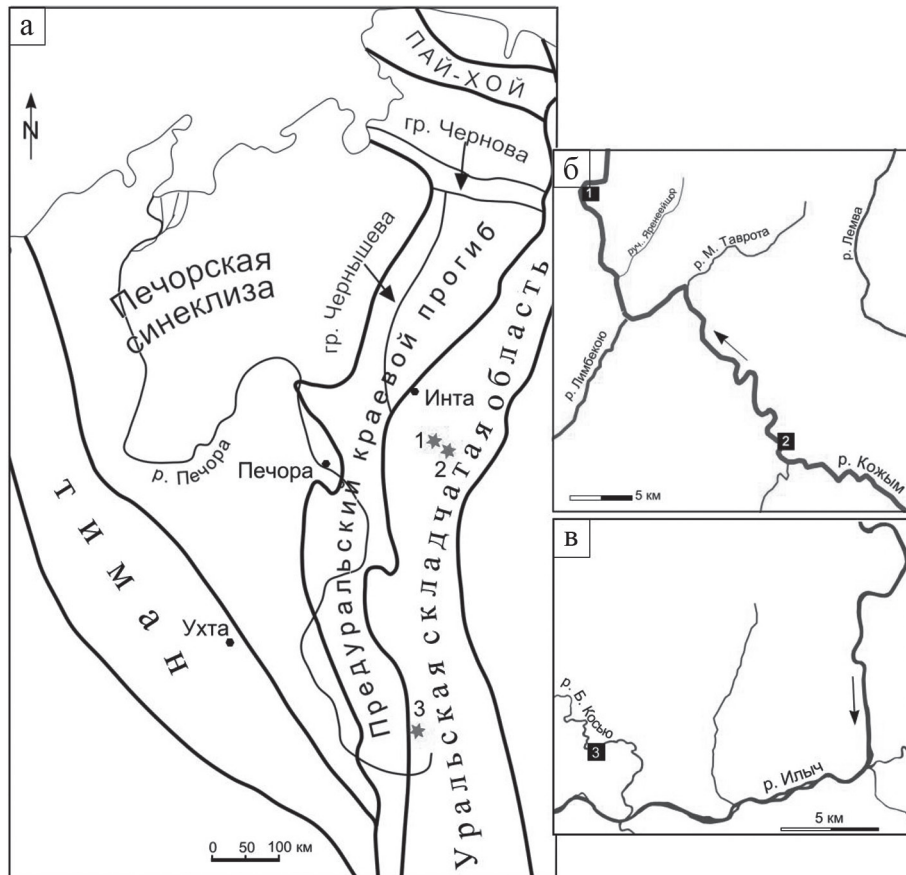


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов в Тимано-Североуральском регионе (а) и расположение естественных выходов хирнантских отложений на реках Кожым (б) и Б. Косью (в).

Fig. 1. Location of studied sections in the Timan-northern Ural region (a) with detail (б, в) areas of the Hirnian deposits outcrops.

менных координатах) внешнюю зону окраины карбонатной платформы. Хирнантские отложения представлены здесь толщей вторичных доломитов бадьяшорской и каменноабабской свит, залегающих между верхнекатийской яптикшорской свитой и рудданской ручейной свитой и развитых на правом и левом берегах р. Кожым. Для пластов, стоящих вертикально, характерны дизъюнктивные нарушения. Породы трещиноватые, иссечены стилолитами, перекристаллизованы, доломитизированы, редко окремнены.

Бадьяшорская свита (47–55 м) доломитовых брекчий серых, до темно-серых, массивно-слоистого сложения выделяется резкой неоднородностью строения и внешним сходством состава обломочного материала с породами подстилающей яптикшорской свиты. Нижняя граница с эрозионными карманами глубиной до 25–30 см, а верхняя – также эрозионная – с карманами глубиной до 12–15 см (рис. 3, фиг. 1, 2). Обе границы осложнены трещиноватостью и брекчированием. Наиболее распространенными типами обломков являют-

ся доломиты с теньевыми биокластовыми, микробальными, сгустково-комковатыми и брекчиевыми структурами. Преобладает тип брекчий растрескивания, в которых отмечается новообразованный вадозный цемент. Размер обломков колеблется от первых до нескольких десятков сантиметров (рис. 3, фиг. 3). Контакты слоев с брекчиями различного гранулометрического и петрографического состава часто бывают эрозионные. За счет последующих процессов перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания и вадозной цементации обломки иногда имеют сглаженные контуры (рис. 3, фиг. 4). Отчетливо различаются трещины поздней генерации, рассекающие как отдельные обломки, так и обломки и цемент одновременно. В участках распространения белого неоморфного доломита с угловатыми обломками черного проявляется наложенная тектоническая природа брекчий (рис. 3, фиг. 5).

Перекрывающие серые и светло-серые массивные доломиты *каменноабабской свиты* (до 60 м) характеризуются комковато-бугристой отдель-

Стратиграфические схемы Урала, 1993		Стратиграфическая схема верхнеордовикских отложений Тимано-Североуральского региона					Предлагаемая схема					
		Антошкина, 2003	Жемчугова и др., 2001	Антошкина, 2007	Шмелева, Томачева, 2016	Безносова и др., 2011	Западный Урал					
Ярус	Западный Урал	Северный, Приполярный, Полярный Урал	Печорская синеклиза	Ярус	Приполярный Урал, р. Кожым	Северный Урал, р. Илыч	Приполярный Урал, р. Кожым		Северный Урал, р. Илыч	Приполярный Урал, р. Кожым		Горизонт
	Горизонт	Свита			Свита, подсвита	Свита	Свита	Слои	Свита, подсвита			
Ашгильский	Кыринский	Яптикшорская	Салокинская	Хирнантский	Каменно- бабская	Верхнеручейная	Яптикшорская	Юнкошорские	Верхне- ручейная	Юнко- шорская	Каменно- бабская	Кожымский
					Бадьяшорская						Бадья- шорская	
	Сурьинский	Рифы Бадья, Б. Косью, Лек-Елец	Хорейверская	Катийский	Яптикшорская	Яптикшорская	Яптикшорские	Яптикшорская			Яптикшорский	
Полуденский	Мало- тавротинская	Мукерская	Риф Бадья		Риф Большая Косью	Малотавротинская		Риф Большая Косью	Верхнемало- тавротинская	Риф Бадья	Сурьинский	

Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических подразделений верхнего ордовика.

Fig. 2. Correlation scheme showing relations of the Upper Ordovician strata.

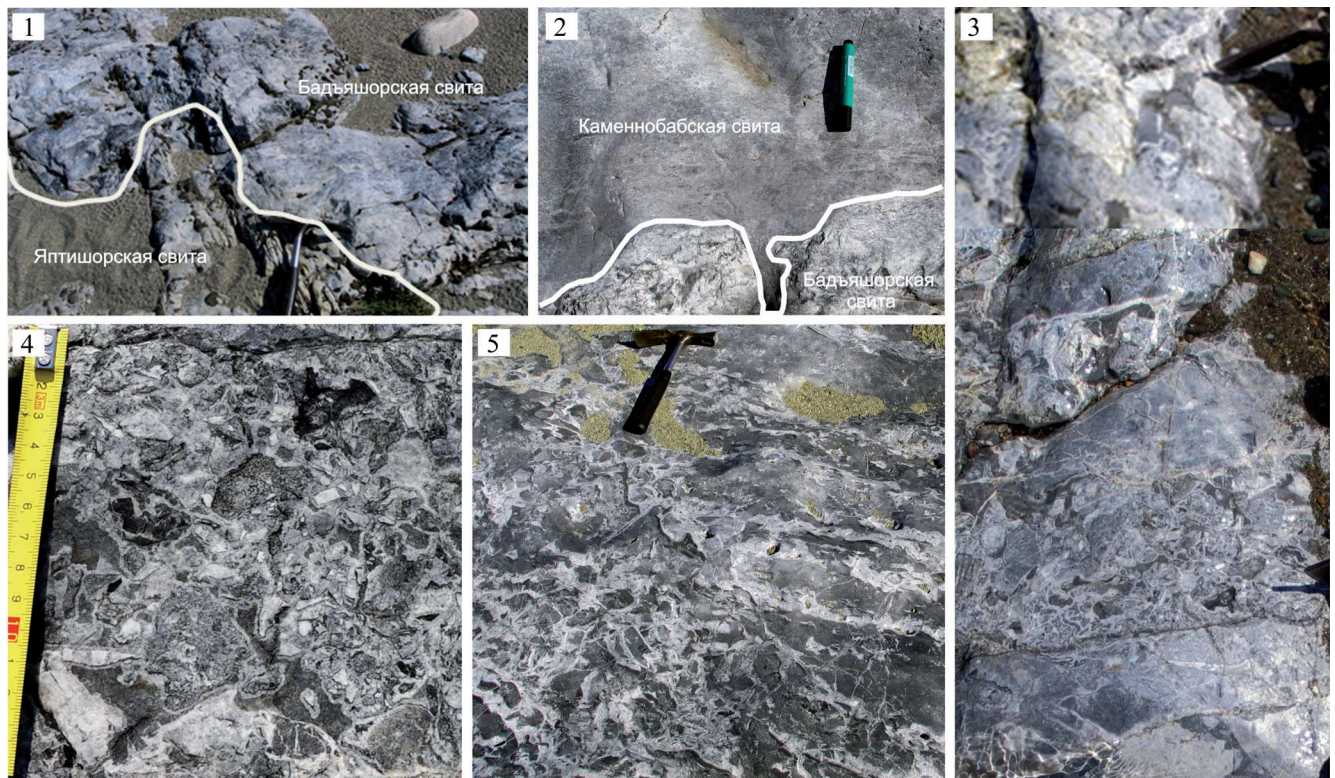


Рис. 3. Характер выходов и типы пород бадьяшорской свиты на р. Кожым – разрез Ко-БКБ, обн. 74 (правый берег р. Кожым) и обн. 76 (левый берег р. Кожым, напротив устья руч. Бадьяшор).

1 – граница с яптикшорской свитой, обн. 76; 2 – граница с каменнобабской свитой, обн. 74; 3 – резко неоднородный характер строения брекчий, обн. 76; 4, 5 – средне-крупнообломочная брекчия растрескивания с отчетливо распознаваемым ва-
 дозным цементом (тонкие каемки белого доломита вокруг обломков разного состава) (4 – обн. 76, 5 – обн. 74).

Fig. 3. Character of outcrops and rock types of the Bad'yashor Fm in the Kozhym River, section Ко-ВКВ, outcrop 74 (right bank of the Kozhym River) and outcrop 76 (left bank of the Kozhym River, opposite the mouth of the Bad'ya Stream).

1 – boundary with the Yaptikshor Fm, outcrop 76; 2 – boundary with the Kamennaya Baba Fm, outcrop 74; 3 – breccias with sharply inhomogeneous composition, outcrop 76; 4, 5 – medium-coarse-grained breccias of cracking with distinctly recognizable vadose cement (thin white dolomite zones around fragments of different composition) (4 – outcrop 76, 5 – outcrop 74).

стью, грубослоистыми и пятнистыми текстурами. Им свойственны реликтовые теневые биогермные (микробные, строматолитоподобные, микробно-коралловые), биоморфные (коралловые) и биокластовые структуры (рис. 4, фиг. 3–7). Микроскопически они определяются по характеру распределения светлых и темных участков, насыщенности органическим веществом, подчеркивающим контуры органических остатков, таких как кораллы ругозы, членики криноидей, табулятоморфные кораллы, раковинные фрагменты. Иногда отчетливо различаются сгустки пелитоморфного материала и измененные микробные образования, напоминающие строматолитоподобные структуры (см. рис. 4, фиг. 3). Доломиты трещиноватые, частично окремненные, встречаются участки с деформированными зернами кварца, которые отличаются волнистым, мутным погасанием и удлинённостью зерен – признаками тектонической деформации пород. Обломки наблюдаются в виде линзовидных скоплений или участков. В верхних слоях свиты породы имеют отчетливо выраженную грубую полосчатость, подчеркнутую поверхностями размывов с карманами, заполненными мелким обломочным материалом (см. рис. 4, фиг. 2). Контакт с руданской частью ручейной свиты лландовери выделяется резкой сменой массивных светло-серых доломитов илово-биокластовыми темно-серыми плитчатыми доломитами (см. рис. 4, фиг. 1). В основании ручейной свиты тонкоплитчатые доломиты включают обильный мелкий, тонкий, часто несортированный, разнообразный скелетный материал, обособляются прослойки, где членики криноидей достигают в диаметре 1 см. Выше в плитчатых доломитах отмечается линзовидно-слоистое чередование зернистого и илового материала.

