REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2026. Т. 33, № 1 / 2026. Vol. 33, no. 1
ISSN 0869-7892 (Print)
doi:10.52349/0869-7892
https://reggeomet.elpub.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ | REGIONAL GEOLOGY

Научная статья

УДК 551.7.022.4"621.32"(470.2)
doi:10.52349/0869-7892_2026_105_7-32

Строение, литология и литофации тосненской и копорской свит на примере их стратотипических разрезов (нижний ордовик Северо-Запада России)

Г. С. Искюль✉

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия,
georgy_iskul@karpinskyinstitute.ru✉

Аннотация. Строение и литология тосненской и копорской свит Ижорской возвышенности рассмотрены на примере двух разрезов — существенно черносланцевого (р. Ламошка, включая стратотип копорской свиты) и песчаного (р. Тосна, включая стратотип тосненской свиты). Выделены четыре группы литотипов — керогенсодержащие кварц-гидрослюдистые аргиллиты, существенно кварцевые алевролиты/песчаники, гетеролитовые ламиниты и спикулиты. Реконструирован профиль предфронтальной, переходной и дальней зон штормового шельфа из семи литофаций. Литофации дальней зоны существенно черносланцевые, предфронтальной зоны — песчаные. Между ними располагаются переходные литофации, сложенные переслаиванием черных сланцев и сравнительно тонкозернистых песчаников; песчаные слои в сторону берега песчаные слои становятся более мощными и грубозернистыми, а сланцевые слои — все более тонкими и редкими. По динамике изменения фаций тосненско-копорской части пакероргского горизонта выделены три поверхности затопления, отвечающие нижним границам тосненской свиты (FS-1, повсеместно), копорской свиты на р. Ламошка (FS-2) и на р. Тосна (FS-3). Предполагается полное замещение верхнетосненской подсвиты копорской свитой в существенно черносланцевых разрезах.

Ключевые слова: *фациальный анализ, диктионемовые сланцы, оболовые песчаники, стратиграфия, Балтийско-Ладожский глинт, тремадокский ярус*

Благодарности: автор признателен своим коллегам В. А. Михайлову, Я. Ю. Фадину, А. А. Чернышеву и Е. П. Шишову (Институт Карпинского), в разные годы разделявшие его полевые исследования.

Для цитирования: Искюль Г. С. Строение, литология и литофации тосненской и копорской свит на примере их стратотипических разрезов (нижний ордовик Северо-Запада России) // Региональная геология и металлогения. 2026. Т. 33, № 1. С. 7–32. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_105_7-32

Original article

UDC 551.7.022.4"621.32"(470.2)
doi:10.52349/0869-7892_2026_105_7-32

Architecture, lithology, and lithofacies of the Tosna and Koporye formations in their type sections (Lower Ordovician of North-West Russia)

G. S. Iskül✉

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia,
georgy_iskul@karpinskyinstitute.ru✉

Abstract. The paper specifies the architecture and lithology of the Tosna and Koporye formations of the Izhora Upland, based on two sections: predominantly black shale (the Lamoshka River, including the Koporye Formation stratotype) and sandy (the Tosna River, including the Tosna Formation stratotype). The author distinguishes four lithotype groups: kerogen-bearing quartz-hydromica mudstone, predominantly quartz siltstone/sandstone, heterolithic laminite, and spiculite. There is proposed a shoreward-coarsening facial profile of a storm-dominated shelf including seven lithofacies. The offshore and shoreface lithofacies are presented by black shale and sandstone, respectively. Between them there are transitional

Keywords: *facies analysis, Dictyonema shale, Obolus sandstone, stratigraphy, Baltic-Ladoga Klint, Tremadoc Stage*

Acknowledgments: the author is grateful to his colleagues V. A. Mikhailov, Ya. Yu. Fadin, A. A. Chernyshev, and E. P. Shishov (Karpinsky Institute), who shared his field research in different years.

