

УДК 551.733.13

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114

Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал): состав, строение, условия образования

Л. А. Шмелёва

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Поступила в редакцию 20.04.2023 г., принята к печати 08.08.2023 г.

Объект исследования. Разрез пограничных отложений, вскрытый в правом борту руч. Закола (правый приток р. Илыч, Северный Урал), суммарной мощностью 98 м, представленный образцами горных пород (более 100 шт.), шлифов (100 шт.), пришлифовок (10 шт.) и химических анализов (15 шт.). **Цель.** Детальное описание наиболее полного разреза пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений шантымского фациального комплекса со стратиграфической привязкой слоев, литологическая типизация отложений и восстановление условий осадконакопления. **Методы.** Для расчленения разреза использовались стандартные литологический и палеонтологический методы изучения разреза. Отбор образцов осуществлялся через 1 м, однако при возможности детальных наблюдений, позволяющих выделить литологические и фациальные разности, образцы отбирались дополнительно. Шлифы изучены классическим оптическо-микроскопическим методом. Исследование комплекса фауны проводилось как по сборам образцов пород автора, так и по материалам А.И. Антошкиной. Кроме того, также привлекались фондовые материалы. **Результаты.** В разрезе выделено 14 пачек пород, которые представлены шестью типами вторичных доломитов. Их распределение по разрезу, наряду с присутствием характерных фаунистических остатков, позволило установить в разрезе три толщи, которые могут быть соотнесены с катийским, хирнантским и рудданским ярусами ОСШ. **Выводы.** Отложения катийского века представлены яптикшорской свитой (толща 1), формировавшейся в условиях нижней сублиторали карбонатной платформы типа рамп с трансгрессивным карбонатным трактом и разнообразной фауной. Начало хирнантского века (толща 2) характеризуется более мелководными обстановками верхней сублиторали, вплоть до литорали, что отражает резкое обмеление на границе катий–хирнант и отвечает началу глобальной раннехирнантской регрессии. Выше по разрезу вскрываются породы, свидетельствующие об осадконакоплении при некотором повышении уровня моря, однако корреляция этой части разреза с верхнеручейной свитой хирнанта осложняется фрагментарностью выходов. Перекрывающие их отложения руддана (толща 3) накапливались на окраине карбонатной платформы типа рамп в условиях нижней сублиторали и соответствуют началу раннесилурийской глобальной трансгрессии.

Ключевые слова: доломиты, верхний ордовик, нижний силур, разрез Закола, р. Илыч, Северный Урал

Источник финансирования

Работа проводилась в рамках темы Госпрограммы НИР (№ 1021062311457-5-1.5.6)

Upper Ordovician–Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals): Composition, structure, formation environments

Lyubov A. Shmeleva

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Received 20.04.2023, accepted 08.08.2023

Research subject. Section of boundary deposits, exposed in the right side of the Zakola stream (the right tributary of the Ilych River, Northern Urals) with a total thickness of 98 m, presented with rock samples (more than 100 pieces), thin sections (100 pieces), slabs (10 pieces), and chemical analyses (15 pieces). **Aim.** Detailed description of the most complete section of the Upper Ordovician–Lower Silurian boundary sediments of the Shantym facies complex with a stratigraphic

Для цитирования: Шмелёва Л.А. (2024) Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал): состав, строение, условия образования. *Литосфера*, 24(1), 98–114. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>

For citation: Shmeleva L.A. (2024) Upper Ordovician–Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals): Composition, structure, formation environments. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 98–114. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>

reference of layers, lithological typification of sediments, and restoration of sedimentation conditions. *Methods.* Conventional lithological and paleontological methods were used to dissect the section. Sampling was carried out after 1 m; however, samples were additionally taken when detailed observations were possible to identify lithological and facial differences. The thin sections were studied by the classic method of optical microscopy. The study of the fauna complex was carried out both by collecting samples of the author's rocks and by the materials of A.I. Antoshkina. In addition, stock materials were attracted. *Results.* In the section, 14 packs of rocks were identified, which are represented by 6 lithological types of secondary dolomites. Their distribution along the section, along with the presence of characteristic faunal remains, made it possible to establish three members in the section, which can be correlated with the Katian, Hirnantian, and Ruddanian stages of the General Stratigraphic Scale. *Conclusion.* The Katian deposits are represented by the Yaptikshor Formation (Strata 1), which was formed under the conditions of the lower sublittoral of a ramp-type carbonate platform with a transgressive carbonate tract and a diverse fauna. The beginning of the Hirnantian (Strata 2) is characterized by shallow water conditions of the upper sublittoral up to the littoral, which reflects a sharp shallowing at the Katian–Hirnantian boundary and corresponds to the beginning of the global early Hirnantian regression. The rocks exposed higher up the section indicate sedimentation with a certain rise in the sea level; however, the correlation of this part of the section with the upper part of the Verkh Ruchey Formation is complicated by the fragmentary nature of the outcrops. The overlying Ruddanian deposits (Strata 3) were accumulated on the outskirts of a ramp-type carbonate platform under the conditions of the lower sublittoral, which corresponds to the beginning of the Early Silurian global transgression.

Keywords: *dolomites, Upper Ordovician, Lower Silurian, Zakola stream, Ilych River, Northern Urals*

Funding information

The investigations were carried out within the framework of the State Assignment (No. 1021062311457-5-1.5.6)

Acknowledgements

The author expresses gratitude to A.I. Antoshkina, E.S. Ponomarenko, and the anonymous reviewer for consultations, valuable comments, and useful recommendations in the preparation of this article for publication.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в пределах Тимано-Североуральского региона ордовикско-силурийские отложения наиболее полно изучены только на Приполярном Урале, где на основе высокой степени детальности изучения литологии и палеонтологии создана надежная стратиграфическая основа для расчленения и корреляции отложений в пределах региона. Район Северного Урала в этом отношении оставался слабо изученным, поскольку, по сравнению с опорными разрезами р. Кожым, верхнеордовикские отложения в этом районе имеют незначительное площадное распространение и чаще всего выведены на дневную поверхность по крупным тектоническим нарушениям. При этом еще В.А. Варсанофьевой в 1953 г. отмечено, что на Северном Урале ордовикские и силурийские отложения наиболее полно представлены в бассейне р. Илыч, а их разрезы могут считаться опорными для этого района (Производительные..., 1953). Кроме того, она также установила, что фациальный характер этих отложений выдержан в меридиональном направлении, однако с запада на восток состав пород и характеризующей их фауны изменяется для отложений одного и того же страти-

графического интервала. В связи с этим были выделены западный мелководный (шежимский) и восточный глубоководный (шантымский) фациальные комплексы, сменяющие друг друга в широтном направлении (Производительные..., 1953). Изучением данных отложений в различные годы также занимались Н.Н. Иорданский, А.И. Першина, А.Г. Кондяйн, О.А. Кондяйн, В.В. Юдин, А.И. Антошкина и Б.Я. Дембовский, чьи работы в значительной мере способствовали разработке схемы их стратиграфического расчленения.

Толща темно-серых вторичных доломитов в нижнем течении руч. Закола долго относилась к нижнему силуру и была включена в восточный шантымский фациальный комплекс (Варсанофьева, 1940; Производительные..., 1953; Кондяйн, 1967; Першина и др., 1971). Впервые присутствие здесь в основании разреза верхнеордовикских отложений в составе яптикшорской свиты установлено А.И. Антошкиной по наличию брахиопод *Holrhynchus* sp. и *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph) (Антошкина и др., 1989). Стратотип яптикшорской свиты выделен в бассейне р. Кожым, вблизи руч. Джагал-Яптик-Шор. Стратиграфически она соответствовала кырьинскому горизонту верхнего ордовика. Стратотипической местностью

яптикшорских отложений является бассейн р. Кожым в районе притоков рек Бол. Тавроты и Сывью (Опорные..., 1987). Позднее ГГП “Полярноуралгеология” под руководством Б.Я. Дембовского в ходе тематических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов Северного Урала и разработке унифицированной и корреляционной схем для геологического картирования нижнюю часть разреза Закола по наличию криноидей *Dentiferocrinus* ex.gr. *sulcatus* Schew. и брахиопод *Holorhynchus* sp. вслед за А.И. Антошкиной также отнесли к кырьянскому горизонту верхнего ордовика (Дембовский, Дембовская, 1992 г.). При определенных успехах, достигнутых в стратиграфическом расчленении разреза, в указанных работах практически не рассматривалась литологическая характеристика отложений и условия их образования. Кроме того, со времени проведения в данном регионе последних исследований в стратиграфии ордовика произошли существенные изменения. В Международной стратиграфической шкале ордовикской системы изменились названия и объемы стратиграфических подразделений, а в ее кровле с 2004 г. введено новое стратиграфическое подразделение – хирнантский ярус. Он определяется во всех регионах мира и также установлен в разрезах Приполярного (Безносова, Мянник, 2002; Безносова и др., 2011; Antoshkina, 2008; Антошкина, 2012) и Северного (Шмелёва, Толмачева, 2016; Антошкина, Шмелёва, 2018) Урала.