Западный разрез Ко-108/01 изучался одним из авторов в 1989 г. (нижняя часть) и в 2001 г. (верхняя часть). Он расположен более чем в 40 км юго-западнее (в современных координатах) разреза Ко-ВКВ (см. рис. 1, фиг. 2) и характеризует отложения внутренней зоны окраины карбонатной платформы. Ранее юнкошорские слои хирнанта совместно с яптикшорскими в этом разрезе были выделены в яптикшорскую свиту [Безносова и др., 2011]. Согласно стратиграфической номенклатуре [Стратиграфический кодекс..., 2006], слои с географическим названием относятся к региональным стратиграфическим подразделениям, поэтому объединять их в местное подразделение неверно.

В данной статье разрез Ко-108/01 рассматривается в ранге свиты, сохраняющей приоритетное название – юнкошорская (см. рис. 2). Свита мощностью ≈ 41 м представлена вторичными доломитами, часто трещиноватыми, пористыми и кавернозными. Палеонтологически она не охарактеризована, хотя в нижней части присутствуют остатки фауны плоской сохранности. Свита подразделяется на две пачки (рис. 5, фиг. 6). Пачка 1 (≈ 28 м) отличается преобладанием доломитов массивного и толстоплитчатого сложения преимущественно серого, светло-серого цвета с многочисленным сортированным биокластовым материалом, в основном криноидным. Слои основания пачки представлены доломитами плитчатыми, неоднородными, органогенный материал резко не сортированный, присутствуют ходы илоедов. Они по ровной границе подстилаются яптикшорскими доломитами темно-серыми плитчатыми с комковатой отдельностью, включающими черные кремни и линзовидный прослой обломочных доломитов. В толстоплитчатых доломитах встречаются ориентированные по наслоению окремненные остатки строматопороидей, трубчатых и пластинчатых (до 25 см), табулятоморфных кораллов. Реликтовые биоморфные, микрокомковатые, микросгустковые структуры и неравномерно слоистые текстуры (см. рис. 5, фиг. 15–18) проявляются по распределению пелитоморфных и микробных комков и сгустков, выделяющихся более темным цветом и четкими контурами на фоне серых и светло-серых доломитовых зерен. В верхних слоях пачки 1 присутствуют прослойки строматолито-подобных образований (см. рис. 5, фиг. 14) и доломитов с реликтами органогенного материала и мелкопятнистой текстурой. В толстослоистых доломитах с пятнистым распределением органогенного материала, вероятнее всего обусловленным биотурбациями (см. рис. 5, фиг. 13), вновь отмечаются остатки строматопороидей.

Пачка 2 (13 м) сложена доломитами серыми среднеплитчатого сложения, в верхней части темно-серыми. Преобладают реликтовые сгустково-комковатые строматолито-подобные структуры и неравномерно-слоистые текстуры. В нижней части пачки распространены светло-серые доломиты с разнообразной пористостью и мелкой кавернозностью (см. рис. 5, фиг. 8, 9, 11). Верхние слои пачки 2 представлены брекчиевидными и кавернозными доломитами с неравномерно полосчатой и узорчатой текстурой в зависимости от распре-

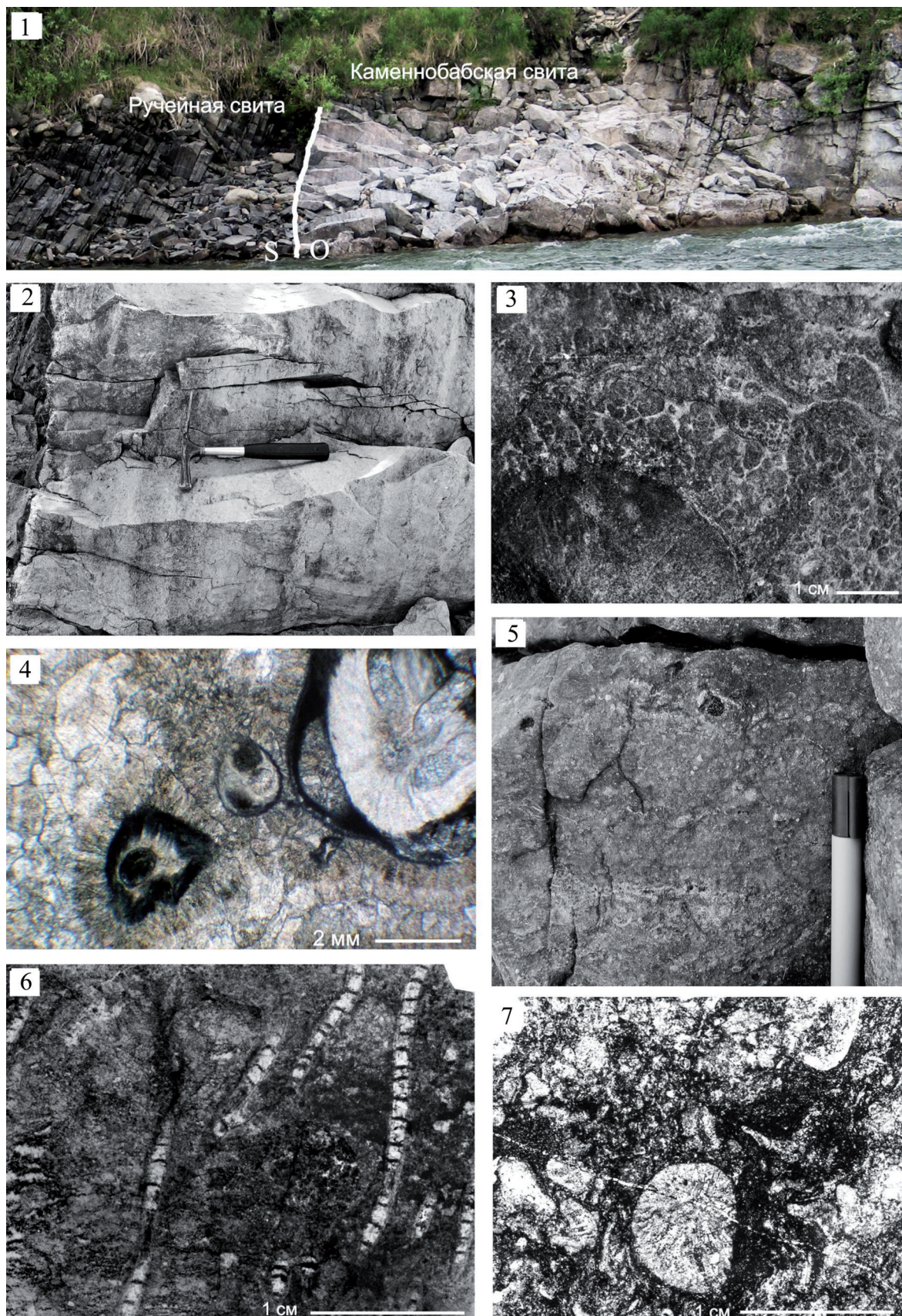


Рис. 4. Характер выходов и типы пород каменнобабской свиты на р. Кожым – разрез Ко-БКБ, обн. 74 (правый берег р. Кожым, напротив останца Каменная баба).

1 – граница ручейной и каменнобабской свит; 2 – неравномерная крупнополосчатая текстура в массивных доломитах пограничных слоев свиты, в основании более темных прослоев видны эрозионные поверхности; 3–7 – доломиты: 3 – с крупноузорчатой текстурой, образованной по первичным микробным и водорослевым образованиям; 4 – разнокристаллический с хорошо сохранившимися органическими остатками за счет углеродистого ОВ в виде черных зонк вокруг них; 5 – неяснослоистые с неотчетливо выраженным полосчатым распределением слабо сортированного органического материала; 6 – микробно-коралловый биогермный доломит с *Eocatenipora* sp., обр. 74/144-89; 7 – несортированный биокластовый со скоплениями цианобактерий, сходных с *Girvanella*, и фрагментов *Brachylasma* sp., обр. 75/6П-75.

Fig. 4. Character of outcrops and rock types of the Kamennaya Baba Fm in the Kozhym River, section Ко-ВКВ, outcrop 74 (right bank of the Kozhym River, opposite the Kamennaya Baba skerry).

1 – the boundary of the Kamennaya Baba Fm with the Ruchej Fm; 2 – large-striation texture in the boundary layers of massive dolostones, at the base in darker interbeds are visible erosional surfaces; 3–7 – dolostones: 3 – with a large-patterned texture after primary biomorphic microbial and algal limestones; 4 – inequigranular with well remained fossils due to the carbonaceous organic matter as black zones around them; 5 – massive with not clearly expressed banded distribution of poorly sorted organic materials; 6 – microbial-coral with *Eocatenipora* sp., sample 74/144-89; 7 – unsorted bioclastic with concentration of cyanobacteria similar with *Girvanella*, fragments of *Brachylasma* sp., sample 75/6П-75.

деления биокластового материала, мелкообломочной структурой. Последний 2-метровый пласт (см. рис. 5, фиг. 3, 4), по данным Т.В. Майдль [2006], представляет собой ископаемые травертины, в профиле которых распознаются характерные минеральные зоны. Позднее, в работе Т.М. Безносовой с соавторами [2011, с. 32, слой 6], отмечено, что некоторые литологические признаки в кровле этого слоя могут свидетельствовать о проявлении палеокарста.

Северный Урал, бассейн р. Илыч

Разрез БК-2 расположен на территории Печоро-Илычского биосферного заповедника в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Илыч (см. рис. 1, фиг. 3). В палеогеографическом отношении разрез характеризует восточную (в современных координатах) внешнюю зону окраины карбонатной платформы (восточный тип), как и разрез Ко-БКБ на Приполярном Урале. Для Западного Урала он является уникальным, хотя и неполным, разрезом хирнантского яруса в ранге верхнеручейной свиты, поскольку имеет известняковый состав пород и многочисленную конодонтовую фауну. Свита видимой мощностью 26.6 м охарактеризована двумя пачками с различающимся составом пород (рис. 6, фиг. 1). Пачка 1 (7.3 м) выделяется чередованием мелко- и грубообломочных известняковых брекчий и биокластовых известняков. Границы между ними эрозионные, иногда с карманами глубиной до 15 см, заполненными обломочным материалом (рис. 6, фиг. 2). В основании и верхней части пачки более распространены мелкообломочные брекчий мощностью 0.2–0.5 м (см. рис. 6, фиг. 4), сложенные неокатанными, реже слабоокатанными обломками серых и темно-серых биокластовых известняков (см. рис. 6, фиг. 3–5). В средней части пачки наблюдается переслаивание известняков лито-биокластовых водорослево-криноидных и криноидных с редкими маломощными прослоями мелкообломочных брекчий. Биокластовые раз-

ности по структуре можно отнести к грубозернистым песчаникам с тонкокристаллическим кальцитовым цементом, в составе которых (в криноидных разностях) присутствуют обломки пелитоморфных известняков. Органические остатки представлены в основном фрагментами остракод, криноидей и зеленых водорослей (рис. 6, фиг. 6–8).

Пачка 2 (19.3 м) сложена преимущественно светло-серыми массивного сложения криноидными песчаниками средне- и крупнозернистыми (см. рис. 6, фиг. 1). Реже проявляется горизонтально-слоистая текстура, обусловленная распределением по размеру окатанных члеников криноидей (0.4–3.0 мм). Цемент тонкокристаллический кальцитовый поровый и яснокристаллический регенерационный, развивающийся вокруг члеников криноидей (см. рис. 6, фиг. 9). Вблизи кровли пачки встречен прослой (10 см) светло-серых доломитов микрозернистых известковистых с неровными границами, выделяющийся бугристой отдельностью и кавернами до 3–4 см в диаметре.

Криноидные песчаники пачки 2 в виде гряды прослеживаются по склону до тектонического контакта с породами обн. ЗП (нумерация по [Першина и др., 1971]), расположенного ниже по реке и имеющего простираие, почти перпендикулярное к простираию пород в разрезе БК-2. Из редких прослоев и линз органических разностей среди светло-серых крипто- и микрозернистых известняков в нижних слоях обн. ЗП по фондовым материалам Б.Я. Дембовского с соавторами 1992 г. определен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны. В широтном течении реки криноидные песчаники перекрыты надвинутой карбонатно-глинистой среднеордовикской шежимской свитой.

