

УДК 551.734.1 (234.851): 552.54: 551.8

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-63-75

## Строение и условия образования верхнедохковской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал)

Е. С. Пономаренко

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

Поступила в редакцию 29.10.2018 г., принята к печати 04.12.2018 г.

*Объект исследований.* Породы верхнедохковской (нижний девон) валганской свиты в стратотипической местности на р. Илыч, Северный Урал. *Материалы и методы.* Работа основана на изучении состава и строения пород, отобранных из разреза во время полевых исследований в 2015 г. *Результаты.* Изученный интервал разреза видимой мощностью 51 м представляет собой тонкое и неравномерное чередование конгломератов известняковых, песчаников органогенных крупнозернистых и мелкозернистых, известняков биокластово-пелитоморфных и сланцев глинисто-известняковых. Для этих пород характерна градационная и конволютная слоистость. На отдельном интервале изученного разреза отмечаются слои известняковых конгломераций. Для валганской свиты характерно циклическое строение, мощность отдельных циклитов варьирует от 5 до 25 см. Характер их строения свидетельствует об осадконакоплении в склоновых обстановках. Анализ обломочного материала показал на наличие двух источников бассейнового сноса: ближний (представлен фрагментами фоновых биокластово-пелитоморфных известняков) и удаленный (представлен обломками биогермных пород). Валганскую свиту предлагается рассматривать в качестве валганской градации, которая надстраивается к востоку верхнедохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. *Вывод.* Валганская градация является промежуточным звеном между мелководными верхнедохковскими биогермными образованиями и батинальными глинистыми и кремнистыми сланцами.

**Ключевые слова:** Северный Урал, нижний девон, доховский ярус, склоновые отложения, палеогеография, стронций

### Благодарность

Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. А.И. Антошкиной, к.г.-м.н. В.А. Салдину и к.г.-м.н. Э.С. Щербакову за обсуждение, замечания и советы при написании этой статьи.

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

## The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals)

Evgenii S. Ponomarenko

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomayskaya st, Syktyvkar 167982, Russia,

e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Received 29.10.2018, accepted 04.12.2018

*Research subject.* A section of the Upper Lochkovian (Lower Devonian) Valgan Formation located in the stratotypic area on the Ilych River, Northern Urals, was investigated. *Materials and methods.* A study of the composition and structure of rock samples gathered from the section under consideration during fieldwork in 2015 was conducted. *Results.* The studied section with an exposed thickness of 51 m is characterized by the thin and uneven alterations of calcareous conglomerates, coarse-grained and fine-grained organic sandstones, bioclastic-pelitic limestones and argillo-calcareous shales. These rocks demonstrate a gradational and convolute lamination. An individual interval of the studied sec-

**Для цитирования:** Пономаренко Е.С. (2020) Строение и условия образования верхнедохковской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, **20**(1), 63-75. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-63-75

**For citation:** Ponomarenko E.S. (2020) The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals). *Litosfera*, **20**(1), 63-75. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-63-75

tion contains calcareous conglobreccias layers. The Valgan Formation is characterized by a cyclic structure, with the thickness of individual cyclites ranging from 5.0 to 25 cm. The character of their structure testifies to sedimentation in slope settings. An analysis of clastic material revealed two sources of the basin area formation: near ablation (represented by the fragments of background bioclastic-pelitomorphic limestones) and remote ablation (represented by biohermal rock clasts). It is proposed to consider the Valgan Formation as the Valgan gradation, which extends the Upper Lochkovian sulfate-carbonate Subformation to the east. *Conclusions.* Therefore, the Valgan gradation should be treated as an intermediate link between shallow-marine Upper Lochkovian biohermal structures and bathyal clayey and siliceous shales.

**Keywords:** Northern Urals, Lower Devonian, Lochkovian, slope deposits, palaeogeography, strontium

#### Acknowledgements

The author expresses his sincere gratitude to A.I. Antoshkina, V.A. Saldin, and E.S. Shcherbakov for their discussions, comments and recommendations concerning the work on this article.

*The work was carried out in the framework of the state Program No. AAAA-A17-117121270034-3 and at partial financial support of the fundamental research Program UB RAS, project No. 18-5-5-31.*

## ВВЕДЕНИЕ

Нижнедевонские отложения широко развиты на западном склоне севера Урала, а наиболее полные разрезы находятся на Приполярном Урале в бассейнах рек Кожым и Щугор. Названия урочищ, где они вскрыты, отражены как наименования горизонтов в унифицированных корреляционных Стратиграфических схемах Урала (1993). Эти мелководно-морские и лагунные отложения являются хорошо и детально изученными. Имеется много данных по литологии и органическим остаткам рифогенных образований нижнего девона (Першина и др., 1971; Антошкина, 1994, 2003; Цыганко, 2011; и др.).

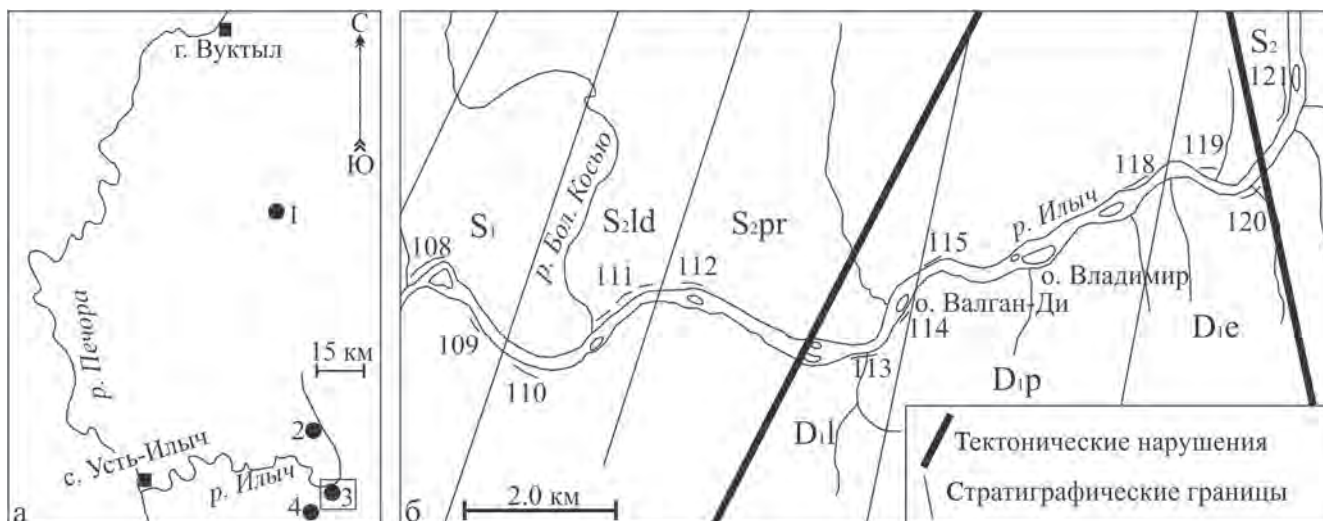
Между тем известные на севере Урала разрезы нижнего девона не исчерпываются перечисленными типами. Строение и палеогеографическая интерпретация некоторых из них не вполне ясна. К таковым относится разрез лохковского яруса на р. Илыч в районе о-ва Валган-Ди (рис. 1). Эти породы В.А. Варсанюфьевой (1940) ранее относились к среднему девону, а их лохковский возраст был установлен А.И. Першиной с соавторами (Першина и др., 1971). А.И. Антошкина (1992) на основании краткой характеристики разреза, данной в работе А.И. Першиной с соавторами (1971), интерпретировала эти отложения как образования склона карбонатного шельфа – клинотемы. В.С. Цыганко (2011), исходя из особенностей состава пород и их палеонтологической характеристики, неизвестных среди разновозрастных образований, выделил валганскую свиту ( $D_1^{VI}$ ), отнеся ее к кремнисто-глинисто-карбонатному типу разрезов лохковского яруса. Условия образования этой свиты он не рассматривал. Автором настоящей статьи валганская свита была изучена во время полевых исследований 2015 г. Цель данной работы состоит в анализе новых данных и выяснении условий образования этой свиты.