В результате проведенных автором в 2014, 2015 и 2022 гг. детальных полевых и лабораторных исследований получены новые данные по типизации и стратиграфическому положению пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений в разрезе Закола. В статье впервые даны его детальное описание со стратиграфической привязкой слоев, литологическая типизация отложений и условия их образования. Актуальность проводимых исследований состоит в том, что этот разрез является важным звеном в палеогеографической реконструкции окраины карбонатной платформы типа рампы в позднем ордовике – раннем силуре как единственный полный разрез пограничных отложений шантымского фациального комплекса.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом для данного исследования послужил разрез пограничных верхнеордовикско-силурийских отложений, вскрытый в правом борту руч. Закола (правый приток р. Илыч, Северный Урал), суммарной мощностью 98 м, представленный образцами горных пород (более 100 шт.), шлифов (100 шт.), пришлифовок (10 шт.) и химических анализов (15 шт.). Отбор образцов осуществлялся через 1 м, однако при возможности детальных

наблюдений, позволяющих выделить литологические и фациальные разности, образцы отбирались дополнительно. При выделении литотипов за основу классификации карбонатных отложений автором взята классификация И.В. Хворовой (1958) и В.Н. Шванова с соавторами (Систематика..., 1998). Принята следующая размерность структур, мм: тонкокристаллическая – 0.01–0.1, мелкокристаллическая – 0.1–0.25, среднекристаллическая – 0.25–0.5. Все аналитические исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН им. акад. Н.П. Юшкина. Кроме собственных материалов, автор использовал полевые материалы А.И. Антошкиной 1974 г. и фондовый отчет Б.Я. Дембовского и З.П. Дембовской (1992 г.). Определения различных групп фоссилей выполнялись в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Н.А. Боринцевой, Е.Ю. Лобановым, В.Ю. Лукиным (табулятоморфные кораллы), В.С. Цыганко (ругозы), О.В. Богоявленской (строматопороидеи), В.С. Милициной (криноидеи), В.М. Богоявленской, Т.М. Безносовой (брахиоподы), С.В. Мельниковым, В.А. Наседкиной, Т.Ю. Толмачёвой (конодонты).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Север Урала, включающий в себя западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, является восточной частью Тимано-Североуральского региона (= Печорская плита), который в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, относящемся к северо-восточной части Европейской платформы. История его развития в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Позднеордовикский этап развития региона характеризовался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными системными тракатами (сандбийский век и раннекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекатийское время), сменившихся в позднекатийское время новым глинисто-карбонатным трансгрессивным системным трактом. Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супрадо сублиторальных (Антошкина, Шмелёва, 2018). Раннесилурийский этап развития региона выделяется наступлением мощной глобальной трансгрессии и формированием отложений в условиях глубоководного рампы (Антошкина, 2011).

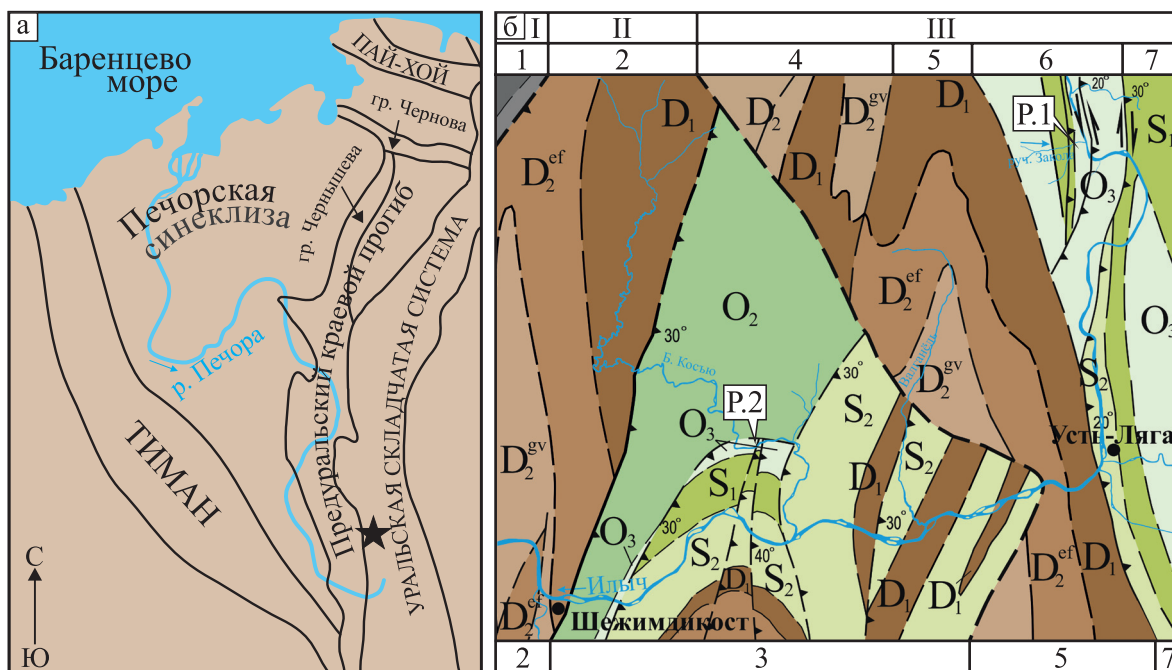


Рис. 1. Геологическое строение района исследований.

а – местонахождение изученного разреза на территории Тимано-Североуральского региона; б – геологическая карта северной части Верхнепечорского поперечного опускания и ее тектоническое районирование, по (Юдин, 1983; Шмелёва, Пономаренко, 2023) с дополнениями; подзоны Елецкой (известняковой) структурно-формационной зоны Урала: I – западная (1 – Патракарёмская антиклиналь), II – центральная (2 – Усть-Шежимская синклиналь, 3 – Косью-Уньинская синклиналь), III – восточная (4 – Эбелызская антиклиналь, 5 – Валганская синклиналь, 6 – Шантымская антиклиналь, 7 – Шантымвожская антиклиналь). P. 1 – разрез Закола, P. 2 – разрез Бол. Косью.

Fig. 1. Geological structure of the research area.

а – location of the studied section on the territory of the Timan-Northern Ural region; б – geological map of the northern part of the Vekhnaya Pechora transverse subsidence and its tectonic zoning, after (Yudin, 1983; Shmeleva, Ponomarenko, 2023), with additions; Yelets (limestone) subzone structural and formation zones of the Urals: I – western (1 – Patrakariem Anticline), II – central (2 – Ust'-Shezhim Syncline, 3 – Kosyu-Uniya Syncline), III – eastern (4 – Ebeliz Anticline, 5 – Valgan Syncline, 6 – Shantym Anticline, 7 – Shantym Vozh Anticline). P. 1 – Zakola section, P. 2 – Bol'shaya Kosyu section.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Пограничные верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения вскрыты в обн. 51Д, расположенном в правом борту руч. Закола в 150 м выше устья. В тектоническом отношении они приурочены к северной части Верхнепечорского поперечного опускания, где слагают западное крыло Шантымской антиклинали (рис. 1). Здесь снизу вверх по разрезу автором выделено 14 пачек. Распределение установленной в разрезе фауны показано на рис. 2.

Пачка 1 (6.3 м). Доломиты темно-серые, до черных, плитчатые мелко- и среднекристаллические с теневой крупнобиокластовой структурой и линзами (длиной 3–4 см, мощностью до 1–2 см) и конкрециями (до 3 см в диаметре) кремней от серого до черного цвета (рис. 3, 1). Часто отмечаются прожилки и трещины желтовато-серого доломита, секущие породу вкрест простирания, иногда до

образования брекчиевидной структуры (рис. 3, 2). В 3 м от основания пачки – линзовидный слой (10–15 см) тонкокристаллического доломита с реликтовой грубобиокластовой структурой. Среди реликтового органогенного материала преобладают створки раковин брахиопод, реже встречаются остатки члеников криноидей и более мелкий неопределимый биокластовый материал.

Пачка 2 (11.5 м). Неравномерное чередование темно-серых, до черных, доломитов массивных, мелко- и среднекристаллических, с теневыми биокластовыми структурами. Мелко- и среднекристаллические доломиты с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой образуют прослои и линзы мощностью 5–10 см с неровной бугристой поверхностью напластования. Мелко- и среднекристаллические доломиты с реликтовой крупнобиокластовой структурой встречаются как в виде прослоев мощностью около 10 см, так и формируют однородные пласты