Приведенный обзор строения разрезов хирнантского яруса показывает отсутствие верхних слоев верхнеручейной свиты в разрезе БК-2, в обнажении Кожым-108 отмечается развитие палеокарста в кровле юнкошорских слоев, а в разрезе Ко-БКБ наблюдается эрозионная поверхность в кровле камен-

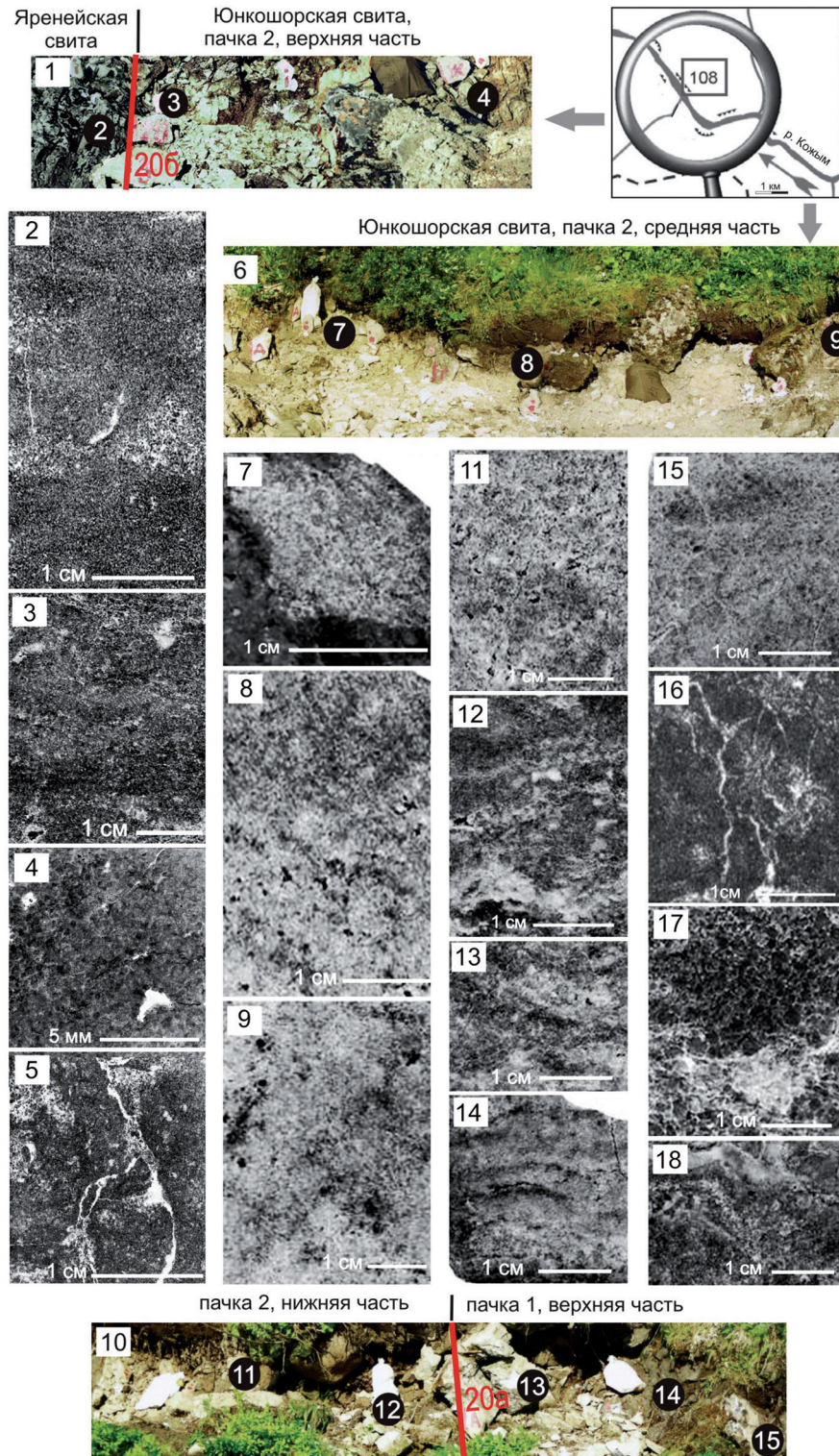


Рис. 5. Характер выходов и типы пород юнкошорской свиты на р. Кожым – разрез Ко-108/01.

1 – граница ярнейской (рудданский ярус) и юнкошорской (хирнантский ярус) свит; 2–18 – доломиты: 2 – темно-серые с пятнисто-полосчатой текстурой за счет прослоев со следами биотурбаций в основании ярнейской свиты, обр. 0-25.3; 3, 4 – с реликтовой мелкопятнистой и комковатой текстурами, мелкими кавернами со светлым крупнокристаллическим доломитом и примазками черного ОВ (3 – обр. 0-23.5), с порами выщелоченными, расположенными субпараллельно (4 – обр. 0-24.6); 5 – с пятнистой текстурой из участков интенсивной перекристаллизации и брекчированностью, подчеркиваемой светлым средне-крупнозернистым доломитом, обр. 0-24.6; 6 – характер выходов в средней части пачки 2; 7 – с реликтовой мелкопятнистой текстурой и присутствием неявно выраженных обломков светло-серого доломита с реликтовой псевдокомковатой структурой, обр. 0-20.6; 8, 9, 11 – серый до светло-серого с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 10 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 12 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 13 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 14 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 15 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 16 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 17 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6; 18 – с пятнистой текстурой, обр. 0-20.6.

турой, пористый (8 – обр. 0-19.3, 9 – обр. 0-17.4, 11 – обр. 0-16.1); 10 – граница пачек 1 и 2 юнкошорской свиты; 12 – серый до светло-серого с реликтовой органогенной структурой, пятнистой текстурой, пористый, обр. 0-9.4; 13 – серый до светло-серого с реликтовой органогенной структурой и неравномерно пятнистой текстурой, равномерно мелкопористый, обр. 0-7.4; 14 – серый с мелкопятнистой текстурой и строматолитовыми корками, обр. 0-5.8; 15 – светло-серый с реликтовой пятнисто-узорчатой текстурой, обр. 0-2.4; 16 – серый до темно-серого с реликтовой микроструктурной структурой, трещиноватый, брекчированный, тухлявый, обр. 0-2.0; 17 – серый с реликтовой ступково-комковатой структурой и участками более темного микрокомковатого доломита, обр. 0-0.9; 18 – серый с реликтовой органогенной, микроструктурной и строматолитоподобной структурами, с резко несортированными фоссилиями, обр. 0-2.

Fig. 5. Character of outcrops and rock types of the Yunkoshor Fm in the Kozhym River, section Ko-108/01.

1 – the boundary of the Yarenej and Yunkoshor formations; 2–18 – dolostones: 2 – dark-grey with a spotty-banded texture due to interbeds with trace-fossils in the base of the Yarenej Fm, sample 0–25.3; 3, 4 – with relict shown by fine spotty and lumpy structure, small cavities filled with white coarse-grained dolomites with black organic matter (3 – sample 0-23.5), and leached cavities that are located subparallel (4 – sample 0-24.6); 5 – with mottled-patterned texture formed by localities of intensive recrystallization and brecciation marking by white medium to coarse-grained dolomites, sample 0-24.6; 6 – character of outcrop in middle part of the pack 2; 7 – with fine pseudospotty texture and presence of implied fragments of light grey dolomites with relict lumpy texture, sample 0-20.6; 8, 9, 11 – grey to dark-grey with relict clotty-crumby structure, porous (8 – sample 0–19.3, 9 – sample 0-17.4, 11 – sample 0-16.1); 10 – the boundary between 1 and 2 packs of the Yunkoshor Fm; 12 – grey to bright-grey with relict organic structure and mottled texture, porous, sample 0-9.4; 13 – grey to bright-grey with relict organic structure, uneven mottled texture, uniformly fine-porous, sample 0-7.4; 14 – grey with fine-mottled texture and stromatolite crusts, sample 0-5.8; 15 – bright-grey with uneven mottle-patterned texture, sample 0-2.4; 16 – grey to dark-grey with relict micro-clotty structure, fractured, brecciation, and poorly moldering, sample 0-2.0; 17 – grey with relict unevenly distributed clotty-crumby structure with more dark micro-clotted dolostone, sample 0-0.9; 18 – grey with relict organic, micro-clotted, and stromatolite-like structures with sharply unsorted fossils, sample 0-2.

нобабской свиты с карманами обломочного материала в верхних слоях. Эти признаки характеризуют перерыв разного масштаба на границе ордовика и силура, связанного с падением глобального уровня моря в конце хирнанта, отмечаемого в разных регионах мира [Munnecke et al., 2010].

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как показали литолого-стратиграфические исследования, разрезы хирнантских отложений на изучаемой территории существенно различаются не только литологической характеристикой, но и палеонтологической. Однозначным, однако, является их стратиграфическое положение между охарактеризованными фауной верхнекатийскими и нижнеландоверийскими отложениями.

В разрезе Ко-БКБ бадьяшорскую свиту нижнего хирнанта подстилают несортированные полибиокластовые доломиты яптикшорской с остатками криноидей *Fascicrinus* cf. *costatus* Stuk., *Bystrowicrinus* cf. *compositus* Yelt., *Agetolitella vera* Kim. *Pentagonocyclicus* ex gr. *bylfuracus* Schew. и др.; ругоз *Palaeophyllum* sp.; табулятоморфных кораллов *Paleofavosites* sp., Favositidae; брахиопод *Holorynchus* ex gr. *giganteus* Kiaer, конодонтов *Belodina confluens* Sweet и *B. stonei* Sweet, датирующих позднекатийский возраст. В самой бадьяшорской свите органические остатки не встречены. В массивных доломитах каменнобабской свиты среди строматолитоподобных структур распознаются *Girvanella* sp., *Solenopora* sp. и *Vermoporelloides* sp. В верхних слоях этой свиты определены остатки криноидей *Antinocrinus* sp., кораллов ругоз *Grewingia* sp., *Paliphyllum* sp., *Brachylasma* sp., табулятоморфных кораллов

Eocatenipora sp., конодонтов *Panderodus* cf. *panderi* (Stauff.), *Amorphognathus* sp., *Belodina* sp. Ранее комплекс последних относился к верхнему ашгиллию [Мельников, 1999], что в современной стратиграфической шкале отвечает хирнантскому ярусу [Постановления..., 2012]. В перекрывающих темно-серых плитчатых доломитах ручейной свиты с обильным биокластовым материалом установлены криноидеи *Obiticrinus* cf. *quinquelobus* (Bather), *Dentiferocrinus* ex gr. *annularis* Schew. и конодонты *Panderodus unicastatus* Sweet., *P. sp.*, *Oulodus* sp., датирующие рудданский комплекс фауны.

В разрезе Ко-108/01 яптикшорская свита, подстилающая юнкошорскую, датируется позднекатийскими брахиоподами *Proconchidium muensteri* (St. Jozeph.) и *Holorynchus giganteus* Kiaer, а также другой фауной [Опорные разрезы..., 1987; Безносова и др., 2011]. В доломитах юнкошорской свиты определены фауны не установлено, хотя в нижней пачке присутствуют фрагменты табулятоморфных кораллов. Перекрывающие темно-серые плитчатые доломиты яренейской свиты заключают в себе конодонты *Walliserodus* cf. *curvatus* (Branson et Mehl) и *Oulodus?* cf. *nathani* McCracken et Barnes рудданского яруса [Безносова и др., 2011]. Заметим, что в стратотипическом разрезе хирнанта на руч. Мирный в бассейне р. Колыма *W. cf. curvatus* встречается от верхнего катия до середины руддана [Zhang, Barnes, 2007].