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ТИПОВ ПОРОД

Стратотип и единственный известный разрез валганской свиты расположен в среднем течении р. Илыч, в районе о-ва Валган-Ди (см. рис. 1, обн. 113–115). От подстилающих верхнесилурийских отложений (обн. 111–112) их отделяет большой необнаженный интервал (около 2.5 км), в пределах которого предполагается тектоническое нарушение (Цыганко, 2011). Действительно, ниже по реке на залесенном склоне среди деревьев и осыпи отмечаются единичные небольшие выходы известняков с невыдержанными азимутами и углами падения. Автором описаны породы, которые вскрываются у уреза р. Илыч (рис. 2а) видимой мощностью около 51 м (общая мощность валганской свиты, по данным (Цыганко, 2011), составляет 171 м. В нижней по реке в части обн. 113 слои смяты в складки, а разрез осложнен разрывными нарушениями (рис. 2в). В верхней части этого разреза и в обн. 114 слои падают на восток под углами 20–60° (см. рис. 2а). В них также отмечаются тектонические нарушения, определенные В.В. Юдиным (1983) как пологие надвиги по плоскостям напластования, чьи сместители падают на восток и юго-восток под углами 15–30°.

Разрез представляет собой тонкое и неравномерное чередование плитчатых (от 2 до 35 см) конглогравелитов известняковых (ЛТ-1), песчаников органогенных крупнозернистых (ЛТ-2), песчаников органогенных мелкозернистых (ЛТ-3), известняков биокластово-пелитоморфных (ЛТ-4) и сланцев глинисто-известняковых (ЛТ-5). В верхней части изученного разреза встречены конглобрекции известняковые (ЛТ-6).

**ЛТ-1. Конглогравелиты известняковые** (рис. 3а) слагают слои мощностью от 1–4 до 10–12 см с четкой, часто явно эрозионной нижней границей и постепенной верхней. Порода сложена обломками известняков (более 50%) и органогенным мате-



**Рис. 1.** Расположение разрезов лохковского яруса в бассейне р. Илыч, по (Цыганко, 2011). а – основные разрезы, б – схематическая карта-схема расположения выходов валганской свиты по берегам р. Илыч (нумерация обнажений дана по В.А. Васанофьевой (1940)).

1 – скв. 1-Верхняя Сочь, 2 – Лопью-Кырта, 3 – Валган-Ди, 4 – Шежим Илычский.

**Fig. 1.** The sections of the Lochkovian at the Ilych River basin, after (Tsyganko, 2011). а – the main sections, б – the schematic map with location of Valgan Fm outcrops (numbering of outcrops after V.A. Varsanof'eva (1940)).

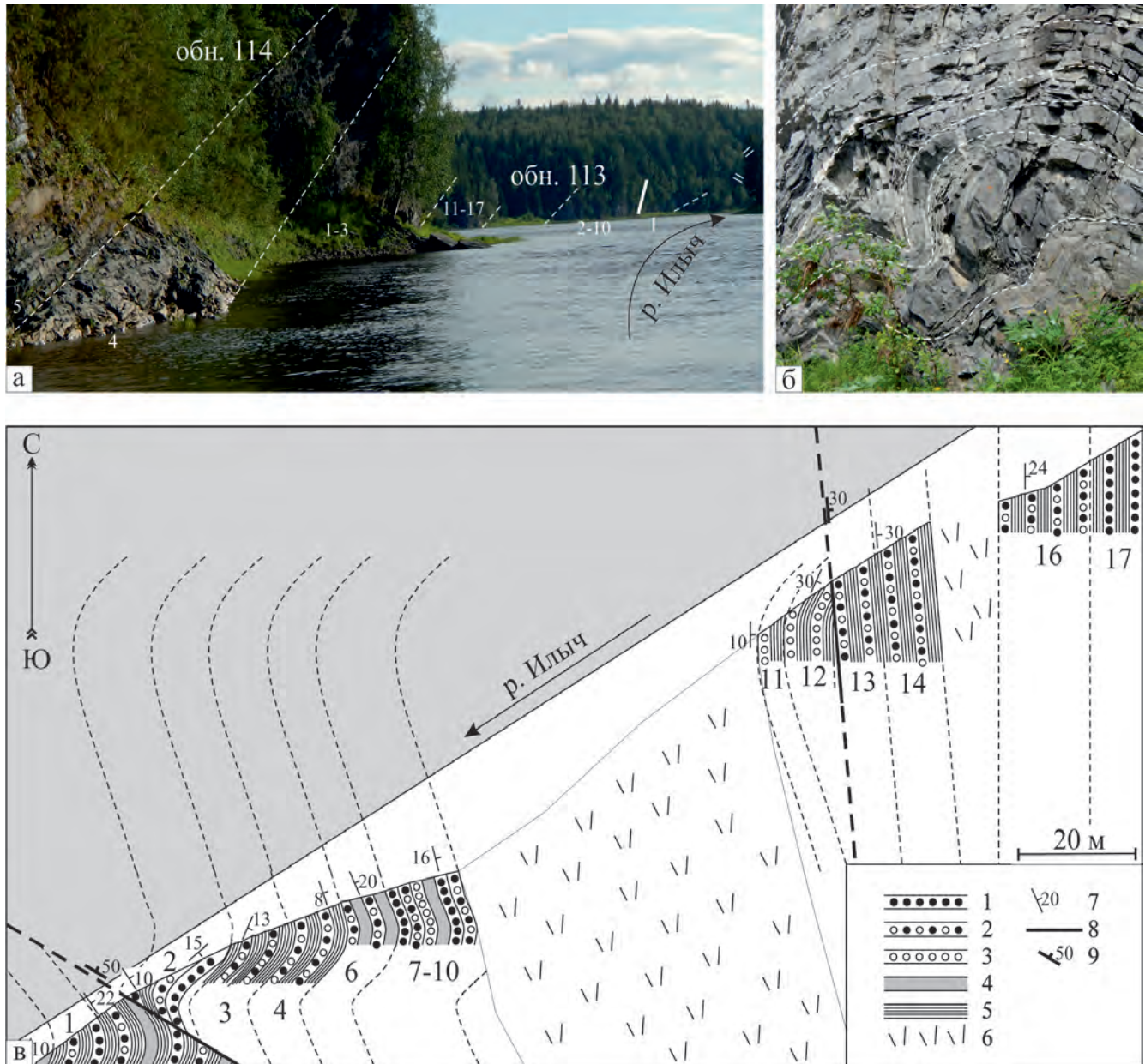
1 – 1-Verkhnyaya Soch' borehole, 2 – Lop'ju-Kyrta, 3 – Valgan-Di, 4 – Shezhim Ilychskii.