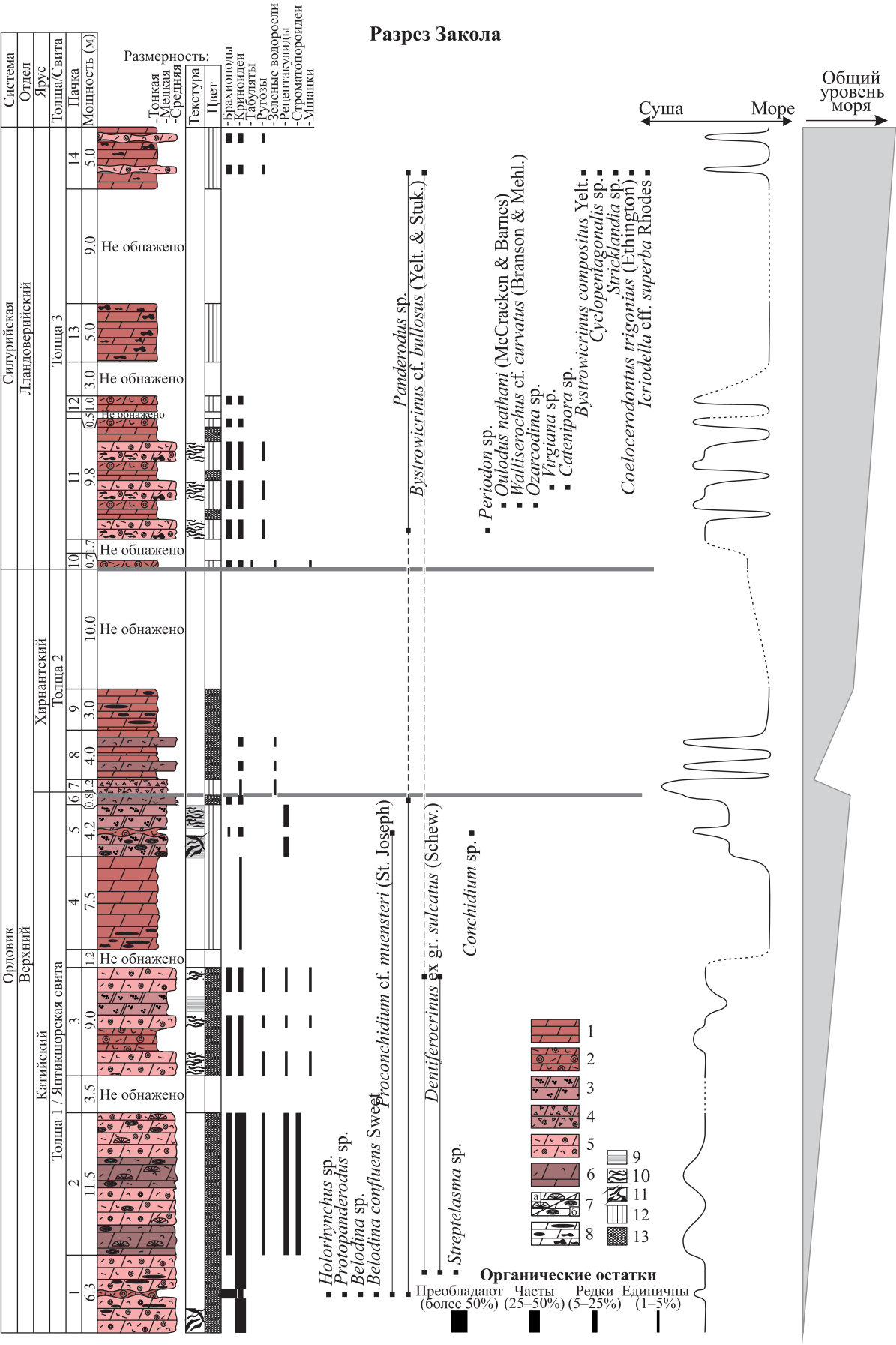


Рис. 2. Характеристика строения разреза.

1 – доломит тонкокристаллический, 2 – доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобиокластовой структурой, 3 – доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой, 4 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой, 5 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобиокластовой структурой, 6 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой, 7a – кремненные строматопороиды, 7б – губки, 8 – линзы и стяжения кремней, 9 – тонкая горизонтальная слоистость, 10 – ходы роющих организмов, 11 – тектонически брекчированные доломиты с рудной минерализацией; цветовая колонка доломитов: 12 – темно-серые, 13 – темно-серые, практически черные.

Fig. 2. Characteristics of the section structure.

1 – very fine-crystalline dolostone, 2 – very fine-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclastic structure, 3 – fine-crystalline dolostone with a relict clump structure, 4 – fine-crystalline dolostone with a relict clastic structure, 5 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclastic structure, 6 – fine-medium-crystalline dolostone with relict medium-coarse-bioclastic structure, 7a – silicified stromatoporoids, 7b – sponges, 8 – lenses and bindings of flints, 9 – thin horizontal layering, 10 – burrowing organisms, 11 – tectonically brecciated dolomites with ore mineralization; color column of dolomites: 12 – dark gray, 13 – dark gray almost black.

до 1 м. Реликтовый биокластовый материал не сортирован, представлен створками брахиопод, единичными ругозами и члениками криноидей (рис. 3, 3). Часто встречаются скопления кубкообразных губок до 7 см в диаметре (рис. 3, 4) и кремненные пластинчатые колонии строматопороидей, ориентированные по напластованию пород (рис. 3, 5).

Не обнажено (3.5 м).

Пачка 3 (9.0 м). Переслаивание доломитов темно-серых, до черных, плитчатых (10–15 см), тонко-, мелко- и среднекристаллических с теневой мелко- и крупно- и грубобиокластовой структурами. Среди реликтов биокластов отмечаются фрагменты створок брахиопод, единичных ругоз, мшанок, губок, а также членики криноидей и неопределимые фоссилии. К некоторым слоям мелкокристаллических доломитов приурочено обилие ходов роющих организмов *Thalassinoides*.

Не обнажено (1.2 м).

Пачка 4 (7.5 м). Доломиты темно-серые, плитчатые (10–15 см), тонкокристаллические. У подошвы пачки наблюдаются черные желваки кремней (3–6 см) неправильной формы, которые вверх по разрезу примерно к середине пачки исчезают. В кровле пачки в доломитах отмечаются единичные мелкие (до 1 мм) фрагменты члеников криноидей.

Пачка 5 (4.2 м). Доломиты темно-серые, неяснослоистые, мелкокристаллические, с теневой мелко- и крупно- и грубобиокластовой структурой. В основании пачка насыщена остатками губок размером от 2–3 до 15 см, в верхней части – ходами роющих организмов до 0.5 см в диаметре, часто образующих ихнитовую текстуру (рис. 3, 6). В интервале 2.20–2.35 м залегает линзовидный прослой тонкокристаллического доломита с теневой грубобиокластовой структурой. Среди обильных реликтов биокластов распознаются лишь наиболее крупные остатки плохой сохранности члеников криноидей и фрагментов толстостенных брахиопод. Породы секутся обильными прожилками и трещинами желтовато-серого эпигенетического кальцита и доломита, идущи-

ми вкрест простирания пород, часто до образования тектонических брекчий (размер обломков около 1–2 см), к которым приурочена рудная галенит-сфалеритовая минерализация (рис. 3, 7). Согласно данным В.И. Силаева (1982), она эпигенетична в отношении рудовмещающих пород и приурочена к узким принадвиговым зонам меридионального простирания, осложняющим приядерные части и крылья складок, т. е. контролируется разрывными и складчатыми структурами.

Пачка 6 (0.8 м). Доломиты темно-серые, до черных, массивные, мелко- и среднекристаллические, с теневой биокластовой структурой. Биокластовый материал представлен обломками створок брахиопод, члеников криноидей и более мелкими неопределимыми остатками. Иногда встречаются остатки губок до 4 см в диаметре и пластинчатые строматопороиды.

Пачка 7 (1.2 м). Доломиты темно-серые, мелкокристаллические, с теневой обломочной структурой (рис. 3, 8, 9). Обломочный материал выделяется более темной или светлой, чем матрикс, окраской, имеет размеры 1.5–3.5 см, угловатую форму и составляет до 50% породы. Матрикс образован мелкокристаллическим доломитом с теневой мелкобиокластовой структурой, среди органических остатков (0.2–3.0 мм; до 30%) различаются фрагменты члеников криноидей и зеленых водорослей.

Пачка 8 (4.0 м). Доломиты тонкокристаллические, темно-серые, до черных, массивные, с линзовидными прослоями до 10–15 см доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой. В темно-серых тонкокристаллических доломитах наблюдаются прожилки желтовато-серого эпигенетического доломита и кальцита. Тонкокристаллические доломиты с теневой грубобиокластовой структурой имеют четкие, слабоволнистые границы.

Пачка 9 (3.0 м). Доломиты темно-серые, до черных, массивные, тонкокристаллические, с конкрециями кремней от серого до черного цвета (рис. 3, 10).