В разрезе БК-2 в яптикшорской свите присутствует фауна брахиопод *Proconchidium muensteri* (Kiaer), табулятоморфных кораллов *Catenipora* sp., *Palaeofavosites* sp., геолитоидей *Plasmoporella* sp., *Propora* sp. и довольно обширный комплекс конодонтов *Amorphognathus ordovicicus* (Branson et Mehl), *Coelocerodontus?* *trigonioides* (Ethington),

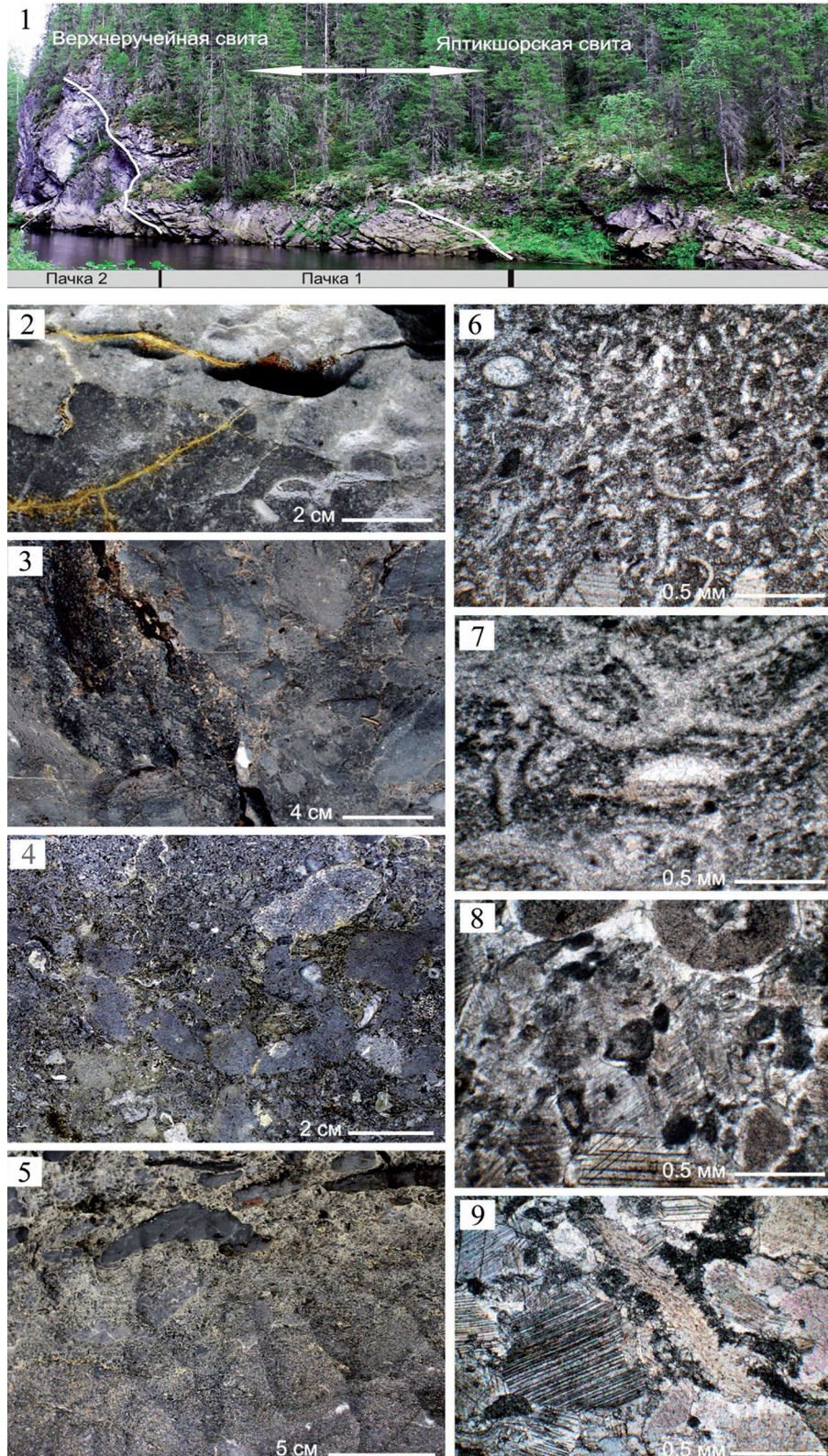


Рис. 6. Характер выходов и типы пород верхнеручейной свиты на р. Б. Косью, Северный Урал, разрез БК-2.

1 – граница яптикшорской и верхнеручейной свит, а также граница пачек 1 и 2 верхнеручейной свиты; 2 – эрозионная граница с карманами, пачка 1; 3, 4 – известняковые брекчии: 3 – грубо-крупнообломочная, пачка 1; 4 – мелкообломочная, пачка 2; 5 – переход биокластовых известняков в несортированные литокластовые, пачка 1; 6–9 – известняки: 6 – микро-биокластовый, обр. 156к2/7; 7 – биокластовый водорослево-криноидный, пачка 1, обр. 156к2/3; 8 – несортированный биолитокластовый, пачка 1, обр. 156к2/5; 9 – биокластовый криноидный, пачка 2, обр. 156к2/4.

Fig. 6. Character of outcrops and rock types of the Verkh Ruchej Fm in the Bol'shaya Kos'yu River, section BK-2.

1 – the boundary of the Yaptikshor and Verkh Ruchej formations, and the boundary between the packs 1, 2 of the Verkh Ruchej Fm; 2 – pocket-like erosional boundary, pack 1; 3, 4 – calcareous breccias: 3 – rough-coarse-grained, pack 1; 4 – fine-grained, pack 2; 5 – change of bioclastic limestones to unsorted litho-clastic ones, pack 1; 6–9 – limestones: 6 – microbioclastic, sample 15bk2/7; 7 – algal-crinoidal bioclastic, pack 1, 156r2/3; 8 – unsorted bio-lithoclastic, pack 1, sample 156k2/5; 9 – crinoidal bioclastic, pack 1, sample 14bk2/4.

Dapsilodus mutates (Branson et Mehl), *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Periodon bellus* (Moskalenko), *Protopanderodus liripipus* (Kenedy, Barnes et Uyeno) и др., датирующий поздний катий [Шмелёва, Толмачева, 2016]. В известняках верхнеручейной свиты установлен не менее обширный комплекс конодонтовой фауны *Amorphognathus duftonus* (Rhodes), *A. ordovicicus*, *D. mutates*, *P. gracilis*, *Pr. liripipus*, *Belodina* sp., *Ozarkodina* sp., *Periodon grandis* (Ethington), *Strachanognathus parvus* (Rhodes) и др., охватывающий верхний интервал конодонтовой зоны *Amorphognathus ordovicicus*. Стратиграфическое положение данной зоны до настоящего времени обсуждается. В разрезах разных регионов мира она либо относится к интервалу от середины катия до середины хирнанта яруса [Bergström, Leslie, 2009; Kaljo et al., 2012; и др.], либо охватывает средний катий и хирнант [Gradstein et al., 2004; Batten Hender, Dix, 2008; Состояние..., 2008; Мавринская, Якупов, 2016]. Согласно фондовым материалам Б.Я. Дембовского с соавторами 1992 г., из смешанного комплекса фауны в обн. ЗП были определены позднеордовикские представители строматопороидей *Labechia regularis* (Yabe et Syg.); табулятоморфных кораллов *Plasmoporella* sp. и ругоз *Grewingkia?* sp.; конодонтов *Dapsilodus oblicostatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus insculptus* (Graves et Ellison), *Walliserodus* sp., *Decoriconus fragilis* (Branson and Mehl). Заметим, что ругозы *Grewingkia* cf. *altaica* (Tcherepina) были встречены в рифе Большая Косью среднекатийского возраста, а *G. sp.* – в доломитах каменноаббаской свиты совместно с конодонтами *Belodina* sp. и *Amorphognathus* sp. Лландоверийский комплекс представлен конодонтами *Astropentagnathus irregularis* (Mostler), *Aspelundia* cf. *fluegeli* (Armstrong), *Ozarkodina* cf. *excavata* (Branson et Mehl), *Panderodus* cf. *greenlandensis* (Armstrong), *Oulodus* sp., *Carniodus carnicus* (Walliser). Конодонты *Oz. cf. excavata* в стратотипическом разрезе хирнанта на руч. Мирный присутствуют в верхней части граптолитовой зоны *Akidograptus ascensus* рудданского яруса [Kaljo et al., 2012, fig. 4].

Таким образом, смешанный комплекс фауны из нижних слоев обн. ЗП на р. Б. Косью свидетельствует о размыве пограничных отложений хирнантского и части рудданского ярусов. О существовании перерыва на границе ордовика и силура на Южном Урале поднимался вопрос еще в 1950–1960-е гг. [Ожиганов, 1955; Краузе, Маслов, 1961] при изуче-

нии верхнеордовикской набиуллинской свиты. В ее стратотипе на р. Белая установлена последовательная смена комплексов конодонтов верхнего ордовика от верхней части сандбийского яруса до границы с нижнесилурийскими отложениями, что позволяет четко диагностировать масштаб перерыва [Мавринская, Якупов, 2016]. Доказательства существования перерыва имеются и на Среднем Урале, где расположен стратотип кырьинского горизонта [Маслов и др., 1996]. Более масштабный перерыв, оцениваемый в несколько миллионов лет и фиксируемый поверхностью несогласия, описан в разрезах Центральной Швеции как следствие позднехирнантского оледенения [Dahlqvist, Calner, 2004].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Известно, что изотопный состав углерода и кислорода несет в себе информацию об их исходно-осадочной природе, однако при этом геохимическое поведение углерода и кислорода при образовании карбонатных пород различается, в том числе в ходе постседиментационных процессов изотопный состав кислорода, по сравнению с углеродом, изменяется гораздо легче [Виноградов, 2007].

В разрезе Ко-БКБ изотопные исследования карбонатов в бадьяшорских брекчиях проводились по обломочному материалу, матриксу и цементу. При этом были получены следующие результаты: в матриксе $\delta^{13}\text{C} = 0.8\text{--}1.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 22.3\text{--}25.1\text{‰}$; обломках $-0.2\text{...}1.5\text{‰}$ и $18.4\text{--}26.1\text{‰}$, в цементе $-2.6\text{...}1.8\text{‰}$ и $21.4\text{--}25.9\text{‰}$ соответственно. В целом снизу вверх по разрезу бадьяшорской свиты отмечено существенное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода от -2.6 до 1.9‰ и от 18.4 до 26.1‰ соответственно, что составляет 4.5‰ по $\delta^{13}\text{C}$ и 7.7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 1). Особенностью данной свиты являются пять отрицательных экскурсов углеродной и кислородной кривых, выделенных цветом на рис. 7. Следует отметить, что облегчение по $\delta^{13}\text{C}$ в основании бадьяшорской свиты можно сопоставить с выраженным негативным смещением изотопного состава углерода в основании юнкошорской свиты. Резкий и более выразительный положительный экскурс $\delta^{18}\text{O}$ отмечается в верхних слоях свиты. В массивных серых и светло-серых доломитах верхней части каменноаббаской свиты также установлено небольшое утяжеление изотопного состава углерода и кислорода: $\delta^{13}\text{C} = 0.1\text{--}0.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 23.4\text{--}24.5\text{‰}$, что сопоставляется с аналогичным утяжелением в других разрезах.