© Искюль Г. С., 2026

For citation: Iskül G. S. (2026). Architecture, lithology, and lithofacies of the Tosna and Koporye formations in their type sections (Lower Ordovician of North-West Russia). *Regional Geology and Metallogeny, 33*(1), 7–32. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_105_7-32

lithofacies of interbedded black shale and very fine-grained sandstone; toward the shore, the sand layers become thicker and coarser-grained, while the shale layers get increasingly thinner and rarer. The dynamics of facies changes in the Tosna and Koporye formations of the Pakerort Regional Stage aids in identifying three flooding surfaces corresponding to the lower boundaries of the Tosna Formation (FS-1, everywhere), Koporye Formation on the Lamoshka River (FS-2), and the one on the Tosna River (FS-3). The Koporye Formation in essentially black shale sections is assumed to completely replace the upper subformation of the Tosna Formation.

ВВЕДЕНИЕ

Тосненская (оболовые песчаники) и копорская (диктионемовые сланцы) свиты пакеркортского горизонта образуют силицикластическую базальную часть ордовикского разреза российской части Балтийско-Ладожского глинта (Мянниль и др., 1987; Попов и др., 1989). Тосненская свита сложена кварцевыми песчаниками с детритом и целыми створками беззамковых брахиопод, локально образующими месторождения раковинных фосфоритов. Копорская свита сложена черными «битуминозными» сланцами с остатками планктонных граптолитов и седиментационно-диагенетическими сульфидами (Альтгаузен и др., 1967; Schmidt, 1881). Несмотря на более чем столетнюю историю изучения, многие аспекты стратиграфии и седиментогенеза тосненской и копорской свит остаются дискуссионными или малоизученными. Так, их стратотипы детально не охарактеризованы, а в литературе можно встретить много неточностей в описании конкретных разрезов, спорные интерпретации седиментационных текстур и недостаточно обоснованные фациальные модели. В последние годы тосненская и копорская свиты Ижорской возвышенности стали объектами металлогенических исследований, в ходе которых автором были изучены основные обнажения пакеркортского горизонта и керны более 50 скважин. В результате этих исследований появилось много новой информации по строению и литологии пакеркортского горизонта, не всегда согласующейся с данными предшественников. Стало очевидно, что необходима ревизия стратиграфических и литолого-седиментологических данных, которую следует начинать с переизучения основных разрезов и составляющих их литотипов. В данной работе приводится послойное описание, литостратиграфическое расчленение и корреляция стратотипов тосненской и копорской свит, характеристика ключевых литотипов и на этой основе реконструкция фациального профиля позднепакеркортского палеобассейна. К сожалению, в масштабе статьи не все аспекты литологии могли быть рассмотрены с должной детальностью (например, минеральный состав кластики, микрокомпоненты керогена и т. п.).

Геологическое положение, палеогеография, стратиграфия

В венде–силуре Восточно-Европейская платформа представляла собой отдельный палеоконтинент Балтика, располагавшийся в южных широтах (Cocks et al., 2005). Его северо-западную часть занимал Балтийский палеобассейн, окруженный пенепленизированной низкой сушей и открывавшийся на западе в океан (Мянниль, 1966). Почти до конца раннего ордовика в Балтийском палеобассейне существовала силицикластическая седиментация; в тремадоке основными фациями являлись кварцевые песчаники с детритом фосфатных брахиопод (оболовые песчаники) и черные сланцы (диктионемовые) (Мянниль, 1966), которые формировались выше и ниже волнового базиса соответственно. Широкое развитие черносланцевой седиментации ниже уровня волнового перемешивания было следствием стратификации Мирового океана с более или менее постоянной глубоководной аноксией (например, Saltzman et al., 2015). В районах глубокого шельфа черносланцевая седиментация существовала практически непрерывно на протяжении среднего кембрия — раннего ордовика — «квасцовые сланцы» района Осло, Южной Швеции и Польши (Мянниль, 1966; Andersson et al., 1985). В обстановках мелкого шельфа (Ботнический район, Балтийско-Ладожский глинт) черные сланцы в заметном количестве появились лишь в тремадоке, что связывается со среднетремадокской трансгрессией (Дронов и др., 1998; Попов и др., 1989; Nielsen et al., 2006). В настоящее время тремадокские черные сланцы встречаются в нескольких географически разобщенных районах Балтоскандии (рис. 1, *a*).