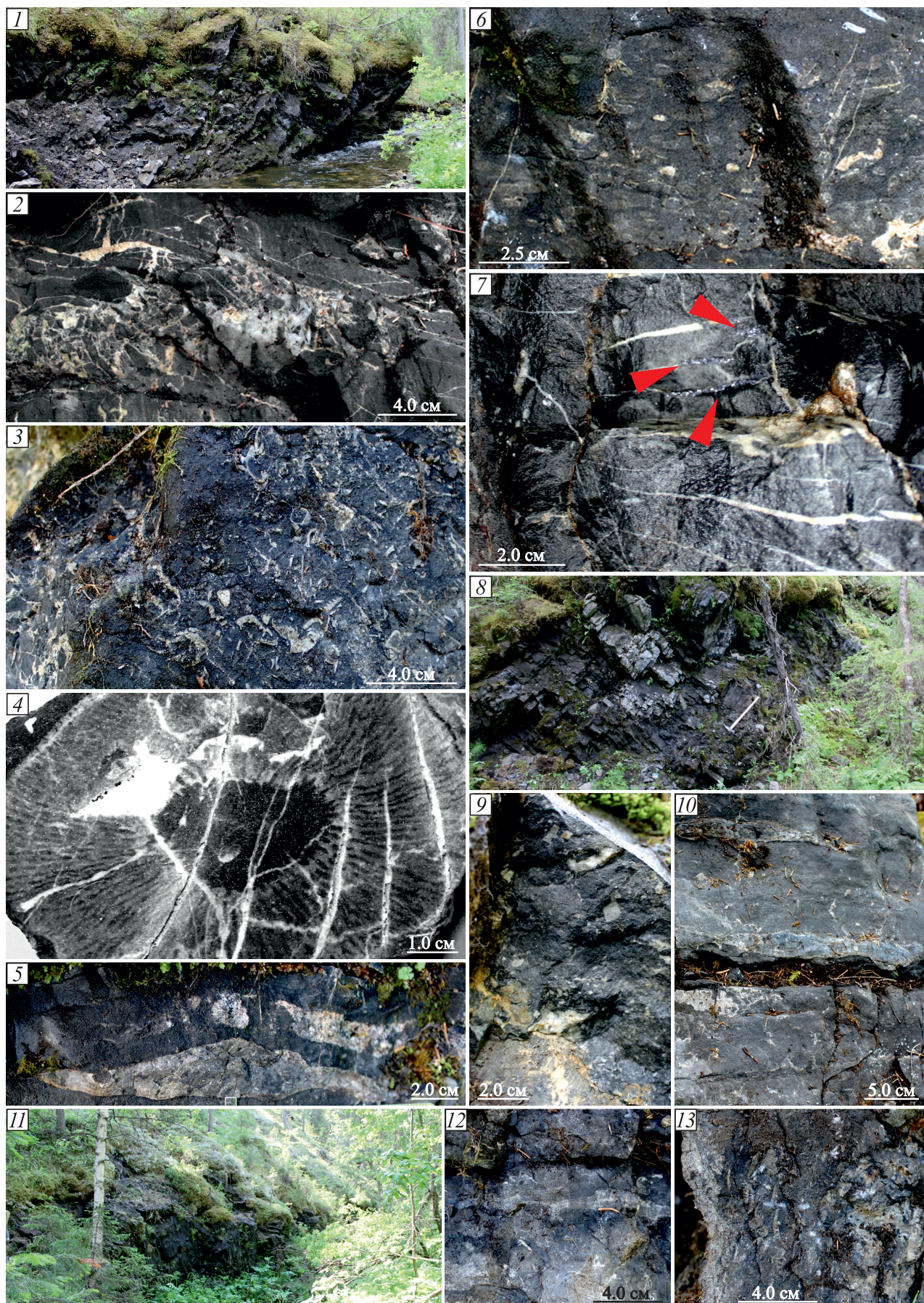


Рис. 3. Структурно-текстурные особенности доломитов.

1, 8, 11 – общий вид выходов (1 – толща 1, 8 – толща 2, 11 – толща 3), 2 – темно-серые мелкокристаллические доломиты с тектонически брекчированными участками, 3 – скопления раковин брахиопод в темно-сером, почти черном, доломите, 4 – губка, 5 – окремненные пластинчатые строматопороидеи, 6 – мелкокристаллические доломиты с реликтовой биокластовой структурой и ходами роющих организмов, 7 – тектонические брекчии с галенит-сфалеритовой минерализацией, 9 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой, 10 – доломиты тонкокристаллические, темно-серые, с желваками кремней от серого до черного цвета, 12 – доломит темно-серый, почти черный, массивный, тонкокристаллический, с желваками кремней от серого до черного цвета, 13 – доломит темно-серый, мелко- и среднекристаллический, с теневой крупнобиокластовой структурой.

Fig. 3. Structural and textural features of dolostones.

1, 8, 11 – general view of outcrops (1 – member 1, 8 – member 2, 11 – member 3), 2 – dark gray fine-crystalline dolostones with tectonically brecciated areas, 3 – clusters of brachiopod shells in dark gray, almost black dolostones, 4 – sponge, 5 – silicified lamellar stromatoporoidea, 6 – fine-crystalline dolostones with relict bioclastic structure and burrowing organisms, 7 – tectonic breccias with galena-sphalerite mineralization, 9 – fine-crystalline dolostones with relict clastic structure, 10 – dark gray fine-crystalline dolostones with flint nodules from gray to black, 12 – dark gray almost black massive fine-crystalline dolostone with flint nodules from gray to black, 13 – dark gray fine-medium-crystalline dolostone with a large-bioclastic shadow structure.

Не обнажено (10.0 м).

Пачка 10 (0.7 м). Доломиты темно-серые, массивные, тонкокристаллические, с теневой грубо-биокластовой структурой (рис. 3, 11). Среди биокластового материала преобладают крупные членники криноидей, фрагменты брахиопод, мшанок, зеленых водорослей, табулят. Отмечаются неокатанные обломки более светлых, массивных доломитов (до 2 см).

Не обнажено (1.7 м).

Пачка 11 (9.8 м). Ритмичное переслаивание доломитов темно-серых, мелко- и среднекристаллических, с теневой крупнобиокластовой структурой и обилием ходов роющих организмов (до 0.5 см в диаметре), доломитов темно-серых, тонкокристаллических, с теневой грубобиокластовой структурой и доломитов темно-серых, до черных, тонкокристаллических, без видимых остатков организмов. Выделяется три ритма с трехчленным строением: темно-серые плитчатые мелко- и среднекристаллические доломиты с обилием ходов роющих организмов и конкрециями кремней неправильной формы сменяются почти черным доломитом тонкокристаллическим массивным. На них залегают доломиты тонкокристаллические с теневой грубобиокластовой структурой.

Не обнажено (0.5 м).

Пачка 12 (1.0 м). В основании пачки слой темно-серого тонкокристаллического массивного доломита с вытянутыми линзообразными конкрециями кремней (до 10–15 см в длину) от серого до черного цвета (рис. 3, 12). Выше залегает доломит тонкокристаллический с теневой грубобиокластовой структурой и более мелкими линзообразными черными конкрециями кремней (около 2–3 см).

Не обнажено (3.0 м).

Пачка 13 (5.0 м). Доломит темно-серый, тонкокристаллический, трещиноватый, с черными конкрециями кремней неправильной формы (3–4 см).

Не обнажено (9.0 м).

Пачка 14 (5.0 м). Доломиты темно-серые, толсто-плитчатые, тонкокристаллические, с прослоями (по 10–20 см) доломитов мелко- и среднекристаллических с теневой крупнобиокластовой структурой и конкрециями кремней (3.0–4.5 см) линзовидной и неправильной формы (рис. 3, 13).

Видимая мощность вскрытого разреза 97.9 м.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Среди изученных пород было выделено шесть типов доломитов, распределение которых по разрезу показано на рис. 2.

ЛТ 1. Доломит тонкокристаллический (рис. 4, 1, 2). Порода темно-серая, структура тонкокристаллическая, текстура массивная и тонкослоистая, участками сильно трещиноватая. Состоит из кристаллов доломита ксеноморфной формы размером от 0.02 до 0.07 мм, которые плотно прилегают друг к другу и содержат пелитоморфные темные включения. Иногда отмечаются единичные темные структуры органических остатков, вероятно, водорослей. В незначительном количестве присутствует мелкокристаллический кварц, выполняющий мелкие поры (около 0.1 мм) между зернами доломита. По данным химического анализа, содержание нерастворимого остатка (н.о.) 1.42 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 2. Доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобиокластовой структурой (рис. 4, 3, 4). Порода темно-серая, структура тонкокристаллическая, реликтовая грубобиокластовая, текстура массивная. Состоит из плотного агрегата кристаллов доломита ксеноморфной формы размером от 0.01 до 0.1 мм. Органические остатки присутствуют в виде реликтов, слагающих до 50% породы, среди которых распознаются крупные остатки криноидей и брахиопод размером 0.5–5.0 мм, а также темные округлые микробные сгустки (0.2 мм). Поровое пространство (0.5–2.0 мм), составляющее

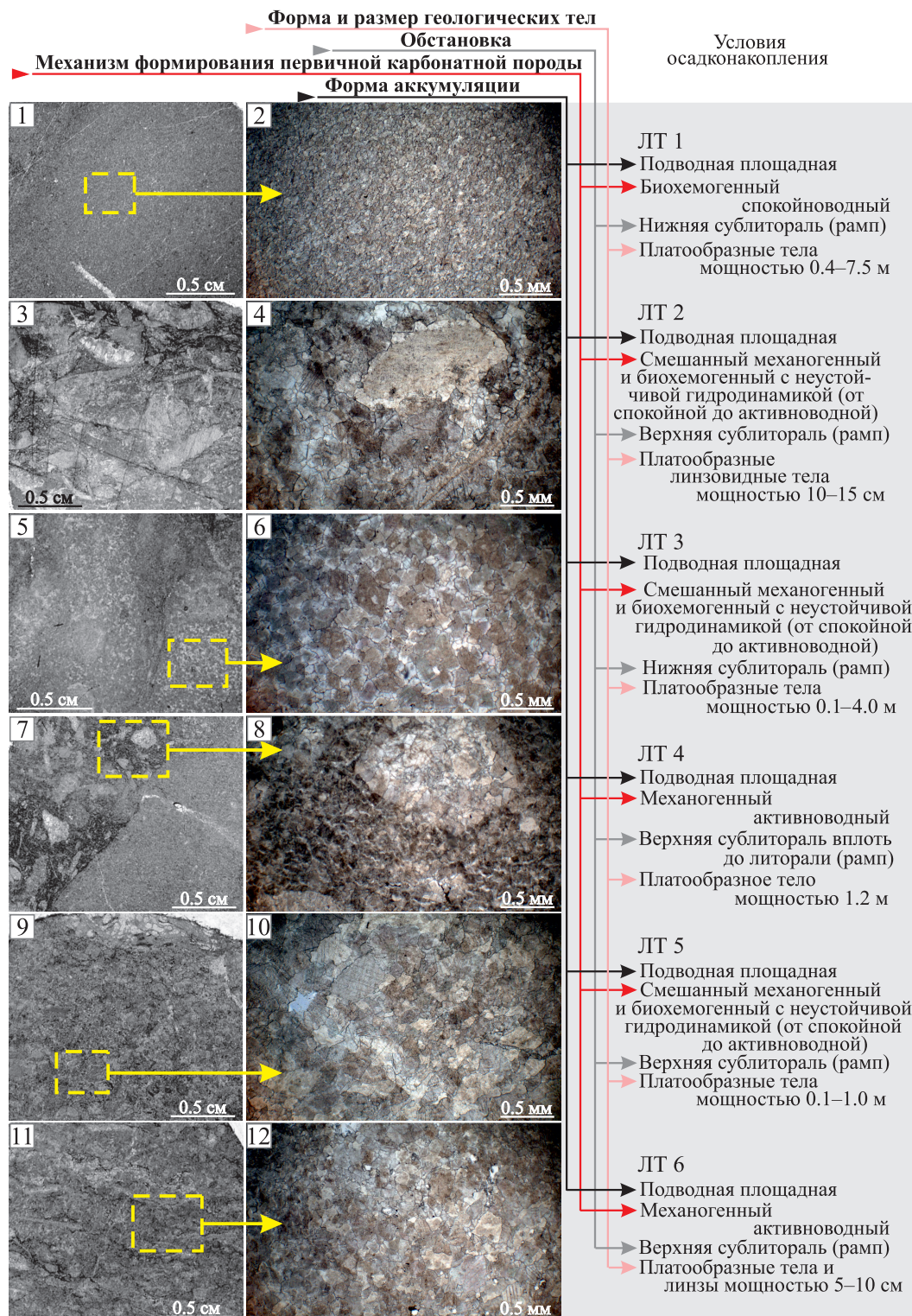


Рис. 4. Литотипы вторичных доломитов и условия осадконакопления первичных осадков.