Таблица 1. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в хирнантских карбонатных породах разрезов Ко-БКБ, БК-2, Ко-108/01

Table 1. Content of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the Hirnantian carbonate rocks of the Ko-BKB, BK-2, and Ko-108/01 sections

Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$	Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$	Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$
Разрез БК-2			Ко-76/4а	1.8	24.9	Ко-74/21а	0.7	27.3
БК-2/1	1.0	27.1	Ко-76/4б	1.9	25.1	Ко-74/21б	0.8	27.6
БК-2/2	0.7	26.7	Ко-76/4в	0.9	25.0	Ко-74/22	1.4	26.7
БК-2/3	1.2	28.0	Ко-76/4г	1.8	24.0	Ко-74/23	1.4	27.0
БК-2/4	0.8	27.5	Ко-76/5а	1.5	23.7	Ко-74/24	1.7	27.3
БК-2/5	1.4	27.2	Ко-76/5б	1.9	23.8	Ко-74/25	1.8	27.5
БК-2/6	1.0	27.5	Ко-76/6а	1.6	26.1	Ко-74/26	1.1	26.9
БК-2/7	1.1	27.4	Ко-76/6б	1.5	25.3	Ко-74/27	1.6	26.8
БК-2/8	0.9	27.8	Ко-76/7а	1.4	25.3	Ко-74/28	2.0	27.1
БК-2/10	1.5	28.2	Ко-76/7б	0.5	25.9	Ко-74/29	2.1	26.3
БК-2/11	1.1	27.8	Ко-76/8	0.9	24.9	Ко-74/30	2.0	27.6
БК-2/12	1.2	28.5	Ко-76/9а	0.3	20.6	Ко-74/31	1.6	25.7
БК-2/14а	-0.7	25.5	Ко-76/9б	0.9	24.8	Ко-74/32	2.0	26.6
БК-2/14б	0.2	27.9	Ко-76/9в	0.8	25.7	Ко-74/33	2.5	26.8
БК-2/15	0.8	27.6	Ко-76/10	1.8	24.6	Разрез Ко-108/01		
БК-2/16а	1.1	27.3	Ко-76/11а	1.0	25.0	Ко-108/38.0	1.2	24.0
БК-2/16б	1.2	27.8	Ко-76/11б	0.1	23.7	Ко-108/37.0	1.2	23.9
БК-2/17а	1.0	27.4	Ко-76/11в	0.8	24.0	Ко-108/29.1	0.1	23.2
БК-2/17б	1.2	27.8	Ко-76/11г	0.3	23.1	Ко-108/25.3	1.3	25.7
БК-2/18а	0.8	26.3	Ко-76/13а	0.1	20.3	Ко-108/23.5	0.9	25.4
БК-2/18б	1.0	26.9	Ко-76/13б	0.8	21.9	Ко-108/22.5	2.0	24.4
БК-2/19а	1.6	25.9	Ко-76/13в	0.1	23.9	Ко-108/20.6	0.6	24.9
БК-2/19б	1.1	25.8	Ко-76/14	0.5	21.3	Ко-108/19.5	1.8	25.6
Разрез Ко-БКБ			Ко-76/15	0.3	23.2	Ко-108/19.3	2.0	25.4
Ко-76/1К	0.8	24.2	Ко-74/11	0.5	26.9	Ко-108/17.4	1.6	25.4
Ко-76/2К	0.3	26.1	Ко-74/12	0.3	26.9	Ко-108/16.1	1.6	25.7
Ко-76/1	-0.2	25.7	Ко-74/13	0.3	27.0	Ко-108/12.5	1.7	24.5
Ко-76/1а	1.7	23.4	Ко-74/14	0.2	26.7	Ко-108/9.4	1.8	25.3
Ко-76/1б	-2.6	23.5	Ко-74/15	0.3	26.9	Ко-108/7.4	-0.4	22.6
Ко-76/2а	1.6	24.6	Ко-74/16	0.3	26.4	Ко-108/5.8	1.6	25.6
Ко-76/2б	1.5	25.2	Ко-74/17	0.2	26.2	Ко-108/5.8	1.4	25.6
Ко-76/2в	1.5	25.7	Ко-74/18	0.2	27.7	Ко-108/2.4	1.1	24.4
Ко-76/3а	0.6	18.4	Ко-74/19	0.4	27.0	Ко-108/0.9	0.9	25.5
Ко-76/3б	1.3	22.3	Ко-74/20	0.8	27.3	Ко-108/0.2	1.0	25.8
Ко-76/3в	0.4	21.4						

В целом по хирнанту в разрезе Ко-БКБ отмечаются закономерные колебания изотопного состава, выраженные в синхронных экскурсах величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Такое поведение изотопов углерода и кислорода свидетельствует об отсутствии определенной тенденции в изменениях изотопного состава углерода и кислорода в хирнантском разрезе, определяемой своеобразием формирования отложений бадьяшорской свиты в субэвральской обстановке, а каменнобской свиты – в мелководной отмельной. Отсутствие данных по пограничным слоям бадьяшорской и каменнобской свит не позволяет представить полную хемотратиграфическую характеристику. В то же время значимое событие приурочено к границе катийского и хирнантского ярусов, где отмечается существенное облегчение изотопного состава углерода (от 0.3 до -2.6‰) и кислорода (от 26.1 до 23.5‰), т. е. верхнекатийские (яп-тиксорские) органогенные доломиты в кровле ха-

рактируются более тяжелым изотопным составом углерода и кислорода по сравнению с таковым нижнехирнантский (бадьяшорский) брекчий. Кроме того, отчетливо видно, что от кровли бадьяшорской свиты изотопный состав углерода становится тяжелее – от 0.3 до 2.5‰, кислорода – от 23.2‰ до 26.2–27.7‰. Для каменнобской свиты наиболее полный отбор проб характеризует пограничные породы ордовика и силура (см. рис. 7). Здесь в целом проявляется тенденция облегчения $\delta^{13}\text{C}$ – от 2.5‰ в верхних слоях каменнобской свиты до 0.2‰ в нижних ручейной.

Показательными являются также данные по ОВ. Так, изотопный состав органического углерода становится легче на 4.23‰ (от -23.46 до -27.63‰), что свидетельствует о резком увеличении содержания ОВ в нижних слоях ручейной свиты. Исследование методом газовой хроматографии показало, что черные доломиты из основания ручейной свиты

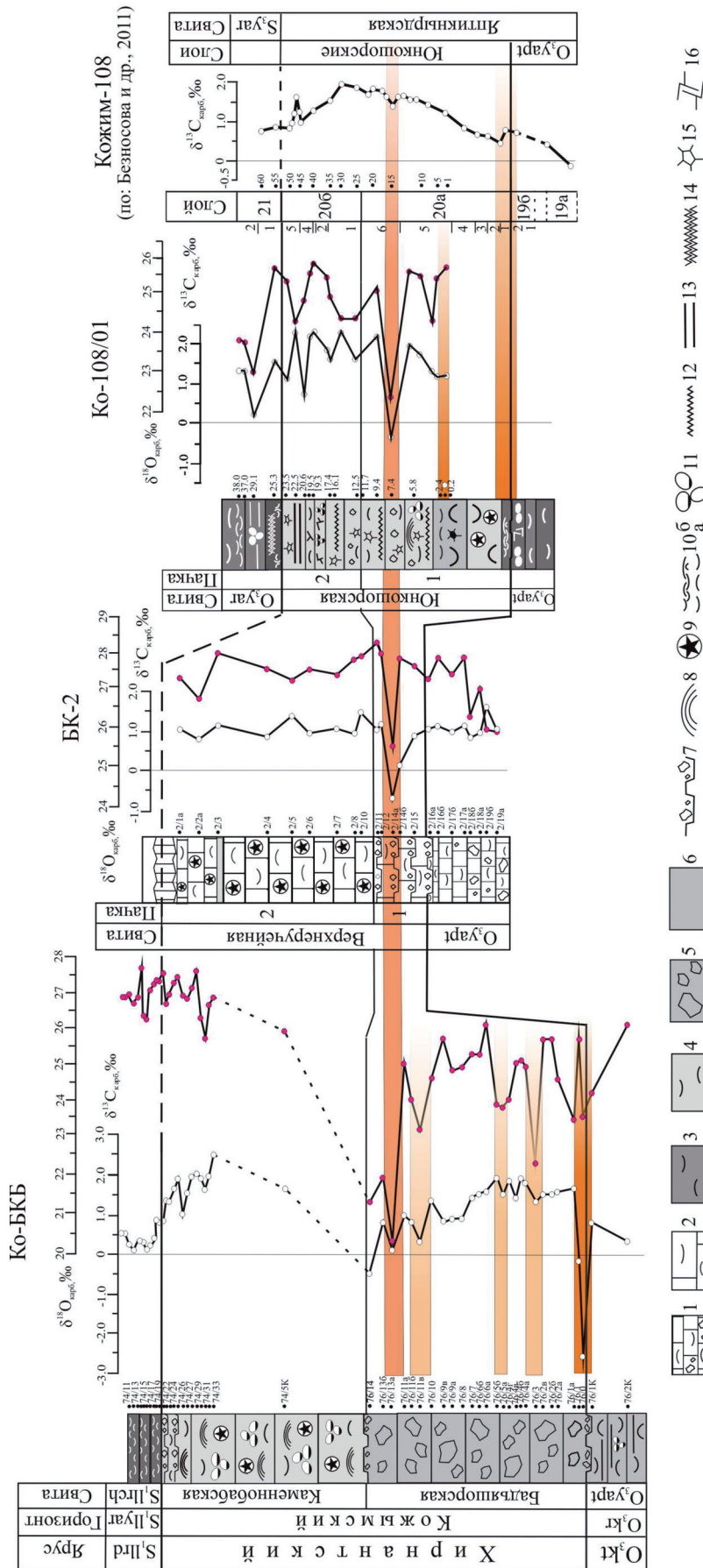


Рис. 7. Стратиграфическое положение образцов и распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разрезах Ко-БКБ, БК-2, Ко-108/01 и Кожим-108.

1, 2 – известняки: 1 – биокластовый с участками брекчий, плитчатый; 2 – биокластовый несортированный массивный; 3–6 – доломиты: 3 – темно-серый биокластовый; 4 – светло-серый биокластовый; 5 – серый, брекчиевый; 6 – серый тонкозернистый; 7 – эрозивная граница с карманами, выполненными обломочным материалом; 8 – строматолитовые структуры; 9 – криноиды; 10 – биокластовые: а – сортированные, б – несортированные; 11–14 – текстуры: 11 – пятнистая, 12 – узорчатая, 13 – полосчатая, 14 – биотурбации; 15 – поры, каверны; 16 – трещиноватость.

Fig. 7. Stratigraphic location of samples, and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ curves for the Ko-BKB, BK-2, Ko-108/01, and Kozhim-108 columnar sections.

1, 2 – limestones: 1 – bioclastic with breccias, platy; 2 – unsorted bioclastic, massive; 3–6 – dolostones: 3 – dark-grey bioclastic; 4 – bright-grey bioclastic; 5 – grey, breccias; 6 – grey fine-grained; 7 – pocket-like erosional boundary filled with debris; 8 – stromatolitic structures; 9 – crinoids; 10 – bioclastic: a – sorted, b – unsorted; 11–14 – textures: 11 – spotty, 12 – patterned, 13 – banded, 14 – bioturbation; 15 – porous, cavern; 16 – jointing.

лландовери (пробы Ко-74-2К и Ко-74-2К) характеризуются преобладанием среднемолекулярных n -алканов ($\sum C_{13}-C_{18}$: 50.36, 51.07 и 50.78%) с максимумом распределения при $n-C_{16}$ (K/C_{16} 1.31 и 1.49) и практически полным отсутствием n -алканов в высокомолекулярной области. Среди изопреноидов идентифицированы изо- C_{15} , изо- C_{16} , изо- C_{18} , изо- C_{19} (пристан) и изо- C_{20} (фитан). Отношение пристан/фитан (Pr/Ph) составляет 0.93 и 0.80 соответственно, а $(Pr + Ph)/(C_{17} + C_{18}) = 0.49$ и 0.38. Все это позволяет говорить о том, что породы имеют источник генерации – сапропелевое ОВ с большим вкладом микробной составляющей в черных биокластовых доломитах [Хант, 1982], присутствующих только в разрезе Ко-БКБ. Накопление ОВ происходило в восстановительных условиях, возникших в результате резкой глобальной рудданской трансгрессии после регрессии позднехирнантской фазы оледенения. Подобные обстановки с формированием черных сланцев в основании лландовери отмечаются и в других регионах [Melchin et al., 2013].

В разрезе Ко-108/01 данные по изотопному составу карбонатного углерода и кислорода (см. табл. 1) получены из доломитов юнкошорской свиты, отобранных автором в 2001 г. На рис. 7 показана корреляция разрезов Кожим-108 и Ко-108/01, где видно некоторое различие в форме изотопных кривых по углероду, что, возможно, объясняется усреднением большого количества значений при отборе проб П. Мянником через 50 см. Однако на кривой изотопного состава углерода в обоих разрезах отчетливо проявляется отрицательный экскурс в верхней части нижней пачки (зона выделена цветом). В целом значения изотопного состава углерода и кислорода в обеих пачках довольно близки и составляют, ‰: $\delta^{13}C$ – от -0.4 до 1.8 , $\delta^{18}O$ – от 22.6 до 25.8 (пачка 1) и $\delta^{13}C$ – от 0.6 до 2.0 , $\delta^{18}O$ – от 24.9 до 25.8 (пачка 2).