риалом (<30%), которые связаны пелитоморфным или, реже, спаритовым кальцитовым цементом. Иногда отмечается тонкая градационная слоистость, подчеркнутая также ориентировкой обломков пород, но чаще кластический материал в пределах слоя расположен беспорядочно. Преобладают (>60% обломков) хорошо окатанные фрагменты биогермных известняков (от 0.5 до 1.5 см), среди которых отмечаются гирванелловые строматолитовые (рис. 3б) и сгустковые разновидности. Более редки обломки пелитоморфных известняков и цементных крустификационных корок. Между ними расположен не сортированный по размеру органический материал (от 0.5 мм до 1 см), представленный члениками криноидей, фрагментами раковин брахиопод, остракод и гастропод, колоний мшанок и кораллов (табулят), пузырчатых цианобактерий типа *Renalcis* и перекристаллизованных ценостеумов строматопороидей. Среди вторичных изменений отмечается незначительная доломитизация пелитоморфного цемента и окремнение некоторых крупных органических остатков (табулят и мшанок).

**ЛТ-2. Песчаники органические крупнозернистые** (рис. 3в) слагают слои мощностью от 2–3 до 5–6 см. Нижняя и верхняя граница в отдельных случаях резкая и ровная, в других – постепенная. Этот тип породы состоит из органического материала (60–70%), обломков пород (20–30%), связанных спаритовым и/или пелитоморфным цементом

(10%). Характерной особенностью этого типа пород является наличие тонкой горизонтальной слоистости, обусловленной ориентированным расположением обломков органического материала и постепенным уменьшением их размера (от 1.0 до 0.25 мм). Только в редких случаях в нижних 2.0–2.5 см органический материал может быть не сортирован и не ориентирован. Органические остатки представлены фрагментами члеников криноидей, колоний табулят, перекристаллизованных ценостеумов строматопороидей, а также колоний цианобактерий, напоминающих *Renalcis*. Среди литокластов (0.5–1.0 мм, редко больше) отмечаются обломки пелитоморфных, гирванелловых и сгустковых известняков. Вторичные изменения представлены окремнением некоторых обломков колоний табулят.

**ЛТ-3. Песчаники органические мелкозернистые** (рис. 3г) более редки и слагают слои от 1 до 6–7 см. Нижняя и верхняя границы частью постепенные, частью резкие. Этот тип породы состоит из органического материала (60–90%), который связан пелитоморфным кальцитом (10–40%). Характерной особенностью ЛТ-3 является хорошо различимая тонкая горизонтальная, а иногда конволютная слоистость, обусловленная ориентировкой органического материала и его количеством в отдельных слоях, мощностью от первых миллиметров до 1.0–1.5 см. Органический материал (0.1–0.5 мм) представлен в основном обломками члеников кри-



**Рис. 2.** Структура разрезов валганской свиты. а – общий вид обн. 113 (на заднем плане) и обн. 114 (на переднем плане), б – характер выходов в обн. 114, в – схематическая геологическая карта обн. 113.

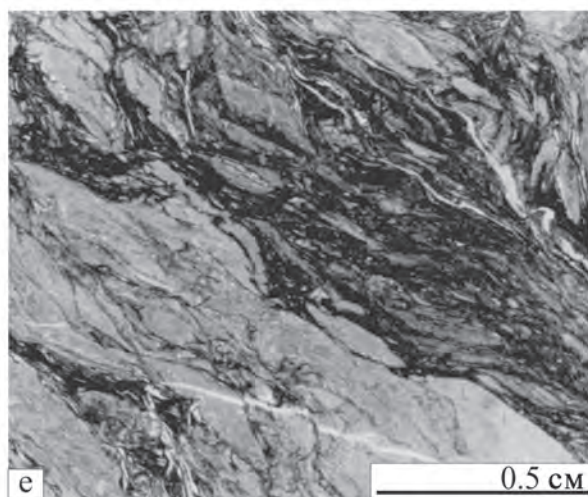
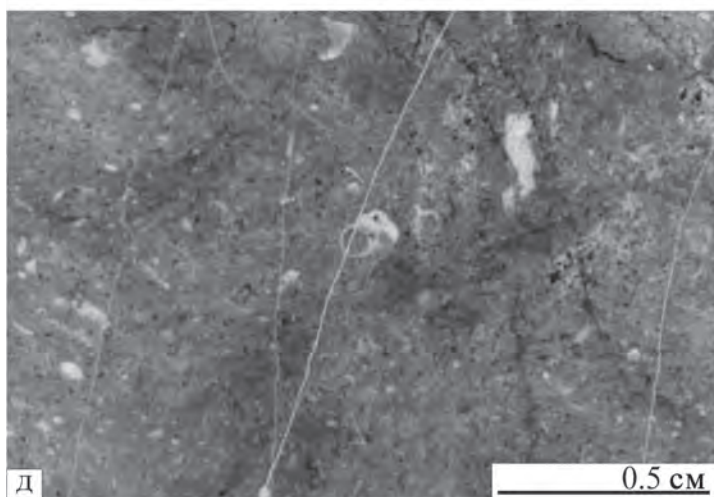
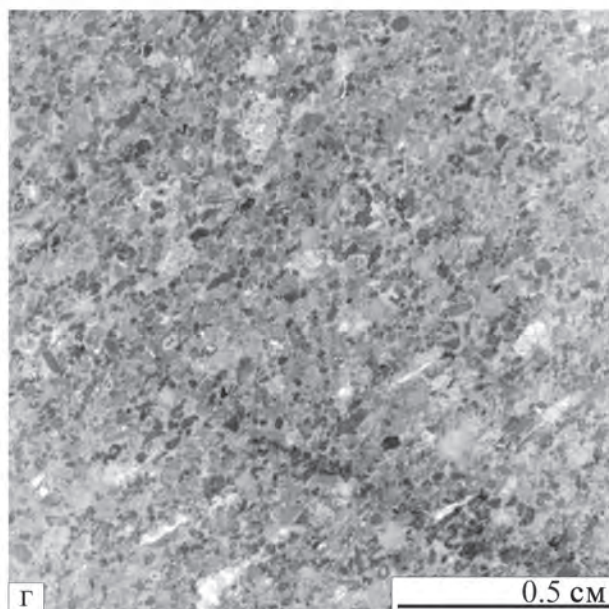
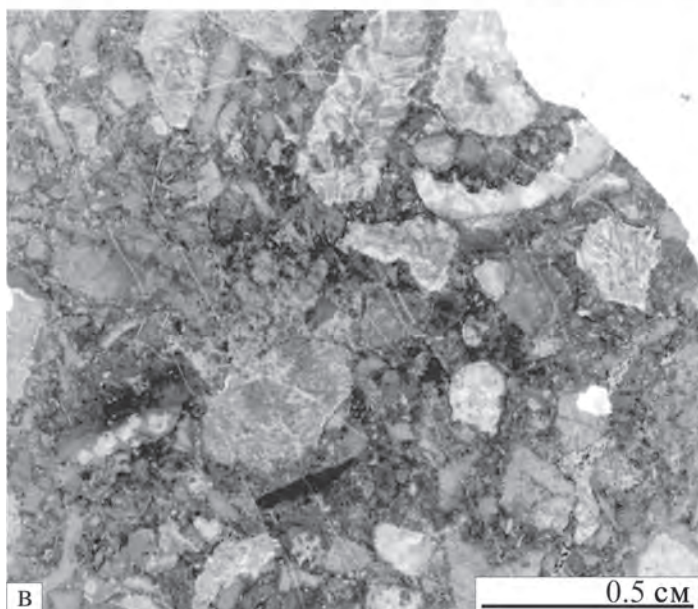
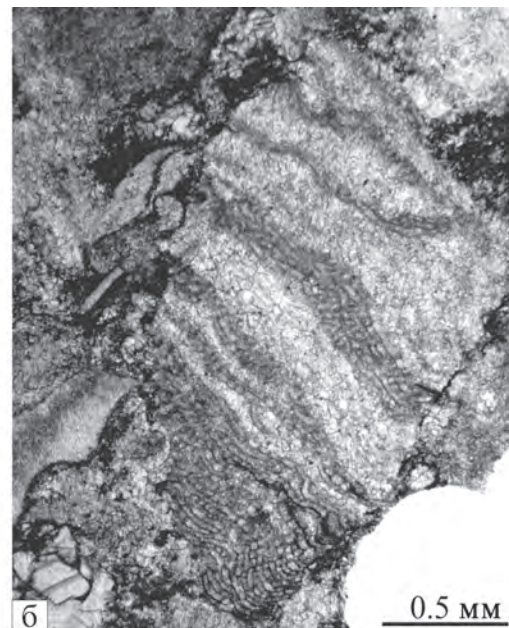
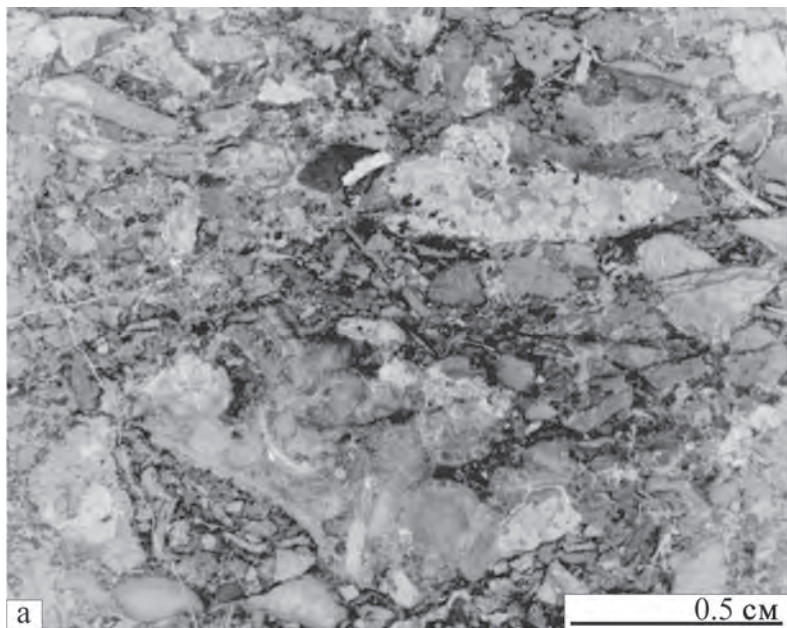
1 – известняковые конгломералиты (ЛТ-1), 2 – органические песчаники крупнозернистые (ЛТ-2), 3 – органические песчаники мелкозернистые (ЛТ-3), 4 – известняки биокластово-пелитоморфные (ЛТ-4), 5 – глинисто-известняковые сланцы (ЛТ-5), 6 – задернованные участки, 7 – элементы залегания слоев, 8 – тектонические нарушения, 9 – элементы залегания тектонических нарушений.