Территория, рассматриваемая в данной работе, соответствует российской части Балтийско-Ладожского глинта, где в ордовике существовал широтно-ориентированный прогиб, представлявший собой залив или пролив в составе Балтийского палеобассейна. Осевая часть прогиба, по-видимому, совпадала с современными котловинами Финского залива и Ладожского озера. Ныне сохранились лишь отложения южного фланга этого прогиба, ограниченные с севера глинтом. На российской части глинта тосненская свита (верхняя часть оболовых песчаников) и копорская свита (диктионемовые сланцы) образуют единый комплекс, ограниченный региональными несогласиями (Асаткин, 1937; Мюрисепп, 1958; Попов и др., 1989; Рухин, 1939; Mickwitz, 1896) (рис. 1, *c*). Вдоль глинта тремадокские черные сланцы достигают наибольшей мощности, а в 5–100 км южнее полностью выклиниваются (Давыдова и др., 1960; Попов и др., 1989; Хейнсалу, 1990) (рис. 1, *b*).

Тосненская свита соответствует верхней части «унгулитового песчаника» Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881) или «оболового песчаника» А. Г. Миквица

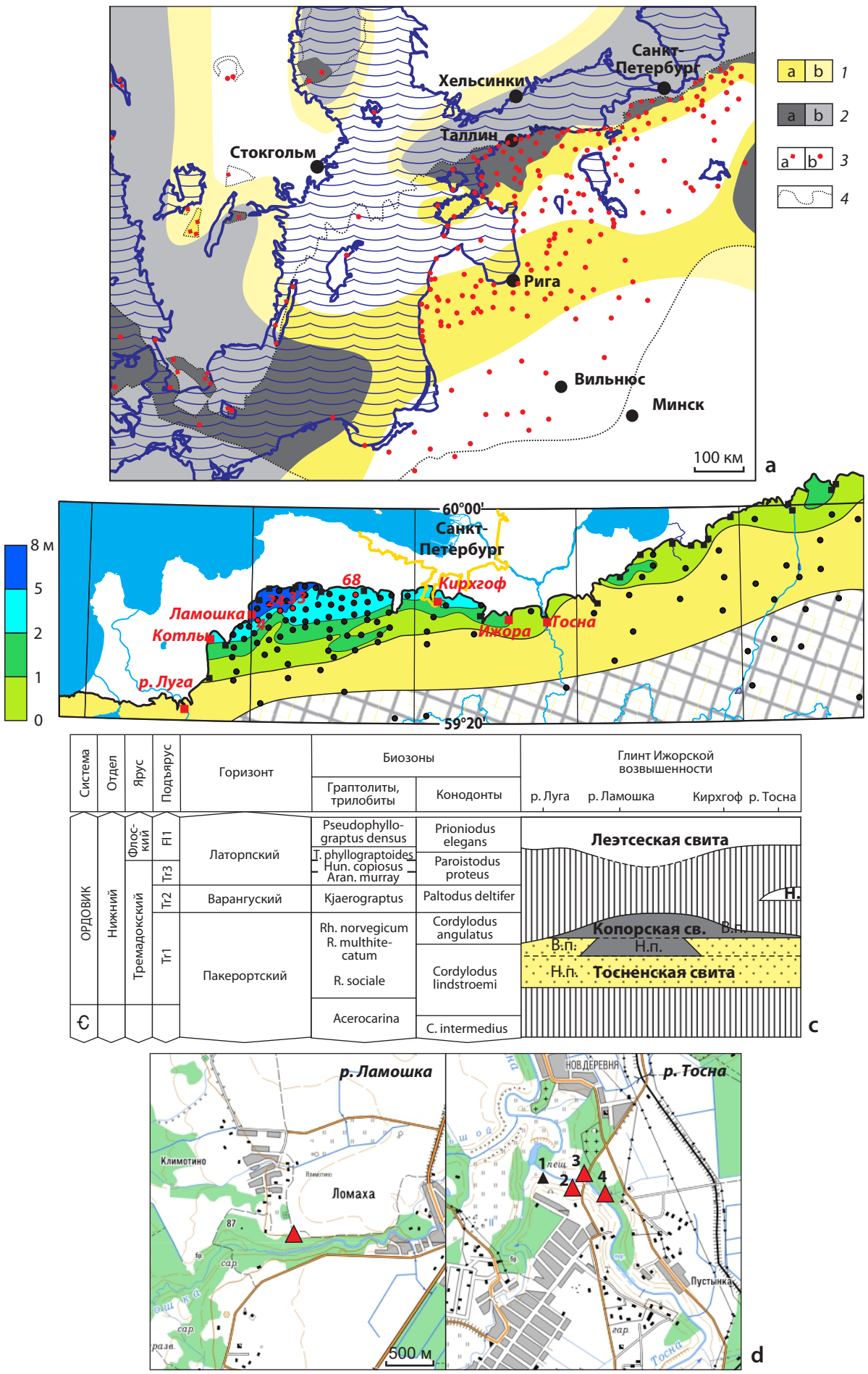


Рис. 1. Палеогеография, стратиграфия и положение изученных разрезов оболовых песчаников и черных сланцев нижнего ордовика Балтийского палеобассейна

a — основные литофации Балтийского палеобассейна в раннем ордовике: ***1*** — песчаные литофации известные (*a*) и предполагаемые (*b*), ***2*** — черносланцевые фации известные (*a*) и предполагаемые (*b*), ***3*** — обнажения (*a*) и скважины (*b*), ***4*** — контуры современного распространения ордовикских отложений; **b** — распространение тремадокских оболовых песчаников и черных сланцев вдоль Балтийско-Ладожского глинта. Южная граница оболовых песчаников на российской части показана по большей части приблизительно. Слева — шкала мощностей черных сланцев тюрисалуской и копорской свит; **c** — литостратиграфия верхнего кембрия и нижнего ордовика на глинте Ижорской возвышенности. Сокращения: Н. — назиевская свита, Н.