В разрезе БК-2 породы верхнеручейной свиты характеризуются частыми колебаниями изотопного состава в широких пределах: $\delta^{13}C =$ от -0.7 до 1.6 ‰ и $\delta^{18}O = 24.73-28.24$ ‰ (см. рис. 7, табл. 1). Такая ситуация определяется сложным литологическим составом свиты, сформированным в результате частых синседиментационных размывов с образованием эрозионных поверхностей, и широким распространением обломочных разностей, заполнявших эрозионные карманы (см. рис. 6), характерные для нижней пачки. Возможно, эпигенетические преобразования, представленные в породах в основном перекристаллизацией, не оказывают на изотопный состав такого сильного влияния, как доломитизация. Анализируя изотопные кривые углерода и кислорода по разрезу, отметим, что нельзя четко выделить ковариационные (прямые или обратные) значения в породах нижней и верхней пачек. Исключением является прямая зависимость резкого облегчения изотопного состава углерода

и особенно кислорода в обломочных известняках верхней части нижней пачки, прослеживаемого и в других разрезах.

Карбонатные породы подвергаются эпигенетическим преобразованиям под влиянием захороненных (элизионных) или метеорных флюидов. Поэтому для полной оценки степени сохранности первичных изотопных систем кислорода, углерода и стронция в них необходимы дополнительные геохимические параметры – такие как Mn/Sr , Fe/Sr – и взаимосвязь величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ [Изох и др., 2009], которые у авторов, к сожалению, в данный момент представлены отрывочно.

Отрицательные экскурсы изотопного состава углерода и кислорода в средней части хирнантского яруса

Приведенные выше характеристики разрезов хирнантских отложений указывают на присутствие двух интервалов с текстурными и изотопными аномалиями (см. рис. 7), соответствующих нижнему и верхнему хирнанту. В стратотипических разрезах: в северной части провинции Ванживан (Wangjiawan North) в Китае и на руч. Мирный в бассейне р. Колымы подразделения хирнанта отвечают двум граптолитовым зонам. При этом граница нижнего-верхнего хирнанта рассматривается как среднехирнантский интервал. Анализ кривых изотопного состава углерода и кислорода в изученных нами разрезах показал четко выраженный негативный экскурс вблизи кровли нижнего хирнанта в разрезах бадьяшорской свиты, нижней пачки верхнеручейной свиты и нижней пачки юнкошорской свиты. Значения $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ экскурса представлены соответственно: от 0.8 до 0.1 , от 0.2 до -0.7 и от 1.4 до -0.4 ‰ (см. табл. 1). Слабее выраженный отрицательный экскурс изотопов углерода отмечается и в верхней части пачки 20А в разрезе Кожим-108 [Безносова и др., 2011, рис. 5]. На этом уровне в рассматриваемых разрезах наблюдается снижение значений $\delta^{18}O$ соответственно от 25.0 до 20.3 , от 27.9 до 25.5 и от 25.6 до 22.6 ‰. Более интенсивно негативный экскурс (4.7 ‰) изотопов кислорода отмечается в бадьяшорской свите, где, по крайней мере, пять отрицательных экскурсов значений изотопов углерода и кислорода отражают сложную историю формирования брекчий.

Доломитизация характерна для всех карбонатных толщ ордовика и силура, развитых в районе разреза Ко-БКБ, но интенсивнее всего она проявлена в бадьяшорских брекчиях. Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], смещение $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в отрицательную сторону обычно происходит при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами. Влияние постседимента-

ционных процессов на изменение первичного изотопного состава углерода менее заметно, чем кислорода, поэтому изотопные отношения кислорода могут рассматриваться как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований [Виноградов, 2007]. Смещение изотопных отношений кислорода по отношению к изотопным отношениям углерода, как видно на рис. 7, в бадьяшорских брекчиях существенно выше на всех уровнях негативных экскурсов, что может служить подтверждением выявленной по литологическим данным неодофазной доломитизация брекчий по отношению к другим изученным разрезам доломитизированных известняков. Ранняя фаза доломитизации могла проявиться во время выведения известковых осадков в зону супралиторали при регрессиях, сопровождавших раннехирнантское оледенение. В результате регрессии происходило резкое уменьшение объема водного столба на шельфе и могла повыситься соленость морских вод. Фаза поздней доломитизации, вероятнее всего, была связана с поступлением магнезиальных вод из подстилающих япстикшорские отложения сульфатно-карбонатных толщ, развитых в настоящее время в более западных районах седиментационного бассейна [Расказова, 1988], что могло быть отражением региональных тектонических деформаций при формировании Уральского орогена [Юдин, 1994; Тимонин, 1998].

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИРНАНТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сравнение разрезов хирнантских отложений в приэкваториальных широтах с хирнантскими ледниковыми отложениями в Марокко и Аргентине показало, что главные изменения уровня моря в хирнантском веке определялись гляциоэвстатическими колебаниями [Melchin, Holmden, 2006]. Глобальная регрессия в раннем хирнанте, вызвавшая понижение уровня моря на величину от 50 до 80 м, вывела в область эрозии многие карбонатные платформы и привела к формированию брекчий, карста, спелеотерм [Kroger et al., 2015]. Разрезы хирнантских отложений, демонстрируемые в многочисленных публикациях, характеризуются различиями как в предполагаемых колебаниях уровня моря, так и в изотопных кривых [Brenchley, 2004; Melchin et al., 2013]. Корреляция $\delta^{13}\text{C}$ по разрезам хирнанта из разных регионов мира показала, что положение пика наибольшего позитивного смещения может быть асинхронно в разных регионах [Melchin, Holmden, 2006], а иногда он проявлен слабо или почти не выражен. Это можно объяснить особенностями геологического строения и тектонической эволюции разных регионов. Смена верхнекатийских глинисто-карбонатных отложений, сформировавшихся в обстановках открытого мо-

ря с нормальной соленостью при гумидизации климата, крайне мелководными нижнехирнантскими отложениями на фоне общего похолодания и аридизации климата проявилась по-разному также в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. Это прежде всего определялось тектонической дифференциацией палеоландшафта и, соответственно, высотой водного столба в бассейне.

Например, отчетливое отрицательное смещение состава изотопов углерода имеет место на рубеже катийского и хирнантского ярусов в разрезах Ко-БКБ и Кожим-108. В первом из них (внешняя часть окраины платформы) экскурс на более чем 3.0‰ совпадает с резкой сменой условий седиментации от суб- до супра- и субаэральных. Во втором (внутренняя часть окраины платформы) отрицательный экскурс составляет не более 0.5‰ [Безносова и др., 2011, рис. 7] и фациальное изменение выражено менее резко: от верхней сублиторали до мелководной отмели. В разрезе БК-2 на этом рубеже изотопное смещение фактически отсутствует, поскольку здесь и в позднем катии (япстикшорская свита), и в раннем хирнанте (пачка 1 верхнеручейной свиты) были широко развиты механогенные (биокластовые пески, дебитный материал) осадки. Такое породное разнообразие связано с неоднозначным характером тектонических блоков фундамента на окраине карбонатной платформы в позднем ордовике [Тимонин, 1998; Антошкина, 2011] и с проявлением на этом фоне глобального падения уровня моря в раннем хирнанте. Аналогичная ситуация наблюдается и в разномасштабном выражении эрозионных процессов на рубеже ордовика и силура в исследуемом регионе, а также в более южных уральских разрезах [Маслов и др., 1996; Мавринская, Якупов, 2016].

Показательным является и среднехирнантский уровень (см. рис. 7), выделяющийся облегчением изотопного состава углерода и кислорода в разрезах Ко-БКБ (на 0.7 и 4.7‰ соответственно), БК-2 (0.9 и 2.4‰) и Ко-108/01 (1.8 и 3.0‰). Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], смещение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в отрицательную сторону обычно происходит при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами. Отмечено, что изотопные отношения кислорода могут рассматриваться как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований [Виноградов, 2007]. Следовательно, наибольшее негативное отклонение $\delta^{18}\text{O}$ (на 4.7‰) в бадьяшорских брекчиях свидетельствует о более интенсивных вторичных преобразованиях.

Отрицательные отклонения значений $\delta^{18}\text{O}$ в значительной степени связаны с опреснением воды внутренних морей за счет континентального стока [Munnecke et al., 2010; Melchin et al., 2013]. Понижение значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах свидетельству-

ет о дополнительном окислении накопленных ранее углеводов, а в условиях похолодания и падения уровня моря количество окисляемого органического вещества уменьшается, что хорошо видно при сопоставлении вариаций кривых $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Исходя из этого, можно говорить о том, что в среднехирнантское время в исследуемом регионе произошло существенное обмеление морского бассейна, сопровождавшееся активным поступлением изотопно-облегченных пресных вод. Прямые и обратные вариации углерода и кислорода, наблюдаемые в разрезах Ко-БКБ, БК-2 и Ко-108/01, отражают в комплексе разнообразные процессы как при формировании отложений, так и в случае эпигенетических преобразований пород.

Среднехирнантский интервал так или иначе проявляется в разрезах разных регионах мира, но выражен по-разному [Chen et al., 2006; Munnecke et al., 2010; Young et al., 2010; Gorjan et al., 2012; Kaljo et al., 2008, 2012; и др.]. Подобный факт, отраженный на кривых изотопного состава, может служить хорошим маркером для корреляции хирнантских отложений не только с другими разрезами исследуемого региона, но и с другими регионами. Согласно отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в середине хирнанта отмечается в набиулинском разрезе Южного Урала [Мавринская, Якупов, 2016, рис. 6], как и сходство комплексов конодонтовой фауны верхнего катия-хирнанта. Например, негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в среднем хирнанте [Melchin et al., 2013, fig. 3] прослежен в разрезах Добс Линн (Dob's Linn, Scotland), Вэст-Энд (West End, Anticosti Island, Que), руч. Винни (Vinni Creek, Nevada), Нанбази (Guizhou) и Вандживан (Wangjiawan, Hubel).

Глобальные регрессии, как правило, связаны с изменением климатических условий в сторону похолодания и формирования континентальных ледников. Сокращение теплообеспеченности земной поверхности в период похолодания существенно преобразует круговорот воды в природе: возникают континентальные ледники, происходит гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана и увеличивается площадь материков в результате частичного осушения шельфов. Над материками атмосфера оказывалась несколько разреженной и климат становился более континентальным, т. е. засушливым, наблюдалось повышение солености морских вод или проявление эрозионных процессов. Эти процессы подтверждены данными при изучении последних этапов геологической истории, охарактеризованных на стандартной морской шкале $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP [Казьмин, Волков, 2010].

В Тимано-Североуральском морском бассейне доказаны существование регрессии в раннем хирнанте и повышение уровня моря в позднем, но вблизи границы с силуром вновь проявляются признаки обмеления, сменяющегося глобальной руд-

данской трансгрессией. Однако характер хирнантских отложений различается в разных регионах мира. Например, породы хирнантской формации Косов в Баррандиенском бассейне Чехословакии также показывают признаки резкой регрессии, сменившей верхнекатийские отложения сублиторали, причем ей свойственно появление наиболее ранней хирнантской холодноводной фауны [Mergl, 2011]. Напротив, самый верхний горизонт Эллис Бэй формации на о-ве Антикосты (Квебек) характеризуется обмелением до конца хирнанта, как и горизонт поркуни в Эстонии [Kaljo et al., 2004]. В то же время изменение литофаций и устойчивые данные изотопии от основания до кровли хирнанта в хорошо изученных пограничных ордовикско-силурийских отложениях в Копенгагенском Каньоне и Неваде показывают углубление лишь в верхней части рудданской зоны persculptus [Bergström et al., 2014].