1, 2 – доломит тонкокристаллический (ЛТ 1, обр. 3-Ё49); 3 – скопление несортированного грубобиокластового материала в тонкокристаллическом доломите (ЛТ 2, обр. 3-Ё 18(2)); 4 – доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2, обр. 3-Ё52); 5, 6 – доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой (ЛТ 3, обр. 3-Ё10); 7, 8 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой (ЛТ 4, обр. 3-Ё35); 9, 10 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ 5, обр. 3-Ё5); 11, 12 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой (ЛТ 6; обр. 3-Ё11).

Fig. 4. Lithological types (ЛТ) of dolostones and features of their sedimentation.

1, 2 – very fine-crystalline dolostone (ЛТ 1, sample 3-Ė49); 3 – cluster of unsorted coarse-bioclastic material in very fine-crystalline dolostone (ЛТ 2, sample 3-Ė18(2)); 4 – very fine-crystalline dolostone with relict coarse-bioclastic structure (ЛТ 2, sample 3-Ė52); 5, 6 – fine-crystalline dolostone with a relict clump structure (ЛТ 3, sample 3-Ė10); 7, 8 – fine-crystalline dolostone with a relict clastic structure (ЛТ 4, sample 3-Ė35); 9, 10 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclast structure (ЛТ 5, sample 3-Ė5); 11, 12 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict medium-coarse-bioclastic structure (ЛТ 6, sample 3-Ė11).

участками до 10%, выполнено кристаллами кварца размером 0.01–0.03 мм. По данным химического анализа, содержание н.о. 4.36 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 3. Доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой (рис. 4, 5, 6). Порода темно-серая, структура мелкокристаллическая, реликтовая сгустковая, текстура массивная, участками слоистая. Состоит из кристаллов доломита ксеноморфной формы размером 0.1–0.2 мм, плотно прилегающих друг к другу. Встречаются кристаллы доломита как чистые, так и с небольшим количеством точечных темных вкраплений тонкого пелитоморфного вещества. Сгустки, слагающие до 50% объема породы, имеют округлую форму, сложенную более мелкими кристаллами доломита (0.01–0.05 мм). Отмечаются участки с ходами роющих организмов. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.63 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 4. Доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой (рис. 4, 7, 8). Порода темно-серая, структура мелкокристаллическая, реликтовая обломочная, участками сильнотрещиноватая. Состоит из зерен доломита ксеноморфной формы (0.1–0.2 мм). Реликты обломочного материала микроскопически выделяются более светлой окраской зерен доломита по сравнению с матриком. Обломки (1.5–3.5 см) имеют угловатую форму, не окатаны и слагают до 60% породы. В матриксе наблюдаются участки с реликтами биокластовой и сгустковой структуры. Органические остатки (до 30%) размером 0.2–3.0 мм представлены фрагментами члеников криноидей, зеленых водорослей и другими не идентифицируемыми фрагментами. Сгустки (0.2–0.3 мм) представлены реликтовым пелитовым материалом и имеют довольно округлую форму. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.60 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 5. Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобиокластовой структурой (рис. 4, 9, 10). Порода темно-серая, структура мелко- и среднекристаллическая, реликтовая крупнобиокластовая, текстура массивная, участками трещиноватая, до брекчиевидной. Состоит из гипидиоморфных и ксеноморфных кристаллов доломита (0.2–0.3 мм) с темными включениями пелитоморфного вещества. Реликты органических остатков (до 40%) представлены остатками строматопороидей, криноидей, брахиопод, зеленых водорослей и ко-

раллов. Кроме того, отмечаются участки, сложенные темными округлыми сгустками (≈ 0.1 мм), сохранившимися только в виде теней. Поровое пространство, составляющее до 15% объема породы, выполнено мелкокристаллическим кварцем. По данным химического анализа, содержание н.о. 13.02 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 6. Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой (рис. 4, 11, 12). Порода темно-серая, структура мелко- и среднекристаллическая, реликтовая биокластовая, текстура массивная. Состоит из гипидиоморфных и ксеноморфных зерен доломита (0.1–0.5 мм). Органические остатки слагают до 70% породы, и часто об их присутствии свидетельствует лишь форма скоплений более мелких или более крупных кристаллов на фоне основной массы породы. Среди биокластов определяются фрагменты иглокожих, брахиопод, кораллов и зеленых водорослей размером 0.5–2.0 мм. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.82 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

Таким образом, разрез представлен плитчатыми вторичными доломитами, в которых структуры и текстуры сохранились только в виде теней. Среди них хорошо распознается обломочный литокластовый и биокластовый материал, в том числе остатки брахиопод, губок, окремненные округлые и удлинённые колонии строматопороидей, ориентированные параллельно простиранию слоев, фрагменты криноидей, определены также кораллы и конодонты. Доломит представлен неправильными, часто мутными кристаллами, плотно прилегающими друг к другу по нечетким, извилистым контурам. Некоторые кристаллы огранены с отдельных сторон и имеют зональное строение, которое проявляется в чередовании полос чистого и мутного доломита за счет включений реликтового пелитового вещества.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДОЛОМИТОВ

Доломитизация является распространенным процессом, который может изменять карбонатные породы и протекать на различных этапах литогенеза – от раннего диагенеза до позднего катагенеза и метаморфизма. В результате доломитизации происходит превращение известняка в доломит или доломитовый известняк путем полного

или частичного замещения первичного кальцита или арагонита минералом доломитом, обычно под воздействием магнезиальных вод (морских, просачивающихся атмосферных или гидротермальных). При этом доломитизация может либо проявляться в сплошном замещении известкового материала (сплошная), либо затрагивать только отдельные участки матрикса и структурные компоненты (неравномерная).

В бассейне р. Илыч мощная толща темно-серых, практически черных доломитов, развитая в ряде обнажений на участке меридионального течения реки выше устья р. Ичет-Ляга и включающая в себя изученный разрез, известна еще с середины XIX в. Позднеордовикско-раннесилурийский (катий-лландоверий) возраст ее был установлен и уточнен работами В.А. Варсанофьевой, А.Г. Кондаиной, А.И. Першиной и другими (Варсанофьева, 1940, 1963; Кондаина, 1967; Першина и др., 1971). О.А. Кондаина (1960) выделял эти доломиты в шантымскую свиту мощностью $\approx 400\text{--}450$ м. К сожалению, в бассейне р. Илыч вследствие сильной тектонической раздробленности не отмечается ни одного полного разреза этой свиты. В связи с этим в настоящее время выделяется не свита, а шантымская толща (Шмелёва, Пономаренко, 2022). Происхождение доломитов этой толщи в настоящее время обсуждается.

Изученные доломиты, вскрытые в нижнем течении руч. Закола, судя по обилию реликтовых первичных структур и органических остатков, характерных для нормальноморских обстановок, являются вторичными и были сформированы в результате полной доломитизации первичной известняковой породы. Обычно равномернокристаллические доломиты представляют собой одну фазу образования. Неравномернокристаллическая структура доломитов в одном случае может свидетельствовать о быстром росте большого количества кристаллов, которые, тесно соприкасаясь, мешают друг другу развиваться. Появление на некоторых кристаллах прозрачной каймы и ровных граней свидетельствует о периодическом замедлении их роста, вероятно, в связи с временным недостатком Mg (Полонская и др., 1975; Максимова и др., 1976). В другом случае такая структура может свидетельствовать о разных фазах доломитизации, когда при повторной доломитизации происходит частичное перераспределение растворенного доломитового вещества предыдущей генерации. На данном этапе исследований судить о нескольких фазах доломитизации этих пород, в том числе раннедиагенетической, не представляется возможным.