п., В.п. — нижняя подсвита, верхняя подсвита; **d** — местоположение изученных разрезов: ***1*** — голостратотип копорской свиты, ***2*** — голостратотип тосненской свиты, ***3*** — предлагаемый гипостратотип тосненской свиты в пещере Трёхглазка, ***4*** — Придорожный карьер, ***5*** — пещера Жемчужная

Источник: **a, b** — по Попову и др. (1989), Хейнсалу (1990), Nielsen et al. (2006); **c** — по Popov et al. (2019) и неопубликованным данным Т. Ю. Толмачевой

Fig. 1. Paleogeography, stratigraphy, and position of the studied sections of Obolus sandstone and black shale in the Lower Ordovician Baltic paleobasin

a — basic lithofacies of the Early Ordovician Baltic paleobasin: ***1*** — established (*a*) and inferred (*b*) sandy lithofacies; ***2*** — established (*a*) and inferred (*b*) black shale lithofacies; ***3*** — outcrops (*a*) and drillholes (*b*); ***4*** — modern distribution outlines of the Ordovician deposits; **b** — distribution of the Tremadocian Obolus sandstone and Dictyonema shale along the Baltic-Ladoga Klint. There is mainly shown the approximate southern boundary of the Obolus sandstone on the Russian part. On the left — a thickness scale of black shale in the Türisalu and Koporye formations; **c** — Upper Cambrian and Lower Ordovician lithostratigraphy of the Izhora Upland Klint. Abbreviations: H — Nazya Formation, Н.п., В.п. — lower subformation, upper subformation; **d** — location of the studied sections: ***1*** — Koporye Formation holostratotype, ***2*** — Tosna Formation holostratotype, ***3*** — proposed hypostratotype of the Tosna Formation in the Trekhglazka Cave, ***4*** — Pridorozny Quarry, ***5*** — Zhemchuzhnaya Cave

Source: **a**, **b** — from Popov et al. (1989), Heinsalu (1990), Nielsen et al. (2006); **c** — from Popov et al. (2019) and unpublished data by T. Yu. Tolmacheva