Таким образом, палеогеографическая ситуация в Тимано-Североуральском осадочном бассейне к хирнантскому веку (яптикшорское = салюкинское время) характеризовалась развитием в открытом морском бассейне трансгрессивных глинисто-карбонатных трактов с разнообразной фауной, наиболее распространенной в уральских и приуральских разрезах. Исключение составляет разрез р. Б. Косью в бассейне р. Илыч на Северном Урале, где среди яптикшорских известняков присутствуют довольно мощные прослой известняковых конглобрекчий, что, вероятно, обусловлено интенсивностью тектонических процессов на территории Северного Урала в это время [Юдин, 1983]. Резкая смена обстановок седиментации в хирнантском веке проявилась существенной эрозией карбонатной платформы в начале и середине века, последующим ее затоплением в начале позднего хирнанта и резким обмелением в конце на границе с силуром, где фиксируется перерыв в осадконакоплении, палеонтологически обоснованный на Северном Урале и проявленный также южнее и западнее. Охарактеризованные фауной верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения в центральных областях Русской плиты не установлены, лишь в восточном ее обрамлении, на севере Тимана, обнаружены среднеландоверийские известняки и терригенные породы, залегающие на рифейских [Валоюквичус и др., 1983]. Согласно данным В.Г. Vaarly с соавторами [2003], все области шельфов на палеоконтиненте Балтика в той или иной степени были затоплены во время рудданского повышения уровня моря после отступления последних ордовикских ледников в Северной Африке и Южной Америке. Подобно ручейной свите, перекрывающей хирнантские отложения в разрезе Ко-БКБ на Приполярном Урале, в Большом Бассейне США выше эрозионной границы ордовика-силура также накапливались руддан-аэронские рамповые осадки [Harris, Sheehan, 1996]. Различие обстановок седиментации в хирнантском

веке на исследуемой территории было обусловлено тектонической активизацией блоков композитного фундамента Печорской плиты [Тимонин, 1998], связанной с развивающимся каледонским орогенозом на северо-западе (в современных координатах) Восточно-Европейской платформы [Филатова, Ханн, 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа состава, строения и условий образования хирнантских отложений в изученных разрезах можно констатировать следующее. На окраине карбонатной платформы раннехирнантская регрессия проявилась в виде формирования четко выраженных эрозионных поверхностей, а также экскурсов изотопного состава углерода и кислорода (восточные разрезы Ко-БКБ – бадьяшорская свита – и БК-2 – нижняя пачка верхнеручейной свиты). Во внутренней части окраины платформы (западный разрез Ко-108/01 – пачка 1 юнкошорской свиты) эрозионные процессы проявились в меньшей степени.

Тектонически обусловленное преобразование позднекарийской (яптикшорской) платформы со свободным водообменом и распространением в пределах региона сублиторальных глинисто-карбонатных трансгрессивных трактов в крайне мелководную с областями эрозии дифференцированную платформу-шельф определило разнообразие седиментационных обстановок в раннем хирнанте на внешней зоне ее окраины (разрезы Ко-БКБ и БК-2). В то же время отложения внутренней зоны окраины (разрез Ко-108/01) показывают, что карбонаты здесь формировались в мелководной обстановке с подвижной гидродинамикой, о чем свидетельствует распространение криноидных и полибиокластовых карбонатов. Более однородные условия на карбонатной платформе существовали только в кратковременный интервал времени в середине хирнанта, на что указывают выявленные отрицательные смещения в изотопном составе углерода и кислорода. Вновь дифференциация обстановок осадконакопления отчетливо проявилась в позднем хирнанте при сопоставлении разрезов внешней (Ко-БКБ и БК-2) и внутренней (Ко-108/01) зон окраины платформы, а также в пределах самой внешней зоны. Каменноабская свита на Приполярном Урале и пачка 2 верхнеручейной свиты на Северном Урале характеризуют обстановки отмелей с криноидно-песчаными фациями. В отличие от разреза БК-2 в каменноабское время на отмели формировались биогермы. Типы разрезов хирнантских отложений внешней части континентальной окраины отражают существенные колебания уровня моря – от супралиторальных до мелководно-морских. Карбонаты пачки 2 юнкошорской свиты (разрез Ко-108/01) со густковыми

микробильными структурами и слоистыми текстурами, напротив, свидетельствуют о более спокойных условиях нижней зоны литорали. Такое разнообразие обстановок седиментации объясняется существованием палеоподнятий и палеодепрессий (приподнятых и опущенных блоков фундамента) на окраине карбонатной платформы, что прослеживается и в отложениях более поздних периодов палеозоя.

При изучении разрезов, относимых к хирнантскому ярусу, установлен выразительный негативный экскурс изотопного состава углерода и кислорода в середине хирнантского века. Он отражает временной интервал интенсивного континентального сноса и влияния пресных вод при обширной региональной регрессии Тимано-Североуральского осадочного бассейна. Этот выразительный изотопный экскурс можно использовать в качестве регионального литолого-геохимического репера среднехирнантских отложений.

В качестве наиболее полного стратона для хирнантского яруса в стратиграфической схеме верхнего ордовика Западного Урала предлагается выделить “кожымский” горизонт со стратотипическими разрезами на р. Кожым Приполярного Урала. Этот горизонт залегает над кырынским, который в свою очередь коррелирует с верхним катием.

Авторы благодарят коллектив ЦКП “Геонаука” за аналитические исследования и специалистов-палеонтологов за определения фауны, что способствовало выполнению нашей работы, а также Г.А. Мизенса за помощь в подготовке данной публикации.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2007) Нижний палеозой верховьев р. Кожым, Приполярный Урал. *Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми)*. Мат-лы науч.-практич. конф. Сыктывкар: Геопринт, 65-67.
- Антошкина А.И. (2011) Генетические типы карбонатных псефитолитов нижнего палеозоя севера Урала: II. Типы, модели и особенности формирования. *Литосфера*, (3), 39-49.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрьева З.П., Пономаренко Е.С., Сандула А.Н., Канева Н.А., Шмелёва Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.А. (2015) Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 21(1), 55-72.
- Безнослова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П. (2006) Страти-

- графический объем и строение яптикнырдской свиты верхнего ордовика Приполярного Урала. *Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 11-15.
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. (2011) Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **19**(4), 21-39.
- Валюквичус Ю.Ю., Гладковский В.Г., Каратаютеталимаа В.Н., Курс В.Ш., Мельников С.В., Меннер В.В. (1983) Стратиграфия силура и нижнего девона Северного Тимана. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (10), 53-64.
- Виноградов В.И. (2007) Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород. *Природа*, (11), 22-28.
- Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР. (1983) (Ред. Б.С. Соколов, Т.Н. Корень, И.Ф. Никитин). Л.: Наука, 205 с.
- Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В. (2009) Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (Юг Западной Сибири). *Геология и геофизика*, **50**(7), 786-795.
- Казьмин С.П., Волков И.А. (2010) Характер природных процессов в азиатской части России во время последней ледниковой стадии. *География и природные ресурсы*, (3), 5-10.
- Краузе С.Н., Маслов В.А. (1961) Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФ АН СССР, 94 с.
- Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. (2016) Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозоям. *Геология и геофизика*, **57**(2), 333-352.
- Майдль Т.В. (2006) Древние травертины на границе ордовика и силура: литологическое свидетельство изотопного феномена. *Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 7-10.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М., Крупенин М.Т., Анцыгин Н.Я. (1996) Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий Всерос. совещ. "Палеогеография венда и раннего палеозоя (ПВРП-96) и Итоговой Международ. конф. проекта 319 МПГК". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116 с.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: ВСЕГЕИ, 136 с.
- Ожиганов Д.Г. (1955) Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. *Уч. зап. Башпединститута*, **IV**, 55-92.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 108 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 130 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2012) СПб.: ВСЕГЕИ, **41**, 48 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Расказова Н.В. (1988) Корреляция продуктивных горизонтов верхнего ордовика-нижнего девона. *Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции*. Л.: ВНИГРИ, 30-36.
- Сенников Н.В. (1998) Проявления глобального ордовикско-силурийского биотического кризиса в граптолитовых сообществах Средней Сибири. *Геология и геофизика*, **39**(5), 557-567.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. (2008) *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. СПб.: ВСЕГЕИ, **38**, 131 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. (2010) Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. *Геотектоника*, (3), 3-29.
- Хабаров Е.М., Изох О.П. (2014) Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахтинского поднятия севера восточной Сибири. *Геология и геофизика*, **55**(5-6), 797-820.
- Хант Дж. (1982) Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 704 с.
- Шмелёва Л.А., Толмачёва Т.Ю. (2016) Карбонатные отложения верхнего ордовика на реке Большая Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конодонтам. *Региональная геология и металлогения*, **65** (4), 50-59.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 173 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 285 с.
- Armstrong H.A., Coe A.L. (1997) Deep-sea sediments record the geophysiology of the Late Ordovician glaciations. *J. Geol. Soc.*, **154**, 929-934.
- Baarly B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. (2003) Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica. Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia. (E. Landing, M.E. Johnson eds). *New York State Museum Bull.*, **493**, 3-35.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, **54**, 121-149.
- Bergström S., Chen Xu, Gutierrez-Marco J.C., Dronov A. (2009) The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, **42**, 97-107.
- Bergström S.M., Eriksson M.E., Young S.A., Ahlberg P., Schmitz B. (2014) Hirnantian (latest Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in southern Sweden and globally: a refined integration with the graptolite and conodont zone successions. *GFF*, **136**, 355-386.

- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *Permophiles International Commission on Stratigraphy International Union of Geological Sciences* (C.M. Henderson and C. MacLean eds), Suppl. **1**(53). Abstracts Icos, 6-7.
- Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. (2006) First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geol. Magazine*, **143**(5), 657-678.
- Berry W.B.N. (2003) Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and central Nevada: a comparative study. *Bull. Société Géol. France*, **174**(3), 211-216.
- Brenchley P.J. (2004) End Ordovician Glaciation. *The Great Ordovician Biodiversification Event* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y.: Columbia University Press, 81-83.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F. (1994) Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**(4), 295-298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Hints L., Nolvak J. (1997) New isotopic data solving the old biostratigraphic problem: the age of the upper Ordovician brachiopod. *Holorhynchus giganteus*. *J. Geol. Soc., London*, **154**, 335-42.
- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L., Kaljo D., Marshall J.D., Martma T., Meidla T., Nölvak J. (2003) High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constrains on the timing of bio events and environmental changes associated with mass extinction and glaciations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **115**, 89-104.
- Chen X., Rong J.Y., Fan J.X., Zhan R.B., Mitchell C.E., Harper D.A.T., Melchin M.J., Peng P., Finney S.C., Wang X.F. (2006) The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, **29**, 183-196.
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**, 149-164.
- Droser M.L., Bottjer D.J., Sheehan P.M., McGhee Jr. G.R. (2000) Decoupling of taxonomic and ecologic severity of Phanerozoic marine mass extinctions. *Geology*, **28**, 675-678.
- Gorjan P., Kaiho K., Fike D.A., Xu C. (2012) Carbon and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **337-338**, 14-22.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Harris M.T., Sheehan P.M. (1996) Upper Ordovician-Lower Silurian depositional sequences determined from middle shelf sections, Barn Hills and Lakeside Mountains, eastern Great Basin. *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton* (B.J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day eds). *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, **306**, 161-176.
- Herrmann A.D., Haupt B.J., Patzkowsky M.E., Seidov D., Slingerland R.L. (2004) Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO_2 : potential causes for long-term cooling and glaciations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**(2-4), 385-401.
- Kaljo D., Hints L., Martma T., Nölvak J., Oraspöld A. (2004) Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**, 165-185.
- Kaljo D., Hints L., Männik P., Nölvak J. (2008) The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts, and carbon isotopes. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(6), 197-218.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nölvak J. (2012) More about the Ordovician-Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Eston. J. Earth Sci.*, **61**(4), 277-294.
- Koren' T.N., Sobolevskaya R.F. (2008) The regional stratotype section and point for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost Ordovician) at Mirny Creek, Omulev Mountains, Northeast Russia. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(1), 1-10.
- Kroger B., Ebbestad J.O.R., Lehnert O., Ullmann C.V., Korte C., Frei R., Rasmussen M.O. (2015) Sub-aerial speleotherms and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations. *J. Geol. Soc.*, doi: 10.1144/igs2014-071.
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 186-200.
- Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Štorch P. (2013) Environmental changes in the Late Ordovician-early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1635-1670.
- Mergl M. (2011) Earliest occurrence of the Hirnantia Fauna in the Prague Basin (Czech Republic). *Bull. Geosci.*, **86**(1), 63-70.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T. (2010) Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 389-13.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2008) The concise geologic time scale. Cambridge: *Cambridge University Press*, 177 p.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sheehan P.M. (2001) The Late Ordovician mass extinction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 331-364.
- Sutcliffe O.E., Harper D.A.T., Salem A.A., Whittington R.J., Craig J. (2001) The development of an atypical Hirnantia-brachiopod fauna and the onset of glaciation in the Late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh – Earth Sciences*, **92**, 1-14.
- Young S.A., Saltzman M.R., Ausich W.I., Desrochers A.,