В настоящее время установлено, что шантымская толща в бассейне р. Илыч залегает между двумя существенно глинистыми толщами – подстилающей толщей известняков с ходами *Thalassinoides* и кварц-хлорит-известковых сланцев сандбийского яруса и перекрывающей глинистой толщей венлок-

ского яруса, выше которой доломитизация в породах не развита. Вероятнее всего, эти глины служили экраном, что позволяет предполагать, что доломитизирующие флюиды могли быть “запечатаны” в довенлокское время, во время накопления шантымской толщи. Таким образом, источник магния мог содержаться в самих морских, вероятно, стратифицированных водах при осадконакоплении и в интерстициональных водах. Полную доломитизацию шантымских пород могли запустить более поздние тектонические орогенные процессы, такие как, например, термохимическая сульфатредукция, для протекания которой необходимо присутствие метана и сульфатов, которые могли быть связаны с миграцией по разломам. Следует отметить, что подобной тотальной доломитизации подвергнуты среднекатийско-аэронские (по современной стратиграфической схеме) отложения Приполярного, Полярного Урала, впадин Предуральского краевого прогиба и Печорской синеклизы (Опорные..., 1987; Антошкина и др., 1989; Жемчугова и др., 2001 и др.). За исключением уральских разрезов, отложения этого возраста включали в себя галогенные и глинистые отложения. Для решения этой проблемы требуются дополнительные геохимические исследования.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Исходя из литолого-палеонтологической характеристики, в разрезе четко можно выделить три толщи. По фаунистической характеристике **толща 1**, представленная плитчатыми вторичными преимущественно мелко- и среднекристаллическими доломитами мощностью 44 м (пачки 1–6) с брахиоподами *Holorhynchus* sp., *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph); ругозами *Streptelasma* sp.; конодонтами *Belodina confluens* (Sweet), *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Belodina* sp., *Belodina confluens* (Sweet), *Periodon* sp.; криноидеями *Bystrorocinus* cf. *bullosus* (Yeltyschewa & Stukalina), *Dentiforocrinus* ex gr. *sulcatus* (Schewtschenko) (см. рис. 2), соответствует яптикшорской свите верхней части катийского яруса, что впервые было установлено А.И. Антошкиной.

Толща 2 согласно залегает на толще 1 и в основании представлена вторичными доломитами с реликтовой мелкообломочной структурой (ЛТ 4) мощностью 1.2 м (пачка 7), которые далее (пачки 8, 9) сменяются темно-серыми, до черных, массивными тонкокристаллическими доломитами (ЛТ 1) с прослоями до 10–15 см мелко- и среднекристаллического доломита с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой (ЛТ 6) мощностью 7.0 м. Далее с перерывом в обнаженности (10 м по мощности) залегает **толща 3**, сложенная вторичными тонкокристаллическими доломитами (ЛТ 1) и тонко-, мелко- и среднекристал-

лическими доломитами с теневой крупно- и грубобиокластовой структурой (ЛТ 2, ЛТ 5) мощностью 35.7 м (пачки 10–14). В них установлен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны, представленный остатками криноидей *Bystrowicrinus compositus* Yelt., *B. cf. bullosus* Yelt. & Stuk., *Cyclopentagonalis* sp., брахиопод *Virgiana* sp., *Stricklandia* sp., табулят *Catenipora* sp., конодонтов *Panderodus* sp., *Periodon* sp., *Coelocerodontus trigonius* (Ethington), *Icriodella?* cff. *superba* Rhodes, *Oulodus nathani* (McCracken & Barnes), *Walliserochus* cf. *curvatus* (Branson & Mehl), *Ozarcodina* sp. (см. рис. 2).

В работе (Безносова и др., 2011), посвященной палеонтологическому обоснованию границы ордовика и силура на Приполярном Урале, в разрезе обн. 108 на р. Кожым Приполярного Урала указано, что выше яптикшорских доломитов с *Pr. muensteri* (St. Joseph) залегают массивные доломиты юнкошорских слоев хирнантского яруса без фаунистических остатков. Они перекрываются тонкослоистыми доломитами, в основании которых П. Мянником определены конодонты *Oulodus?* aff. *nathani*, *Walliserochus* cf. *curvatus*, *Ozarcodina* sp., указывающие на силурийский возраст. Там же встречаются фрагменты брахиопод *Virgiana* (?) sp. Таким образом, интервал разреза Закола мощностью 18.2 м, соответствующий пачкам 7–9 (толща 2), может быть сопоставлен с хирнантскими отложениями. Присутствие смешанного комплекса фауны, установленного из перекрывающих хирнант отложений (толща 3), свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в результате резкого позднехирнантского обмеления на рубеже ордовика и силура. О существовании перерыва на границе ордовика и силура на Южном Урале поднимался вопрос еще в 50–60-е годы XX столетия при изучении верхнеордовикской набиуллинской свиты (Ожиганов, 1955; Краузе, Маслов, 1961). В ее стратотипе на р. Белой 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 кырынского горизонта (Маслов и др. 1996). Более масштабный перерыв на границе ордовика и силура оценивается в несколько миллионов лет и фиксируется поверхностью несогласия как следствие позднехирнантского оледенения в разрезах центральной Швеции (Dahlqvist, Calner, 2004). Подтверждение перерыва имеются также на Северном Урале в разрезе Большая Косью, где в перекрывающих хирнант отложениях также определен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны (Дембовский, Дембовская, 1992 г.; Антошкина, Шмелёва, 2018).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Несмотря на сильную вторичную преобразованность пород, по сохранившимся в породах теневым структурам и некоторым биогенным компонентам можно судить о первичной природе этих отложений и их фациальной приуроченности.

Тонкокristаллические доломиты без видимых фаунистических остатков с массивной и тонкослоистой текстурами (ЛТ 1) могут соответствовать пелитоморфному известняку, формировавшемуся в спокойноводных глубоководных обстановках нижней сублиторали. Тонкокristаллический доломит с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2), вероятно, характеризует относительно глубоководные условия верхней сублиторали, но с неустойчивой гидродинамикой. Первичная пелитоморфная масса накапливалась в спокойноводной обстановке, а присутствие грубого органогенного материала и его различную концентрацию в слоях можно связать с его поступлением из более мелководных участков морского дна при проявлении активной гидродинамики. Сгустки в мелкокристаллическом доломите (ЛТ 3) первично могли представлять собой микритизированные, например, сверлящими водорослями или эндолитами органические остатки. Могли формироваться и как обломочный материал при механическом воздействии на карбонатный иловый осадок волн и течений. Кроме того, нельзя также исключать, что часть из них сформировалась как обособившиеся в результате перекристаллизации участки пелитоморфного известняка. В целом мелкокристаллическая основная масса доломита с отсутствием органических остатков однозначно свидетельствует о первичном карбонатном иле, что предполагает его накопление в спокойноводной, относительно глубоководной обстановке нижней сублиторали. Мелкокristаллические доломиты с реликтовой обломочной структурой (ЛТ 4) образовались в результате доломитизации первично мелкообломочных известняковых брекчий с биокластовым матриксом. Об этом свидетельствует однообразная доломитизация обломков и цемента. Они формировались в мелководных условиях верхней сублиторали, вплоть до литорали, с активным гидродинамическим режимом и колебанием уровня моря, регулировавшим поступление биокластового материала. Механизм формирования мелко- и среднекристаллических доломитов с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ 5) в целом сходен с ЛТ 2, однако широкое распространение среди органогенного материала строматопороидей, члеников криноидей, брахиопод, зеленых водорослей и кораллов указывает на относительно мелководные обстановки верхней сублиторали. Присутствие стеногалинной фауны (морские лилии) свидетельствует также о среднеокеанической солености вод

и, следовательно, наложенном характере доломитизации. Одновременно наличие регенерационных каемок на члениках криноидей (см. рис. 4, 4, 10) указывает, что доломитизация, скорее всего, не диагенетическая, когда шло обрастание членика кальцитом, а более поздняя – катагенетическая, когда уже сменилась геохимическая обстановка и был другой источник магния (Кузнецов, 2022). Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой биокластовой структурой (ЛТ 6) по большому количеству биокластового материала (до 70%), вероятнее всего, первично был биокластовым известняком. Формирование биокластовых несогласованных осадков, как правило, характеризует мелководные условия верхней сублиторали с подвижной гидродинамикой. Более определенная интерпретация условия формирования пород невозможна из-за значительной степени их вторичного преобразования. Отметим, что в доломитах остаются лишь очертания первичной структуры породы, образуя так называемые тени или реликты. Наблюдаемые темные включения в центре кристаллов доломита, выделяющиеся за счет пелитового вещества, по данным (Безбородова, 1988), могут быть частицами незамещенного кальцита, что подтверждается данными химического анализа (постоянное присутствие около 1% кальцита). Прозрачные каемки кристаллов практически не содержат включений (см. рис. 4, 6).

Микроскопические исследования тонкокристаллических доломитов (ЛТ 1), тонкокристаллических доломитов с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2), мелко- и среднекристаллических доломитов с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ 5) показали, что относительно повышенные концентрации нерастворимого остатка в них связаны с присутствием мелкокристаллического кварца. Данные рентгеноструктурного анализа подтвердили присутствие только минеральных фаз доломита и кварца.