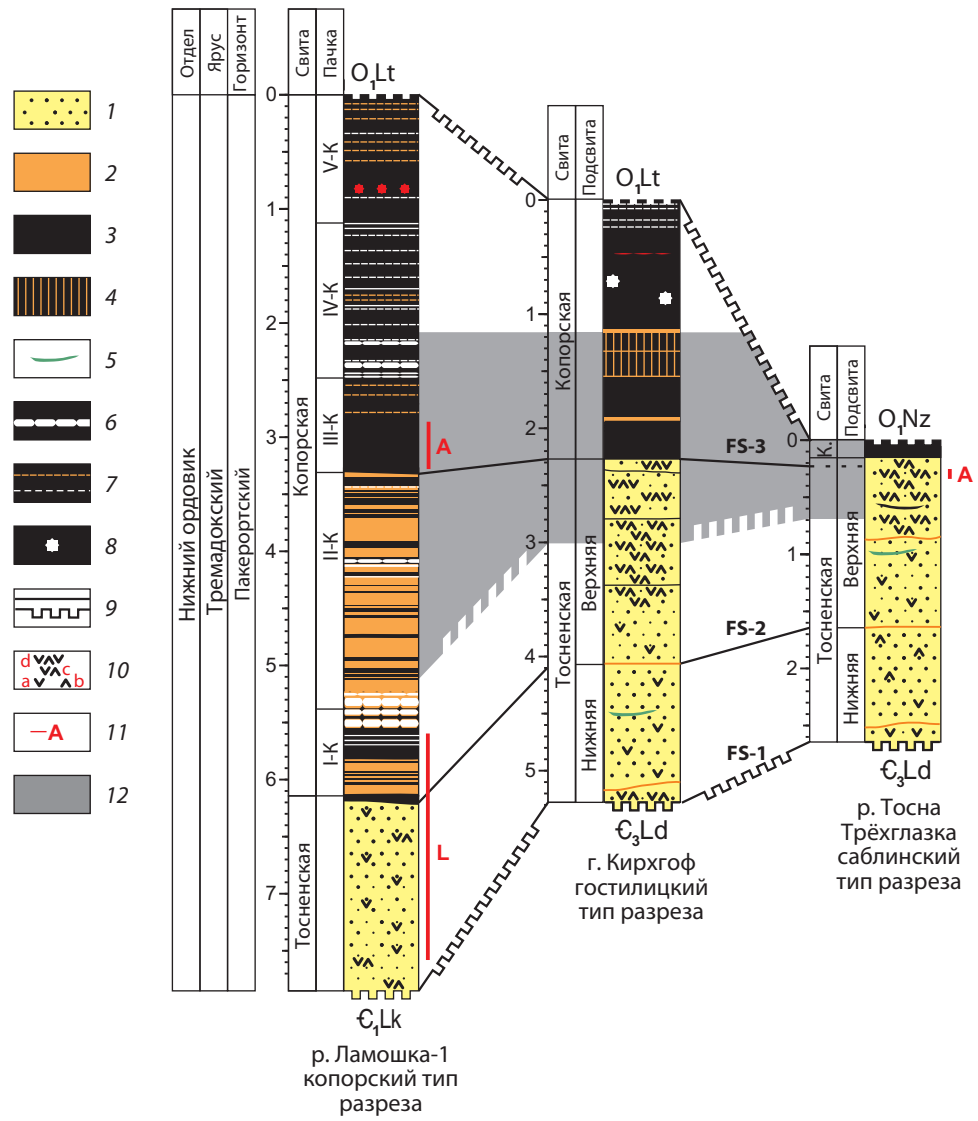


Рис. 2. Типы разреза тремадокской части пакерортского горизонта Ижорской возвышенности