**Fig. 2.** Structure of Valgan Fm. а – overview of outcrop 113 (on the background) and outcrop 114 (to the fore), б – the character of rocks at the outcrop 114, в – the schematic map of the outcrop 113.

1 – calcareous conglomerates (LT-1), 2 – organic coarse-grained sandstones (LT-2), 3 – organic fine-grained sandstones (LT-3), 4 – bioclastic-micritic limestones (LT-4), 5 – argillo-calcareous shales (LT-5), 6 – matted areas, 7 – strata inclinations, 8 – tectonic breaks, 9 – tectonic breaks inclinations.

ноидей и створок брахиопод и остракод. Редки фрагменты колоний цианобактерий, напоминающие *Renalcis*. Среди вторичных изменений в этом

типе породы отмечается лишь доломитизация в виде тонких (до 0.5 мм толщиной) “полосок” согласно слоистости.



**Рис. 3.** Основные типы пород валганской свиты. а – известняковый конглогравелит (шлиф П-Ил113/1-2015), б – обломок строматолита (шл. П-Ил113/1-2015), в – органический песчаник крупнозернистый (шл. П-Ил113/3-2015), г – органический песчаник мелкозернистый (шл. П-Ил113/16-2015), д – известняк биокластово-пелитоморфный (шл. П-Ил114/6-2015), е – сланец глинисто-известняковый (шл. П-Ил114/4-2015).

**Fig. 3.** The main lithology of Valgan Fm. а – the calcareous conglomerate (thin-section П-Ил113/1-2015), б – the stromatolite clast (thin-section П-Ил113/1-2015), в – the organic coarse-grained sandstone (thin-section П-Ил113/3-2015), г – the organic fine-grained sandstone (thin-section П-Ил113/16-2015), д – the bioclastic-micritic limestone (thin-section П-Ил114/6-2015), е – the argillo-calcareous shale (thin-section П-Ил114/4-2015).

**ЛТ-4.** Известняки биокластово-пелитоморфные (рис. 3д) слагают слои мощностью от первых миллиметров до 2.0–3.0 см (редко больше) с нижней ровной и верхней бугристой поверхностями. Этот тип породы сложен в основном пелитоморфным кальцитом (50–90%) с глинистой примесью (5.12–8.85%) и биокластовым материалом (5–45%). Характерно частое наличие тонкой горизонтальной и конволлютной слоистости. Органический материал представлен в основном члениками криноидей, реже обломками раковин брахиопод и остракод, единичными фрагментами колоний цианобактерий. Органический материал не окатан, не сортирован по размеру и не ориентирован.

**ЛТ-5.** Сланцы глинисто-известняковые имеют листоватую отдельность и слагают слои с ровной и четкой нижней и верхней поверхностями. По составу они глинисто-известняковые, иногда с небольшим количеством углеродистого материала ( $C_{org}$  до 3.33%). По сути, эти породы представляют собой сильно рассланцованные биокластово-пелитоморфные известняки (рис. 3е) с глинистой примесью до 12% (данные карбонатного анализа). Среди органических остатков отмечаются членики криноидей, обломки раковин брахиопод и остракод, а также единичные кальцитизированные раковинки радиолярий (до 0.1 мм).

**ЛТ-6.** Конглобрекция известняковая (рис. 4) слагает отдельные слои мощностью 0.2–0.5 м в верхней части изученного разреза (обн. 114). Эти слои имеют четкую ровную нижнюю границу и бугристую верхнюю. Известняковый обломочный (от 1 × 1 до 5 × 15 см) материал разной степени окатанности заключен в биокластово-пелитоморфных известняках. Состав кластического материала однороден и представлен фрагментами органических песчаников и известняковых конглогравелитов. Известняковые конглобрекции перекрываются биокластово-пелитоморфными известняками (ЛТ-4) и глинисто-известняковыми сланцами (ЛТ-5). Такая ассоциация повторяется 4 раза и слагает пачку мощностью 2.3 м. В этом известняковые конглобрекции не являются характерным типом пород для валганской свиты.

Таким образом, валганская свита сложена обломочными известняками, известняками пелитоморфными и глинисто-известняковыми сланцами, чередующимися друг с другом.