ОБСТАНОВКИ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для позднекарийской толщи 1 характерно полное отсутствие обломочных (литокластовых) пород и двучленное строение. Ее нижняя часть (пачки 1–3) представлена переслаиванием преимущественно мелко- и среднекристаллических плитчатых и линзовидно-плитчатых доломитов с биокластовым материалом (ЛТ 5, ЛТ 6). Иногда присутствуют единичные прослои мощностью до 15 см тонкокристаллического доломита с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2) и редкими кремнистыми образованиями. Формирование этих отложений, вероятно, происходило в относительно мелководных обстановках верхней сублиторали с неустойчивой гидродинамикой (от спокойной

до активноводной), периодически приносившей крупный биокластовый материал с более мелководных участков. Верхняя (пачки 4–6) выделяется значительным развитием в плитчатых тонко-, мелко- и среднекристаллических доломитах теневых мелкогустковых структур (ЛТ 4) и слоев с обилием ходов роющих организмов *Thalassinoides*, а также меньшим содержанием крупного биокластового материала. Совместное нахождение в этой части разреза тонко-, мелко- и среднекристаллических доломитов с биокластовым материалом, так и без него (ЛТ 1, ЛТ 2, ЛТ 5), а также широкое распространение следов *Thalassinoides* и прослоев доломитов с реликтовой мелкогустковой структурой свидетельствуют о неустойчивом гидродинамическом режиме в период формирования этих отложений. В целом более широкое развитие в этой части толщи мелкогустковых и тонкокристаллических структур указывает на преобладание в это время более спокойноводных обстановок нижней сублиторали и отражает углубление морского дна и, следовательно, трансгрессивный характер осадконакопления. Таким образом, состав пород и фаунистическая характеристика толщи 1 показывают, что она является образованием сублиторальной зоны карбонатной платформы типа рампы с трансгрессивным карбонатным трактом, а характер строения разреза и присутствующая фауна соответствуют типичной характеристике яптикшорских отложений.

В разрезе Бол. Косью, расположенном на 40 км западнее руч. Закола, толща известняков, содержащая фауну брахиопод *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph), также характеризуется двучленным строением. В ее основании преобладают серые грубообломочные известняковые брекчии и песчаники с морским цементом типа “dogtooth” (Flügel, 2004), отвечающие мелководным обстановкам. Выше по разрезу они сменяются светло-серыми крупнобиокластовыми водорослево-криноидными известняками плитчатого и массивного сложения иногда с микрокомковатой структурой, которые формировались в более глубоководных обстановках и свидетельствуют о повышении уровня моря.

Таким образом, достоверно установленные разрезы яптикшорских отложений на Северном Урале характеризуются двучленным строением, отражающим смену условий осадконакопления с менее глубоководных на более глубоководные, т. е. соответствуют трансгрессивному этапу развития бассейна. Стратотип яптикшорской свиты на Приполярном Урале также характеризуется накоплением открытоморских илово-биокластовых осадков сублиторали в условиях трансгрессии (Антошкина, 2003), однако он имеет более однородный литологический состав. Этот факт отражает изменение обстановок осадконакопления на североуральской окраине карбонатной платформы, обусловленных

различной интенсивностью тектонических процессов (Юдин, 1983; Тимонин, 1998). При этом яптикшорские отложения в разрезе Закола отвечают более глубоководной сублиторальной зоне по сравнению с разрезом на р. Бол. Косью.

Основание хирнанта в разрезе на руч. Закола характеризуется обмелением, фиксирующимся в разрезе доломитами с реликтовой мелкообломочной структурой (ЛТ 5). Формирование этих отложений, вероятнее всего, происходило в условиях верхней сублиторали, вплоть до литоральных обстановок, с колебаниями уровня моря. Подобная ситуация в хирнанте существовала в период накопления нижней части верхнеручейной свиты (Антошкина, Шмелёва, 2018), которая фиксирует глобальную раннехирнантскую регрессию. Выше по разрезу темно-серые, до черных, тонкокристаллические доломиты (ЛТ 1) с линзовидными прослоями до 10–15 см доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой (ЛТ 6) характеризуют повышение уровня моря. Их образование происходило в более глубоководных, по сравнению с верхнеручейными отложениями, обстановках нижней сублиторали со спокойной гидродинамикой.

На Северном Урале впервые отложения хирнанта установлены в разрезе на р. Бол. Косью как верхнеручейная свита (Шмелёва, Толмачева, 2016). Литологически она характеризуется в основании обломочными известняками с частыми эрозионными границами, сменяющимися выше по разрезу биокластовыми криноидными, видимая макрофауна отсутствует. Эрозионная граница хирнантских брекчий с подстилающими яптикшорскими биокластовыми известняками в разрезе Бол. Косью свидетельствует о резкой смене условий седиментации от сублиторальных до супралиторальных и субаэральных. Подобная характеристика основания хирнантского яруса, отражающая резкое обмеление на границе катий–хирнант, отвечает началу раннехирнантской регрессии и коррелирует с формированием седиментационно-диагенетических брекчий бадьяшорской свиты (Лютеев, Антошкина, 2009; Антошкина, 2011) и криноидных и полибиокластовых известняков юнкошорских слоев (Безносова и др., 2011) нижнего хирнанта на Приполярном Урале. Поскольку часть пограничных отложений в разрезе Закола не обнажена, более точно коррелировать вскрытый интервал с нижней или верхней частью верхнеручейной свиты не представляется возможным. По литологическим данным можно отметить обмеление выше границы с яптикшорскими отложениями, проявленное формированием мелкообломочных брекчий, и последующее повышение уровня моря.

Толща 3 накапливалась в рудданский век на окраине карбонатной платформы со свободным водообменом в условиях нижней сублиторали, о

чем свидетельствуют ритмичное строение разреза, тонкокристаллические структуры плитчатых доломитов, присутствие в них прослоев мелко- и среднекристаллических доломитов с теневой крупно- и грубобиокластовой структурой и определенной фауны брахиопод и кораллов. Подобные нижнесилурийские карбонатные отложения, формировавшиеся в условиях сублиторали рампа, широко распространены как на территории современного Северного Урала, Предуральяского краевого прогиба и Печорской синеклизы, так и севернее (Першина и др., 1971; Antoshkina, 2008; Палеозойское..., 2011; Пономаренко, 2019; Шмелёва, Пономаренко, 2022; и др.), что отвечает глобальной раннесилурийской трансгрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, на основе литолого-палеонтологической характеристики пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений в разрезе Закола установлены три толщи, которые могут быть соотнесены с катийским, хирнантским и рудданским ярусами ОСШ. Отложения верхнего катия (толща 1) формировались вначале в условиях верхней, а позднее – нижней сублиторали карбонатной платформы типа рампа с трансгрессивным карбонатным трактом и разнообразной фауной. Начало хирнантского века (толща 2) характеризуется более мелководными обстановками верхней сублиторали, вплоть до литорали, что отражает резкое обмеление (формирование брекчий) на границе катий–хирнант и соответствует началу глобальной раннехирнантской регрессии. Выше по разрезу толща 2 тонкокристаллические доломиты без теневых структур с линзовидными прослоями доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой соответствуют обстановкам нижней сублиторали. Они свидетельствуют о повышении уровня моря, характерном для позднего хирнанта, однако коррелировать их с верхней частью одновозрастной верхнеручейной свиты хирнанта в разрезе Большая Косью сложно из-за фрагментарности выходов в разрезе Закола. Формирование толща 3 в рудданский век происходило в условиях нижней сублиторали. Подобные нижнесилурийские карбонатные отложения, формировавшиеся в условиях глубоководной сублиторали рампа, распространены на севере Урала и в пределах платформы и отвечают глобальной раннесилурийской трансгрессии. Присутствие смешанного комплекса фауны, установленного из перекрывающих хирнант отложений (толща 3), свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в результате резкого позднехирнантского обмеления на рубеже ордовика и силура.

Таким образом, разрез Закола, характеризующийся отложениями от глубокой сублиторали до

литорали, может представлять собой переходную зону между мелководным шезимским и глубоко-водным шантымским фаціальными комплексами.

Благодарности

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2011) Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями. *Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия "Гео-биологические системы в прошлом"*. М.: ПИН РАН, 116-141.
- Антошкина А.И. (2012) Отражение хирнантской фазы Гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала. *Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия*. СПб.: ВСЕГЕИ, 18-20.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 304 с.
- Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М. (1989) Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 16 с.
- 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. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565>
- Безбородова И.В. (1988) Фаціальные типы доломитов различного возраста. Эволюция карбонатного накопления в истории Земли. (Отв. ред. П.П. Тимофеев, В.Г. Кузнецов). М.: Наука, 35-57.
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. (2011) Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. *Стратигр. Геол. корреляция*, 19(4), 21-39.
- Безносова Т.М., Мянник П. (2002) Граница ордовикской и силурийской систем. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, 10, 3-6.
- Варсановьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печорско-Илычского гос. заповедника*. М., 5-214.
- Варсановьева В.А. (1963) Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. *Геология СССР. Геологическое описание*. Т. 2. Ч. 1. М., 169-255.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П. (1992) Отчет по объекту "Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район)" за 1989-1992 гг. Воркута, 218 с.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 109 с.
- Кондаин А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фаціальной зоны Печорского Урала. *Тр. ВСЕГЕИ*. Л.: Недра, 87-123.
- Кондаин О.А. (1960) Структурные особенности Печорского Урала. *Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.* Л.: Недра, 96-98.
- Краузе С.Н., Маслов В.А. (1961) Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФ АН СССР, 94 с.
- Кузнецов В.Г. (2022) О некоторых обстановках и механизмах доломитизации рифов. *Литология и полезн. ископаемые*, 5, 483-493.
- Лютеев В.П., Антошкина А.И. (2009) Спектроскопические маркеры стадийности формирования карбонатных псефитолитов. *Литосфера*, 6, 107-116.
- 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.
- Максимов С.В., Полонская Б.Я., Розонов Е.Д. (1976) Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: Наука, 58 с.
- 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 Всеросс. совещ. "Палеогеография венда и раннего палеозоя (ПВРП-96)" и Итоговой Международ. конф. Проекта 319 МПГК*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116 с.
- Ожиганов Д.Г. (1955) Стратиграфия и фаціальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. *Уч. записки Башпединститута*, IV, 55-92.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Сост. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 94 с.
- Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. (2011) / А.И. Антошкина, В.А. Салдин, А.Н. Сандула, Н.Ю. Никулова, Е.С. Пономаренко, А.Н. Шадрин, Д.Н. Шебошкин, Н.А. Канева. Сыктывкар: Геопринт, 200 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.
- Полонская Б.Я., Розонов Е.Д., Андрианова А.Г. (1975) Постседиментационные изменения нефтегазоносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 104 с.
- Пономаренко Е.С. (2019) Новые данные о строении и составе нижнесилурийских доломитовых брекчий на р. Илыч (Северный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 28-й науч. конф. Ин-та геол. ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 140-144.
- Производительные силы Коми АССР. (1953) Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М.: Изд-во АН СССР, 464 с.
- Риббе П.Х., Ридер Р.Дж., Голдсмит Дж.Р., Эссен Э.Дж., Макензи Ф.Т., Бишофф У.Д., Бишоп Ф.К., Лойенс М., Шунмейкер Я., Уолласт Р., Спир Дж.А., Карл-