- Kaljo D. (2010) Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial interglacial cycles? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 376-388.
- Zhang S., Barnes C.R. (2007) Late Ordovician to Early Silurian conodont faunas from the Kolyma terrane, Omulev Mountains, northeast Russia, and their paleobiogeographic affinity. *J. Paleontol.*, **81**(3), 490-512.
- REFERENCES
- Antoshkina A.I. (2007) Lower Paleozoic in the Kozhym River upper part, Subpolar Urals. *Izuchenie, sokhraneniye i ispol'zovanie ob'ektov geologicheskogo naslediya severnykh regionov (Respublika Komi)*. Materialy nauchno-prakticheskoi konferentsii [Study, conservation and use of geological heritage of northern regions (Komi Republic). Materials of the scientific-practical conference]. Syktyvkar, Geoprint, 65-67. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2011) Genetic types of carbonate psephytolithes in the Lower Paleozoic in the north of the Urals. Part II: Types, models, and features of formation. *Lit-mosfera*, (3), 39-49. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yurieva Z.P., Ponomarenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.S. (2015) Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic of the Timan-Northern Urals region: areas of research, results, problems and challenges. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, Iss. 1 (21), 55-72. (In Russian)
- Armstrong H.A., Coe A.L. (1997) Deep-sea sediments record the geophysics of the Late Ordovician glaciations. *J. Geol. Soc.*, (154), 929-934.
- Baarly B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. (2003) Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica. *Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Lavrentia* (Eds E. Landing, M.E. Johnson). *New York State Museum Bull.*, **493**, 3-35.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, **54**, 121-149.
- Bergström S., Chen Xu, Gutierrez-Marco J.C., Dronov A. (2009) The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, **42**, 97-107.
- Bergström S.M., Eriksson M.E., Young S.A., Ahlberg P., Schmitz B. (2014) Hirnantian (latest Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in southern Sweden and globally: a refined integration with the graptolite and conodont zone successions. *GFF*, **136**, 355-386.
- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *Permophiles International Commission on Stratigraphy International Union of Geological Sciences* (Eds C.M. Henderson, C. MacLean). Suppl. 1 (53): Abstracts Icos, 6-7.
- Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. (2006) First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geol. Magazine*, **143**(5), 657-678.
- Berry W.B.N. (2003) Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and central Nevada: a comparative study. *Bull. Soc. Géol. France*, **174**(3), 211-216.
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Männik P. (2006) Stratigraphical volume and composition of the Yaptik Nyr Formation of the Upper Ordovician of the Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 11-15. (In Russian)
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Männik P., Martma T. (2011) The Ordovician-Silurian boundary in the western slope of the Subpolar Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **19**(4), 21-39. (In Russian)
- Brenchley P.J. (2004) End Ordovician Glaciation. *The Great Ordovician Biodiversification Event* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y., Columbia University Press, 81-83.
- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L., Kaljo D., Marshall J.D., Martma T., Meidla T., Nölvak J. (2003) High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constrains on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, (115), 89-104.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F. (1994) Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**(4), 295-298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Hints L., Nölvak J. (1997) New isotopic data solving the old biostratigraphic problem: the age of the upper Ordovician brachiopod *Holorhynchus giganteus*. *J. Geol. Soc., London*, **154**, 335-42.
- Chen X., Rong J.Y., Fan J.X., Zhan R.B., Mitchell C.E., Harper D.A.T., Melchin M.J., Peng P., Finney S.C., Wang X.F. (2006) The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, **29**, 183-196.
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (210), 149-164.
- Droser M.L., Bottjer D.J., Sheehan P.M., McGhee Jr. G.R. (2000) Decoupling of taxonomic and ecologic severity of Phanerozoic marine mass extinctions. *Geology*, **28**, 675-78.
- Filatova N.I., Khain V.E. (2010) Craton Arctida and Neoproterozoic-Mesozoic orogenic belts of the Circumpolar region. *Geotektonika*, (3), 3-29. (In Russian)
- Gorjan P., Kaiho K., Fike D.A., Xu C. (2012) Carbon- and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **337-338**, 14-22.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Granitsa ordovika i silura na Severo-Vostokey SSSR* [Ordovician-Silurian border in North-Eastern USSR]. (1983) (Eds B.S. Sokolov, T.N. Koren', I.F. Nikitin). Leningrad, Nauka Publ., 205 p. (In Russian)

- Habarov E.M., Izokh O.P. (2014) Sedimentology and isotope Geochemistry of Riphean carbonate sediments Kharaulakh Raising North of Eastern Siberia. *Geol. Geofiz.*, **55**(5-6), 797-820.
- Hant D. (1982) *Geokhimiya nefi i gaza* [Geochemistry of oil and gas]. Moscow, Mir Publ., 704 p. (In Russian)
- Harris M.T., Sheehan P.M. (1996) Upper Ordovician–Lower Silurian depositional sequences determined from middle shelf sections, Barn Hills and Lakeside Mountains, eastern Great Basin. *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton* (B.J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day eds). *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **306**, 161-176.
- Herrmann A.D., Haupt B.J., Patzkowsky M.E., Seidov D., Slingerland R.L. (2004) Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO₂: potential causes for long-term cooling and glaciations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**(2-4), 385-401.
- Izokh O.P., Izokh N.G., Ponomarchuk V.A., Semenova D.V. (2009) Isotopes of carbon and oxygen in the deposits of the Frasnian-Famenian (upper Devonian) section of the Kuznetsk basin (South of Western Siberia). *Geol. Geofiz.*, **50**(7), 786-795. (In Russian)
- Kaljo D., Hints L., Männik P., Nölvak J. (2008) The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts, and carbon isotopes. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(6), 197-218.
- Kaljo D., Hints L., Martma T., Nölvak J., Oraspõld A. (2004) Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (210), 165-185.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nölvak J. (2012) More about the Ordovician-Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Eston. J. Earth Sci.*, **61**(4), 277-294.
- Kaz'min S.P., Volkov I.A. (2010) A character of natural processes in the Asian part of Russia during the last glacial stage. *Geografiya i prirodnye resursy*, (3), 5-10. (In Russian)
- Koren' T.N., Sobolevskaya R.F. (2008) The regional stratotype section and point for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost Ordovician) at Mirny Creek, Omulev Mountains, Northeast Russia. *Estonian J. Earth Sci.*, **57**(1), 1-10.
- Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) *Ordovik, silur i nizhnii devon zapadnogo sklona Bashkirskogo Urala* [Ordovician, Silurian, and Lower Devonian in the western slope of the Bashkirian Urals]. Ufa, BF AN SSSR Publ., 94 p. (In Russian)
- Kroger B., Ebbestad J.O.R., Lehnert O., Ullmann C.V., Korte C., Frei R., Rasmussen M.O. (2015) Subaerial speleotherms and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations. *J. Geol. Soc.*, doi: 10.1144/igs2014-071.
- Maidl' T.V. (2006) Ancient travertines at the Ordovician-Silurian boundary: lithologic evidence of isotop phenomenon. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 7-10. (In Russian)
- Maslov A.V., Ivanov K.S., Chumakov N.M., Krupenin M.T., Antsygin N.Ya. (1996) *Razrezy verkhnego rifeya, venda i nizhnego paleozoya Srednego i Yuzhnogo Urala. Putevoditel' geologicheskikh ekskursii Vserossiiskogo soveshchaniya "Paleogeografiya venda i rannego paleozoya (PVRP-96) i Itogovoi Mezhdunarodnoi konferentsii proekta 319-MPGK"* [The Upper Rifean, Vendian, and Lower Paleozoic sections of the Middle and South Urals. Guide to geological excursions of the all-Russian meeting "Paleogeography of the Vendian and early Paleozoic (PVRP-96) and the Final International conference of the 319 IGCC project"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 116 p. (In Russian)
- Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016) Ordovician deposits in the western slope of the South Urals and its correlation on conodonts and chitinozoans. *Geol. Geofiz.*, **57**(2), 333-352. (In Russian)
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 186-200.
- Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Štorch P. (2013) Environmental changes in the Late Ordovician–Early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1635-1670.
- Mel'nikov S.V. (1999) *Konodonty ordovika i silura Timano-Severural'skogo regiona* [Ordovician and Silurian conodonts of the Timan-Northernuralian region]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 136 p. (In Russian)
- Mergl M. (2011) Earliest occurrence of the *Hirnantia* Fauna in the Prague Basin (Czech Republic). *Bull. Geosci.*, **86**(1), 63-70.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T. (2010) Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 389-413.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2008) The concise geologic time scale. Cambridge, Cambridge University Press, 177 p.
- Opornye razrezy verkhnego ordovika i nizhnego silura Pripolyarnogo Urala* (1987) [Support sections of the upper Ordovician and lower Silurian of the Polar Urals (Eds V.S. Tsyganko, V.A. Chermnykh)]. Syktyvkar, Komi filial AN SSSR Publ., 108 p. (In Russian)
- Ozhiganov D.G. (1955) Stratigraphy and facies peculiarities of the Silurian deposits in the western slope of the Southern Urals. *Uchenye zapiski Bashpedinstituta*, **IV**, 55-92. (In Russian)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) *Biostratografiya siluriiskikh i devonskikh otlozhenii Pechorskogo Urala* [Silurian and Devonian deposits biostratigraphy of the Pechora Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)
- Postanovleniya Mezhdedomstvennogo stratigraphicheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii* (2012) [Decisions of the interdepartmental stratigraphic Committee and its standing committees]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., **41**, 48 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Pre-Urals (actual questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian with extended conclusions in English)
- Rasskazova N.V. (1988) The correlation of the Upper Ordovician-Lower Devonian productive horizons. *Stratografiya i litologiya neftegazonosnykh otlozhenii*

- Timano-Pechorskoi provintzii* [Stratigraphy and lithology of oil-gas deposits of Timan-Pechora area]. Leningrad, VNIGRI Publ., 30-36. (In Russian)
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sennikov N.V. (1998) Show of the global Ordovician-Silurian biotic crisis in graptolite communities of Central Siberia. *Geol. Geofiz.*, **39**(5), 557-567. (In Russian)
- Sheehan P.M. (2001) The Late Ordovician mass extinction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 331-364.
- Shmeleva L.A., Tolmacheva T.Yu. (2016) Upper Ordovician carbonate deposits on the Bol'shaya Kos'yu River (Northern Urals): characteristic of the section and first data on conodonts. *Region. Geol. Metallogeny*, **65**(4), 50-59. (In Russian)
- Sostoyanie izuchennosti stratigrafii dokembriya i fanerozoia Rossii. Zadachi dal'neishikh issledovaniy. Postanovleniya Mehvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii* (2008) [The state of the study of the stratigraphy of the Precambrian and the Phanerozoic of Russia. Objectives of further research. Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 38, 131 p. (In Russian)
- Stratigraphicheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) [Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, Roskomnedra, IGiG UrO RAN Publ.. (In Russian)
- Stratigraphicheskii kodeks Rossii* (2006) [Stratigraphic code of Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russian)
- Sutcliffe O.E., Harper D.A.T., Salem A.A., Whittington R.J., Craig J. (2001) The development of an atypical Hirnantia-brachiopod fauna and the onset of glaciation in the Late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences*, (92), 1-14.
- Timonin N.I. (1998) *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* [The Pechora Plate: history of geological evolution in the Phanerozoic]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 240 p. (In Russian)
- Valyukyavichus Yu.Yu., Gladkovsky V.G., Karatayute-Talimaa V.N., Kurs V.Sh., Mel'nikov S.V., Menner V.VI. (1983) Silurian and Lower Devonian of Northern Timan. *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya*, (10), 53-64. (In Russian)
- Vinogradov V.I. (2007) Isotopic indicators of geochemical changes in sedimentary rocks. *Priroda*, (11), 22-28. (In Russian)
- Young S.A., Saltzman M.R., Ausich W.I., Desrochers A., Kaljo D. (2010) Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial interglacial cycles? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (296), 376-388.
- Yudin V.V. (1983) *Varistsidy Severnogo Urala* [Variscides of the Northern Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Hoya* [The orogeny of north of the Urals and Paj-Khoj]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
- Zhang S., Barnes C.R. (2007) Late Ordovician to Early Silurian conodont faunas from the Kolyma terrane, Omulev Mountains, northeast Russia, and their paleobiogeographic affinity. *J. Paleontol.*, **81**(3), 490-512.