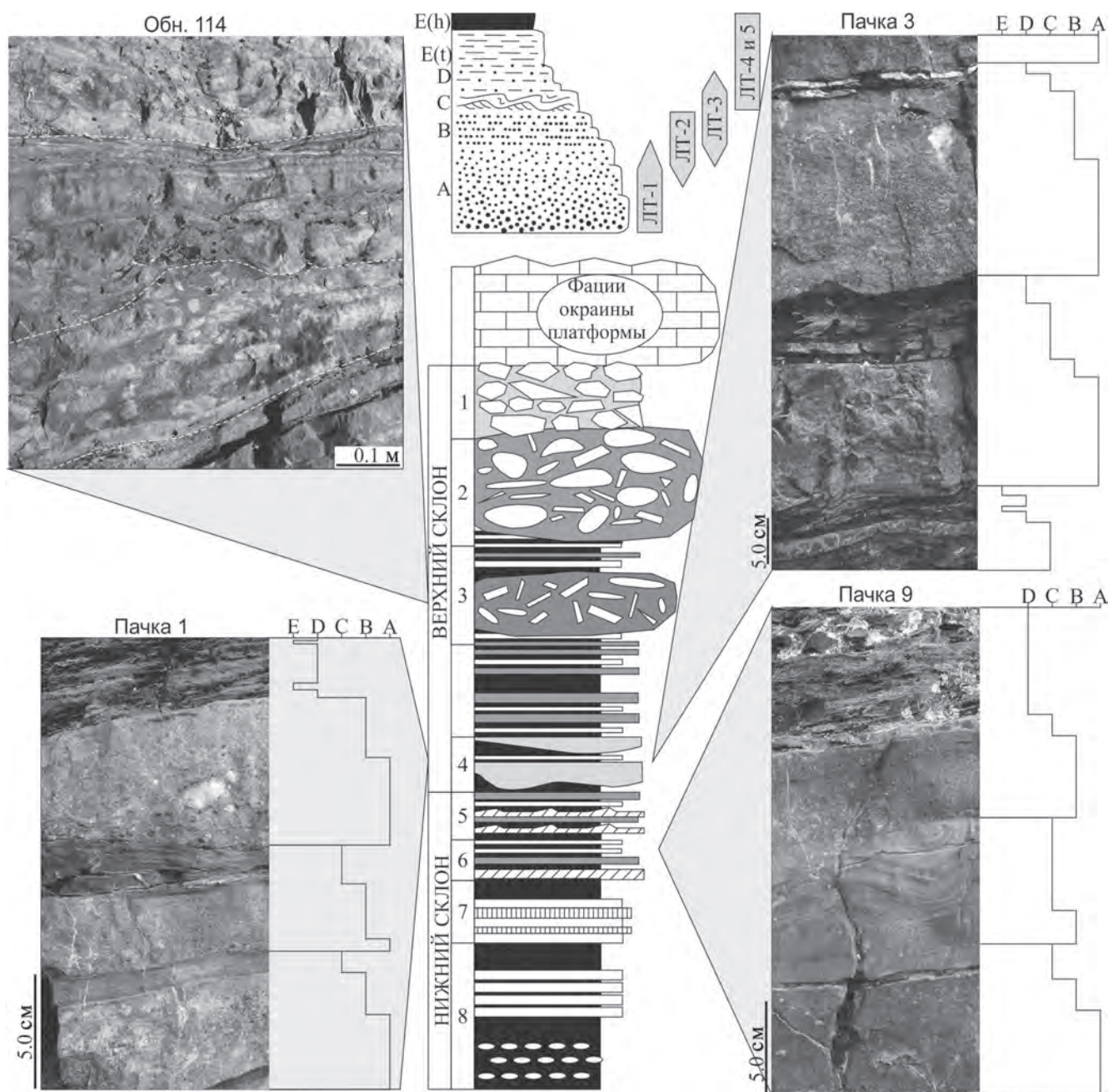
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Цикличность

Ранее отмечалось (Антошкина, 1992; Цыганко, 2011), что валганская свита имеет циклическое строение. Циклические карбонатные последовательности могут формироваться в разных условиях (Wilson, 1975; Flügel, 2004), от прибрежных до склоновых, но в каждом случае они составлены своими ассоциациями пород.

В изученном интервале разреза строение циклитов отчетливо видно только на хорошо отмытых поверхностях. Мощность отмеченных циклитов варьирует в пределах от 5 до 25 см (см. рис. 4). Здесь можно наблюдать следующую последовательную смену (снизу вверх): известняковые конглогравелиты → органические крупнозернистые песчаники → органические мелкозернистые известняки биокластово-пелитоморфные → глинисто-известняковые сланцы. В некоторых случаях отмечаются поверхности амальгамации, вследствие чего срезаны верхние части циклитов (см. рис. 4, пачка 1 и 9). Реже отсутствуют прослои известняковых конглогравелитов в основании, но в этом случае верхняя часть циклитов, сложенная известняками биокластово-пелитоморфными и глинисто-известняковыми сланцами, более мощная (до 10 см).

Исходя из строения, циклиты можно интерпретировать как следы кратковременных гидродинамически активных событий (известняковые конглогравелиты и органические песчаники) на фоне спокойноводной седиментации тонкозернистых карбонатов (известняки биокластово-пелитоморфные и глинисто-известняковые сланцы), что характерно для штормовых и склоновых отложений. Главное различие между ними кроется в составе вмещающих отложений. В биокластово-пелитоморфных известняках и глинисто-известняковых сланцах нет ярко выраженной мелководной фауны (за исключением редких мелких фрагментов колоний цианобактерий, вероятно, аллохтонных). Автохтонными здесь, по всей видимости, могут быть лишь некоторые целые раковинки остракод и кальцитизированные радиолярии, что свидетельствует об относительной глубоководности фоновых осадков. Поскольку темпеститы, как прави-



**Рис. 4.** Строение циклитов валганской свиты.

*В центре сверху* – строение цикла Боума, по (Walker, 1992).

*В центре внизу* – обобщенная гипотетическая последовательность склоновых фаций, по (Coniglio, Dix, 1992). 1 – локальные осыпи, сложенные глыбами из окраины платформы; 2 – полимиктовые обломки из нижней части конуса, осыпи в основании обвода склона; 3 – пластинчатые известняковые оболочки оползневых масс верхнего склона; 4 – проксимальные грубозернистые турбидиты, чередующиеся с отложениями суспензий; 5 – калькаренитовые контуриты; 6 – классические циклы Боума; 7 – иловые контуриты (переработанные отложения суспензий), образованные сильными течениями вблизи дна склона; 8 – нодулярные и непрерывно-слоистые отложения суспензий; некоторая раннедиагенетическая перекристаллизация карбонатов.

*Обн. 114* – известняковые конгломерации в обн. 114. Нижняя и верхняя границы обломочных слоев подчеркнуты пунктирной белой линией.

*Пачка 1, пачка 3 и пачка 9* – строение циклитов в различных частях обн. 113.

**Fig. 4.** Cyclites structure of Valgan Fm.

*In top of centre* – The Bouma sequence structure, after (Walker, 1992).

*In bottom of centre* – generalized hypothetical succession of slope facies, after (Coniglio, Dix, 1992). 1 – local talus composed of

platform margin boulders; 2 – polymictic debris from collapse of talus cone at base of by-pass slope; 3 – limestone chip debris from disaggregation of slope mass from upper slope setting; 4 – proximal coarse turbidites interbedded with suspension deposits; 5 – calcarenite contourites; 6 – classical Bouma turbidites; 7 – muddy contourites (reworked suspension deposits, distal turbidites) formed by strong currents near bottom of slope; 8 – nodular and continuously-bedded suspension deposits; some early diagenetic recrystallization of carbonate.