- сон У.Д., Морзе Дж.У., Фейцер Я., Венк Х.-Р., Барбер Д.Дж. (1987) Карбонаты: минералогия и химия. М.: Мир, 494 с.
- Силаев В.И. (1982) Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации (Западно-уральско-Вайгачский регион). Л.: Наука, 234 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Хворова И.В. (1958) Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 167 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифонов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.Б. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Шмелёва Л.А., Пономаренко Е.С. (2022) Строение верхнеордовикско-нижнесилурийской шантымской толщи в разрезе р. Илыч, Северный Урал. *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 31-й науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 141-146.
- Шмелёва Л.А., Пономаренко Е.С. (2023) Некоторые детали строения северной центриклинали Косью-Уньинской синклинали (р. Илыч, Северный Урал). *Вестн. геонаук*, 11(347), С. 48-58. DOI: 10.19110/geov.2023.11.5
- Шмелёва Л.А., Толмачева Т.Ю. (2016) Карбонатные отложения верхнего ордовика на р. Б. Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конодонтам. *Регион. геология и металлогения*, 65, 50-59.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 174 с.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях: (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 152 с.
- Antoshkina A. (2008) Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals. *Lethaia*, 41, 163-171.
- 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.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.
- Antoshkina A.I. (2011) Genetic types of carbonate psephitoliths of that Lower Paleozoic of the North of the Urals. II. Types, models and features of formation. *Lithosphere*, (3), 39-49. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2008) Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals. *Lethaia*, 41, 163-171.
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (North of the Urals and adjacent regions). Ekaterinburg, UB RAS, 304 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2012) Reflection of the Hirnant phase of the Gondwana glaciation in the sediments of the Circumpolar Urals. *Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo- and bio-events*. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 18-20. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Afanas'ev A.K., Beznosova T.M. (1989) A new stratigraphic scheme of the Upper Ordovician and Silurian of the Northern Urals (Yelets zone). Syktyvkar, Komi SC of the USSR Academy of Sciences, 16 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin. *Lithosphere*, 18(4), 543-565. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565> (In Russ.)
- Bezborodova I.V. (1988) Facies types of dolomites of various ages. *Evolution of carbonate accumulation in the history of the Earth*. (Otv. red. P.P. Timofeev, V.G. Kuznetsov). Moscow, Nauka Publ., 35-57. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Myannik P., Martma T. (2011) The border of the Ordovician and Silurian on the western slope of the Circumpolar Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 19(4), 21-39. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Myannik P. (2002) The boundary of the Ordovician and Silurian systems. *Vestnik Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN*, 10, 3-6. (In Russ.)
- 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.
- Dembovsky B.Ya., Dembovskaya Z.P. (1992) Report on the object "Production of experimental and methodological work on the dismemberment of the Lower Paleozoic sections of the western slope of the Northern Urals (Shchugoro-Uninsky district)" for 1989-1992. Vorkuta, 218 p. (In Russ.)
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.
- Khvorova I.V. (1958) Atlas of carbonate rocks of the middle and upper carboniferous of the Russian platform. Moscow, AN SSSR Publ., 167 p. (In Russ.)
- Kondaiin A.G. (1967) Silurian and Lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals. *Trudy VSEGEI*. Leningrad, Nedra Publ., 87-123. (In Russ.)
- Kondaiin O.A. (1960) Structural features of the Pechora Urals. *Materials of the annual session of the Scientific Council of the All-Russian Academy of Sciences based on the results of work in 1958*. Leningrad, Nedra Publ., 96-98. (In Russ.)
- Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) Ordovician, Silurian and Lower Devonian of the western slope of the Bashkir Urals. Ufa, BF USSR Academy of Sciences, 94 p. (In Russ.)
- Kuznetsov V.G. (2022) About some environments and mechanisms of reef dolomitization. *Litologiya i Polezn. Iskopaemye*, 5, 483-493. (In Russ.)
- Lyutov V.P., Antoshkina A.I. (2009) Spectroscopic markers of formation stages of carbonate psephitoliths. *Lithosphere*, 6, 107-116. (In Russ.)
- Maksimova S.V., Polonskaya B.Ya., Rozanov E.D. (1976) Methodological guidelines for the study of post-sedimentation changes in carbonate rocks of oil and gas

- bearing areas. Moscow, Nauka Publ., 58 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Ivanov K.S., Chumakov N.M., Krupenin M.T., Antsygin N.Ya. (1996) Sections of the Upper Riphean, Vendian and Lower Paleozoic of the Middle and Southern Urals. *Guide to geological excursions Vseros. conf. "Paleogeography of the Vendian and Early Paleozoic (PVRP-96) and the Final International Conference. Project 319 MPGC"*. Ekaterinburg, IGG UrO RAS, 116 p. (In Russ.)
- Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016) Ordovician deposits of the western slope of the Southern Urals and their correlation by conodonts and chitinozoa. *Geol. Geofiz.*, **57**(2), 333-352. (In Russ.)
- Ozhiganov D.G. (1955) Stratigraphy and facies features of Silurian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Uchebnye Zapiski Bashpedinstituta*, **IV**, 55-92. (In Russ.)
- Paleozoic sedimentation on the outer shelf zone of the passive margin of the northeast of the European Platform. (2011) / A.I. Antoshkina, V.A. Saldin, A.N. Sandula, N.Yu. Nikulova, E.S. Ponomarenko, A.N. Shadrin, D.N. Shebolkin, N.A. Kaneva. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechora Urals. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Polonskaya B.Ya., Rozonov E.D., Andrianova A.G. (1975) Post-sedimentation changes of oil and gas carbonate deposits of the Russian platform. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S. (2019) New data on the structure and composition of the Lower Silurian dolomite breccias on the Ilych River (Northern Urals). *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment*. Materials of the 28th Scientific Conference of the Institute of Geology of the Komi Scientific Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Syktyvkar, Geoprint Publ., 140-144. (In Russ.)
- Productive forces of the Komi ASSR. (1953) V. 1. Geological structure and minerals. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 464 p. (In Russ.)
- Reference sections of the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Circumpolar Urals. (1987) (Compil. V.S. Tsyganko, V.A. Chermnykh). Syktyvkar, Komi branch USSR Academy of Sciences, 94 p. (In Russ.)
- Ribbe P.Kh., Rider R.D., Goldsmit J.R., Essen E.D., Makenzi F.T., Bishoff U.D., Bishop F.K., Loiens M., Schunmeiker Ya., Uollast R., Spir J.A., Karlson U.D., Morze D.U., Feitser Ya., Venk Kh.-R., Barber D.D. (1987) Carbonates: mineralogy and chemistry. Moscow, Mir Publ., 494 p. (In Russ.)
- Silaev V.I. (1982) Mineralogy and genesis of stratiform sulfide mineralization (West Ural-Vaigach region). Leningrad, Nauka Publ., 234 p. (In Russ.)
- Shmeleva L.A., Ponomarenko E.S. (2022) The structure of the Upper Ordovician-Lower Silurian Shantym strata in the section of R. Ilych, Northern Urals. *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment*. Materials of the 31st Scientific Conference. Syktyvkar, IG Komi SC UrO RAS, 141-146. (In Russ.)
- Shmeleva L.A., Ponomarenko E.S. (2023) Some details of the structure of the northern centricline of the Kos'yu-Un'ya syncline (Ilych River, Northern Urals). *Vestnik of Geosciences*, 2023, **11** (347), 48-58. DOI: 10.19110/geov.2023.11.5
- Shmeleva L.A., Tolmacheva T.Yu. (2016) Carbonate deposits of the Upper Ordovician on the Bolshaya Kosyu River (Northern Urals): sequence characteristic and the first data on conodonts. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, **65**, 50-59. (In Russ.)
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurilenko V.V., Petrovskii A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Tseisler V.M., Trifonov B.A., Verba Yu.L., Il'in K.B. (1998) Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1998) Pechora plate: the history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 240 p. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geological structure of the territory of the Pechora-Ilych State Reserve. *Works of the Pechora-Ilych Reserve*. Moscow, 5-214. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1963) Ordovician and Silurian systems of the Urals, Pai Khoi and Timan. *Geology of the USSR. Geological description*. V. 1. Pt 1. Moscow, 169-255. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1983) Variscids of the Northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 174 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. (1980) Strontium geochemistry in carbonate deposits: (in connection with the problem of geochemical diagnostics of reefs). Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) The Lower Paleozoic of the Pechora oil and gas basin (structure, conditions of formation, oil and gas content). Moscow, Academy of Mining Sciences Publ., 109 p. (In Russ.)