*Outcrop 114* – calcareous conglobreccias. Lower and upper boundary of clastic beds are accented by white dotted lines.

*Member 1, member 3 and member 9* – the architecture of cyclites at different parts of the Outcrop 113.

ло, ассоциируются с мелководными отложениями (Flügel, 2004), циклиты валганской свиты, по всей видимости, имеют склоновое происхождение. Конволютная слоистость, установленная в некоторых слоях известняков, также подтверждает эту интерпретацию.

Циклиты валганской свиты по своему строению имеют определенное сходство с циклами Боума (Bouma, 1962). Так, известняковые конглогравелиты (ЛТ-1) валганской свиты можно интерпретировать как образования элемента А цикла Боума. Часто они имеют нижнюю границу, указывающую на размыв подстилающих осадков (см. рис. 4). Элемент В цикла Боума обычно сложен тонкослоистыми песчано-алевритовыми отложениями. К ним можно отнести крупнозернистые (ЛТ-2) и мелкозернистые песчаники (ЛТ-3). Они, как правило, постепенно или резко сменяют конглогравелиты (ЛТ-1). Вероятно, в первом случае их можно также отнести к верхней части элемента А цикла Боума. Элемент С также сложен песчано-алевритовыми отложениями, но для него обычна косая либо конволютная слоистость, которая хорошо видна на отмытых поверхностях в обн. 113 (см. рис. 4, пачка 9). В данном случае слой, который можно интерпретировать как элемент С, сложен известняками биокластово-пелитоморфными (ЛТ-4) с тонкими прослоями органогенных мелкозернистых песчаников (ЛТ-3). Песчано-алевритовая последовательность завершается тонкослоистым элементом D цикла Боума, который, как правило, сильно рассланцован (Walker, 1992). По всей видимости, этому элементу соответствуют глинисто-известняковые сланцы (ЛТ-5), которые, по сути, являются рассланцованными биокластово-пелитоморфными известняками. Основная проблема заключается в выделении в изученном разрезе образований, которые можно было бы интерпретировать как элемент Е цикла Боума – отложений тонких суспензий, сложенных чаще всего пелитами. К ним со значительной долей условности можно отнести тонкие (до 1 см) прослои биокластово-пелитоморфных известняков среди глинисто-известковых сланцев (см. рис. 4, пачки 1 и 3).

Несколько отдельно по своему строению стоят слои известняковых конглобрекций (ЛТ-6), которые отмечены только в средней части обн. 114. Они подстилаются и перекрываются описанными выше циклитами, характерными для валганской свиты. Эти конглобрекции можно интерпретировать как

образования дебритных потоков, чье происхождение связано с подводными оползнями (Обстановки..., 1990), либо как сейсмитами (Flügel, 2004). В любом случае эти специфические породы требуют специальных детальных исследований для установления их точного происхождения.

Таким образом, циклиты валганской свиты имеют определенное сходство с циклами Боума. В то же время интерпретация изученных пород как отложений турбидных потоков, вероятно, может быть несколько преждевременной, так как изучение конуса выноса требует описания ряда разрезов, захватывающих также и вмещающие их фоновые образования. Но все же характер строения циклитов свидетельствует об образовании валганской свиты в склоновых обстановках.

#### Источники карбонатного обломочного материала

В строении валганской свиты большое значение имеют обломочные карбонаты: известняковые конглогравелиты и органогенные песчаники. Изучение состава обломков позволяет определить источники сноса, что важно для палеогеографических построений. Среди обломков пород можно выделить две группы: фрагменты биогермных и пелитоморфных известняков (табл. 1). Если фрагменты пелитоморфных известняков имеют, скорее, местное происхождение, поскольку такие породы встречаются в самом разрезе валганской свиты, то обломки биогермных пород явно принесены с других участков осадочного бассейна. На севере Урала известны выходы рифовых толщ верхнего лохкова (Антошкина, 1994, 2003; Цыганко, 2011). На р. Илыч одно из таких сооружений вскрыто в разрезе Лопью-Кырта (см. рис. 1а). Его исследование показало, что эта органогенная постройка сложена в основном строматолитами с более редкими участками коралловых, фистулеллово-микробиальных и строматопорово-микробиальных биогермных известняков (Пономаренко, 2018). Строматолиты Лопью-Кырта и обломки строматолитовых известняков валганской свиты (см. рис. 3б) имеют сходное строение и относятся к скелетным строматолитам, образованным нитчатыми цианобактериями. Крустификационные и инкрустационные цементы также отмечаются в различных типах пород строматолитового рифа Лопью-Кырта (Пономаренко, 2018). Эти факты свидетельствуют



**Таблица 1.** Основные типы пород валганской свиты и их краткая характеристика  
**Table 1.** Main rock types of the Valgan Formation and their short characteristics

Породы	Текстура	Структура	Состав, %			Обломки известняков	Биокласты	Вторичные изменения
			0	50	100			
ЛТ-1	Известняковые конгломерато-гравелиты	Градационная слоистая беспорядочная	Обломочная	Литокласты	Биокласты	– строматолитовых – сгустковых – цементных корок – пелитоморфных	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод – раковины гастропод – колонии мшанок – колонии табулят – колонии строматопорид – колонии цианобактерий	Участки доломитизации, окремнение некоторых биокластов
ЛТ-2	Органогенные песчаники средне-крупнозернистые	Тонкая горизонтальная слоистость	Биокластовая	Литокласты	Биокласты	– <b>пелитоморфных</b> – сгустковых – строматолитовых	– членики криноидей – колонии табулят – колонии строматопорид – колонии цианобактерий	Окремнение некоторых биокластов
ЛТ-3	Органогенные песчаники средне-мелкозернистые	Тонкая горизонтальная или конволютная слоистость	Биокластовая	Биокласты		–	– <b>членики криноидей</b> – раковины брахиопод – раковины остракод	Доломитизация в виде тонких “полос”
ЛТ-4	Известняки пелитоморфные и биокластово-пелитоморфные	Тонкая горизонтальная или конволютная слоистость	Пелитоморфная	Биокласты		–	– <b>членики криноидей</b> – раковины брахиопод – раковины остракод – колонии цианобактерий	Не отмечены
ЛТ-5	Глинисто-известняковые сланцы	Сланцеватая	Пелитоморфная	Биокласты		–	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод – раковины радиолярий	Не отмечены
ЛТ-6	Известняковые конгломерксии	Неявно-слоистая, беспорядочная	Обломочная	Литокласты		– органических – известняковых конгломералитов	– <b>членики криноидей</b> – раковины брахиопод – раковины остракод	Не отмечены

Примечание. В графе “состав”: серое – литокласты, белое – биокласты, черное – пелитоморфный кальцит. В графах “обломки известняков” и “биокласты” жирным выделены преобладающие компоненты.

Note. In the column “состав”: gray – lithoclasts, white – bioclasts, black – pelitomorphic calcite. In the columns “обломки известняков” and “биокласты”, the predominant components are highlighted in bold.

ют в пользу того, что часть обломочного материала, слагающего некоторые слои валганской свиты, была привнесена с позднедохковских органических построек либо, вероятно, источником сноса мог быть непосредственно строматолитовый риф Лопью-Кырты. Это утверждение также поддерживается тем фактом, что в известняковых конгломералитах и известняковых средне-крупнозернистых песчаниках с обломками рифогенных известняков ассоциируют обломки колоний табулят, строматопоридей и цианобактерий (см. табл. 1), которые от-

мечаются и в разрезе Лопью-Кырты (Антошкина, 2003; Цыганко, 2011; Пономаренко, 2018).

Таким образом, состав обломков в валганской свите указывает на два источника их сноса: местный, представленный фрагментами пелитоморфных известняков, и рифовый, представленный фрагментами строматолитовых и сгустковых известняков, а также цементных корок. Нахождение рифогенных обломков, в свою очередь, позволяет ограничить возраст валганской свиты только поздним доховом.

### Палеогеографическая ситуация

Палеозойские отложения на северо-восточной окраине Европейской платформы относятся к двум различным структурно-формационным зонам – Елецкой и Лемвинской, что впервые было установлено К.Г. Войновским-Кригером (1945). В современном понимании елецкие фации отвечают мелководному шельфу, а лемвинские – глубокому шельфу, континентальному склону и подножию континентальной окраины Восточно-Европейского континента (Пучков, 1979).

В строении верхнеордовикско-нижнедевонской калейдовой формации Елецкой СФЗ (Елисеев, 1978, 1982; Елисеев и др., 2006) А.И. Антошкиной (2006) были выделены три типа соподчиненных субформаций: сульфатно-карбонатные, карбонатные и глинисто-карбонатные. Нижняя часть лохковского яруса относится к верхнелудловско-нижнелохковской глинисто-карбонатной, а верхняя – к верхнелохковской сульфатно-карбонатной субформации (табл. 2). В составе последней (Антошкина, 2006) с запада на восток выделяются верхнесочьинская, сотчемкыртинская и большеусинская градации (типы разрезов).

В.С. Цыганко (2011), выделивший валганскую свиту, относил ее к центральной подзоне Елецкой СФЗ, восточней которой находились верхнелохковские рифы. Но по своему строению валганская свита значительно отличается от образований сотчемкыртинской и верхнесочьинской градаций

(см. табл. 2), что не позволяет согласиться с такой палеогеографической интерпретацией. В современных географических координатах разрез валганской свиты находится юго-юго-восточнее строматолитового рифа Лопью-Кырта (см. рис. 1а). Как правило, рифы произрастают на окраинах шельфов и платформ и окружены с одной стороны зарифовой мелководной лагуной, а с другой – предрифовым открытым водным бассейном. В последней области обычно накапливаются несортированные или слабо сортированные обломочные карбонаты предрифового склона. Установление склонового происхождения пород изученного разреза и выявление в составе обломочного материала фрагментов рифовых известняков должно свидетельствовать об отнесении валганской свиты к предрифовому склону. Однако слои с обильным рифовым дебрисом здесь имеют мощность не более 5–10 см, обломки окатаны и довольно хорошо сортированы, что свидетельствует о достаточной их удаленности от источника сноса вниз по склону. Согласно обобщенной гипотетической схеме склоновых карбонатных фаций (см. рис. 4) (Coniglio, Dix, 1992), циклиты валганской свиты можно отнести к средней части континентального склона.

В литологическом и формационном смысле валганскую свиту предлагается рассматривать в качестве валганской градации, которая надстраивает к востоку верхнелохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. Валганская градация, таким образом, будет промежуточным звеном между

**Таблица 2.** Субформации лохковского яруса и их строение (Антошкина, 2006; Елисеев и др., 2006), с дополнениями автора

**Table 2.** Subformations of the Lochkovian stage and their architecture (Antoshkina, 2006; Eliseev et al., 2006), with author's additions

Верхнелохковская сульфатно-карбонатная субформация	Верхнесочьинская градация (тип засоленных лагун, до себхи)	Сотчемкыртинская градация (тип шельфовых лагун с нарушенным водообменом)	Большеусинская градация (тип рифовых отмелей)	Валганская градация (тип континентального склона)
	<ul style="list-style-type: none"> <li>– доломиты с неравнослойчатой текстурой</li> <li>– прослой слабоалевритистых аргиллитов</li> <li>– серые аргидриты</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– первичные и вторичные доломиты</li> <li>– доломитовые аргиллиты</li> <li>– строматолиты</li> <li>– углисто-глинистые и глинистые сланцы</li> <li>– зеленовато-серые доломитовые мергели</li> <li>– зеленовато-серые песчаники</li> <li>– доломитовые брекчии</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– массивные биогермные известняки и вторичные доломиты</li> <li>– известняковые песчаники и гравелито-песчаники</li> <li>– известняковые брекчии</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– известняковые конглогравелиты</li> <li>– органогенные песчаники</li> <li>– известняки биокластово-пелитоморфные</li> <li>– глинисто-известняковые сланцы</li> <li>– известняковые конгло-брекчии</li> </ul>
<p align="center"><b>Верхнелудфордско-нижнелохковская глинисто-карбонатная субформация</b> (тип открытого шельфа рампового типа)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– углисто-глинистые черные аргиллиты</li> <li>– глинистые известняки с комковатой отдельностью</li> </ul>				

верхнедохковскими биогермными образованиями Елецкой СФЗ и глинистыми и кремнистыми сланцами Лемвинской СФЗ. Лохковские образования Лемвинской СФЗ известны в лемвинском и карском аллохтонах. В последнем, кроме характерных для этой зоны глинистых, углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев, отмечаются также прослои органогенно-обломочных и углеродисто-глинистых известняков (Цыганко, 2011). Эти известняки могут быть фаціальными аналогами известняковых конгломератов и органогенных песчаников валганской свиты.

#### КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Я.Э. Юдович с соавторами (1980) указывал на положительные аномалии стронция в породах обн. 113 и 114. Отмечалось, что нижняя часть разреза очень богата Sr: даже по сборным пробам содержания составляют 1200–2000 г/т. Корреляционный анализ по выборке 22 проб показал, что Sr отрицательно коррелируется с нерастворимым остатком и большинством других элементов-примесей (Юдович и др., 1980, с. 47). Обычно положительные аномалии стронция в карбонатных породах нерифовой природы связаны с эффектом “закрытой системы” диагенеза, где карбонаты могли быстро экранироваться от контакта с наддонной водой глинами, мергелями, битумами, нефтями и раннедиагенетическими цементами (Юдович и др., 1980). Учитывая отрицательную корреляцию стронция с нерастворимым остатком, правильно будет предположить, что глинистый материал не играл здесь такой роли.

Результаты количественного спектрального эмиссионного анализа 10 образцов показали, что содер-

жание стронция в целом составляет 540–760 г/т (табл. 3), в редких случаях в известняках количество Sr доходит до 1000–1200 г/т. Наибольшее количество стронция (3200 г/т) отмечается в углеродисто-глинисто-известковых сланцах, которые также содержат повышенное количество  $C_{орг}$  (3.33%) в сравнении с известняками (0.3–0.38%). Таким образом, положительные аномалии стронция валганской свиты, по всей видимости, могут быть связаны с экранирующим эффектом органического вещества.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Валганская свита представляет собой неравномерное чередование плитчатых известняковых конгломератов, органогенных песчаников средне-крупнозернистых и средне-мелкозернистых, известняков пелитоморфных и биокластово-пелитоморфных и глинисто-известняковых сланцев. В верхней части отмечаются слои известняковых конгломераций. Породы показывают отчетливую цикличность. Отмечается последовательная смена: известняковые конгломераты → органогенные средне-крупнозернистые песчаники → известняки пелитоморфные → глинисто-известняковые сланцы. Эти циклы имеют определенное сходство с циклами Боума. Характер их строения свидетельствует об образовании валганской свиты в склоновых обстановках.

Анализ состава обломочного материала позволил установить два источника сноса: местный, представленный фрагментами пелитоморфных известняков, и рифовый, представленный фрагментами строматолитовых и сгустковых известняков, а также цементных корок. Нахождение рифо-

**Таблица 3.** Содержание Sr, нерастворимого остатка и  $C_{орг}$  в породах валганской свиты

**Table 3.** Strontium, insoluble residue and  $C_{орг}$  content in the Valgan Fm rocks

№ обр	Тип породы	Sr, г/т	Н.о., %	$C_{орг}$ , %
П-Ил113/10	Известняки пелитоморфные	760 ± 22.2	8.73	0.30
П-Ил113/11	То же	570 ± 22.2	–	–
П-Ил113/15	Органогенные песчаники	610 ± 22.2	–	–
П-Ил113/16	То же	670 ± 22.2	–	–
П-Ил113/17	Известняковые конгломераты	670 ± 22.2	43.63	0.38
П-Ил113/18	Органогенные песчаники	1000 ± 22.2	–	–
П-Ил113/19	Известняковые конгломераты	620 ± 22.2	–	–
П-Ил113/20	Органогенные песчаники	1200 ± 18.2	–	–
П-Ил114/4	Углеродисто-глинисто-известковые сланцы	3200 ± 14.2	11.90	3.33
П-Ил114/7	Органогенные песчаники	540 ± 22.2	–	–

Примечание. Прочерк – не определялись.

Note. Dash – not defined.

генных обломков, в свою очередь, позволяет ограничить возраст валганской свиты только поздним лохковым.

В литологическом контексте предлагается рассматривать валганскую свиту в качестве валганской градации, нарастающей с востока верхне-лохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. Валганская градация, таким образом, будет являться промежуточным звеном между верхне-лохковскими биогермными образованиями Елецкой СФЗ и глинистыми и кремнистыми сланцами Лемвинской СФЗ.

Подтверждены установленные здесь ранее положительные аномалии стронция. Показано, что наибольшее содержание Sr связано с углеродисто-глинисто-известняковыми сланцами, что может быть связано с экранирующим эффектом органического вещества.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (1992) Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала (бассейн верховьев р. Печоры). *Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна*. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, **76**, Сыктывкар, 5-21.
- Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Антошкина А.И. (2006) Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала. *Проблемы геологии и минералогии* (Отв. ред. А.М. Пыстин). Сыктывкар: Геопринт, 351-364.
- Варсанюфьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского заповедника*, **1**, 1-214.
- Войновский-Кригер К.Г. (1945) Два комплекса палеозоя на западном склоне Приполярного Урала. *Сов. геология*, (6), 27-45.
- Елисеев А.И. (1978) Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 203 с.
- Елисеев А.И. (1982) Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. *Научные доклады*. Тр. КФ АН СССР, **78**, Сыктывкар, 56 с.
- Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. *Научные доклады*. Тр. Коми НЦ УрО РАН, **481**, Сыктывкар, 72 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. (1990) М.: Мир, 384 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербачев Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 129 с.
- Пономаренко Е.С. (2018) Строение верхнелохковской (нижний девон) органогенной постройки Лопью-Кырта (р. Илыч, Северный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (6), 35-42.
- Пучков В.Н. (1979). Бативальные комплексы пассивных континентальных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 258 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) (Ред. Н.Я. Анцыгин, Б.А. Попов, Б.И. Чувапов). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 151 л.
- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 356 с.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 173 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.
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. *Facies models response to sea level change* (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 976 p.
- Walker R.G. (1992) Turbidites and Submarine Fans. *Facies models response to sea level change* (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 239-264.
- Wilson J.L. (1975) Carbonate facies in geologic history. N.Y., Springer, 471 p.

### REFERENCES

- Antoshkina A.I. (1992) Features of structure Lower Paleozoic reefogenic stratum of the Northern Urals. *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo basseina* [Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin]. Syktyvkar, IG KSC UB AN SSSR, 5-21. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (1994) *Rify v paleozoe Pechorskogo Urala* [Reefs in the Paleozoic at the Pechorian Urals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 154 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2006) *Rifoobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti)* [Reef formation in the Paleozoic (northern part of the Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 303 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2006) Space-time links in structure Lower Paleozoic Kaleidovaya Formation at the north of Urals]. *Problemy geologii i mineralologii* [The problems of Geology and Mineralogy] (Otv. red. A.M. Pystin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 351-364. (In Russian)
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. *Facies models response to sea level change* (Eds. R.G. Walker and N.P. James), 349-373.
- Eliseev A.I. (1978) *Formatsii zon ogranicheniya severovostoka Evropeiskoi platformy (pozdnii devon i carbon)* [Formations of bordering zones of the European platform (Late Devonian and Carboniferous)]. Leningrad, Nauka Publ., 203 p. (In Russian)
- Eliseev A.I. (1982) *Sravnitel'nyi formatsionnyi analiz ogranichenii platform v paleozoe* [The comparative formational analysis of platform bordering into Paleozoic]. *Nauchnye doklady*. Tr. KF AN SSSR, **78**. Syktyvkar, 56 p. (In Russian)

- Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006) *Formatsii paleozoya severo-vostocnoi okrainy Evropeiskoi platformy* [Paleozoic Formations of the north-east margin of the European platform]. *Nauchnye doklady. Tr. KNTs UrO RAN*, **481**, Syktyvkar, 72 p. (In Russian)
- Flügel E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 976 p.
- Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii. T. 2* [A sedimentation environments and facies. V. 2]. (1990) Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) *Biostratigrafiya siluriiskikh i devonskikh otlozhenii Pechorskogo Urala* [Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechorian Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 129 p. (In Russian)
- Ponomarenko E.S. (2018) Structure of Upper Lochkovian (Lower Devonian) Lop'yu Kyrta organic buildup (Ilych River, Northern Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 35-42. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1979) Batial'nye komplekxy passivnykh kontinental'nykh okrain geosinklinal'nykh oblastei [Bathial complexes of passive continental margins of geosyncline areas]. Moscow, Nauka, 258 p. (In Russian)
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembriya, paleozoya)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. (1993) (Ed. N.Ja. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, IGG Ur O RAN, Roskomnedra Publ., 151 sh. (In Russian)
- Tsyganko V.S. (2011) *Devon zapadnogo sklona severa Urala i Pay-Khoya (stratigrafiya, printsipy raschleneniya, korrelatsiya)* [Devonian of the western slope of the Northern Urals and Pay-Khoy (stratigraphy, separation principles, correlation)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 356 p. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. *Tr. Pechoro-Ilychskogo zapovednika*, **1**, 1-214. (In Russian)
- Voinovskii-Kruger K.G. (1945) Dva kompleksa paleozoya na zapadnom sklone Pripolyarnogo Urala [Two Paleozoic complexes on the Western slope of the Subpolar Urals]. *Sov. geologiya*, (6), 27-45. (In Russian)
- Walker R.G. (1992) Turbidites and Submarine Fans. *Facies models response to sea level change* (Eds. R.G. Walker and N.P. James), 239-264.
- Wilson J.L. (1975) *Carbonate facies in geologic history*. N.Y., Springer, 471 p.
- Yudin V.V. (1983) *Varistsidy Severnogo Urala* [Variscides of the Northern Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh (v svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov)* [The strontium geochemistry in carbonate deposits (in connection with geochemical diagnostics of reefs)]. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)