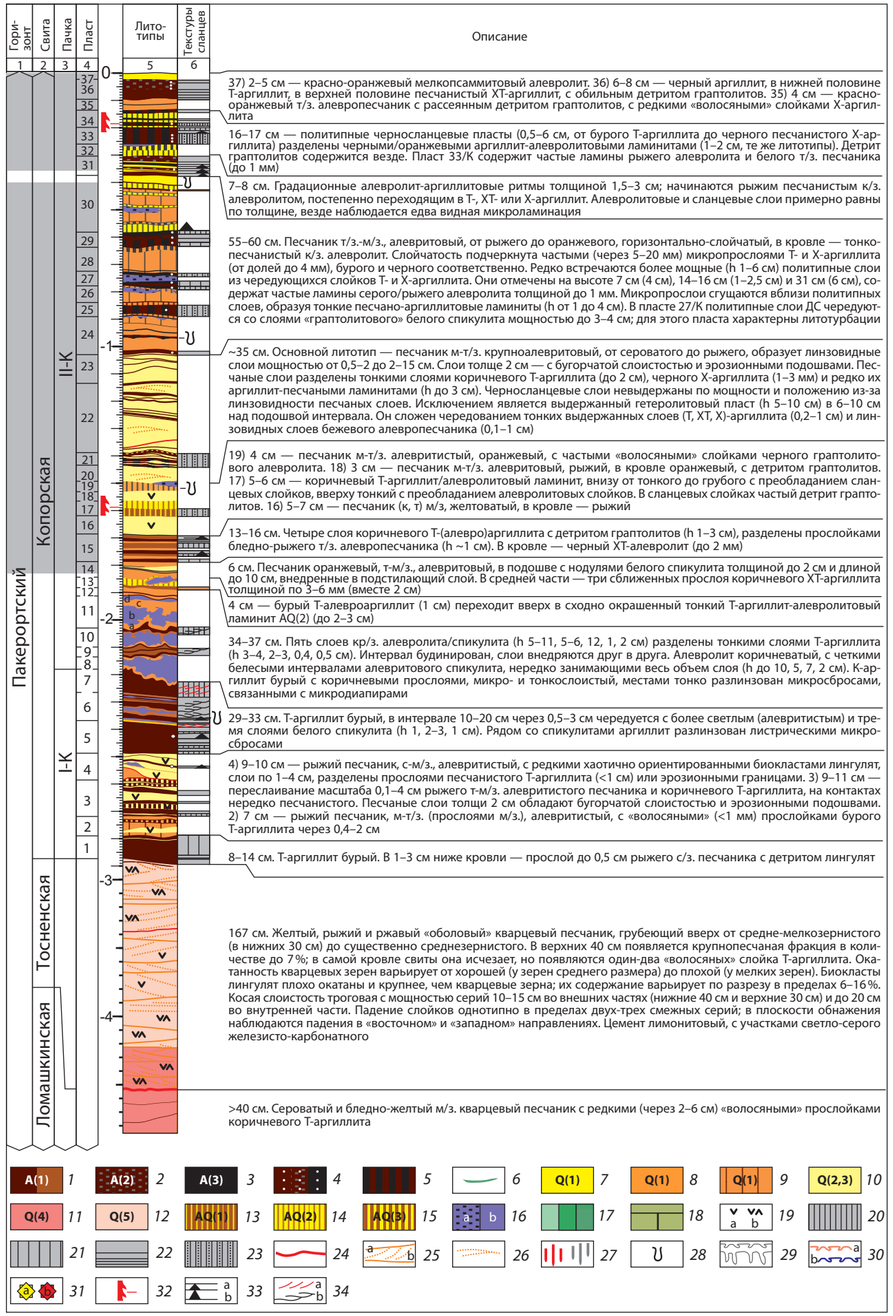
1 — среднезернистый песчаник; ***2*** — мелко-тонкозернистый песчаник, алевролит; ***3*** — керогенистый аргиллит; ***4*** — он же с алевритовыми швами 0,1–1 мм через 2–20 мм; ***5*** — линзы и прослои глин; ***6*** — спикулиты; ***7*** — прослои песчаников и спикулитов вне масштаба; ***8*** — антракониты; ***9*** — эрозионные поверхности; ***10*** — содержание детрита оболид <5 % (*a*), 5–15 % (*b*), 15–25 % (*c*) и 25–50 % (*d*); ***11*** — интервалы распространения *Cordylodus angulatus* (A) и *C. lindstroemi* (L); ***12*** — «граптолитовый» интервал; FS — поверхности затопления

Источник: тосненская свита г. Кирхгоф и ***11*** — по Попову и др. (1989)

Fig. 2. Section types of the Tremadocian part of the Pakerort Regional Stage in the Izhora Upland

1 — medium-grained sandstone; ***2*** — fine-grained sandstone, siltstone; ***3*** — kerogenous black shale; ***4*** — the same with silt seams 0.1–1 mm every 2–20 mm; ***5*** — clay lenses and interlayers; ***6*** — spiculite; ***7*** — sandstone and spiculite interlayers out of scale; ***8*** — anthraconite; ***9*** — erosion surfaces; ***10*** — Obolus bioclast content of <5 % (*a*), 5–15 % (*b*), 15–25 % (*c*), and 25–50 % (*d*); ***11*** — range of *Cordylodus angulatus* (A) and *C. lindstroemi* (L); ***12*** — "graptolitic" interval; FS — flooding surfaces

Source: Tosna Formation of Kirchhoff section and ***11*** — from Popov et al. (1989)



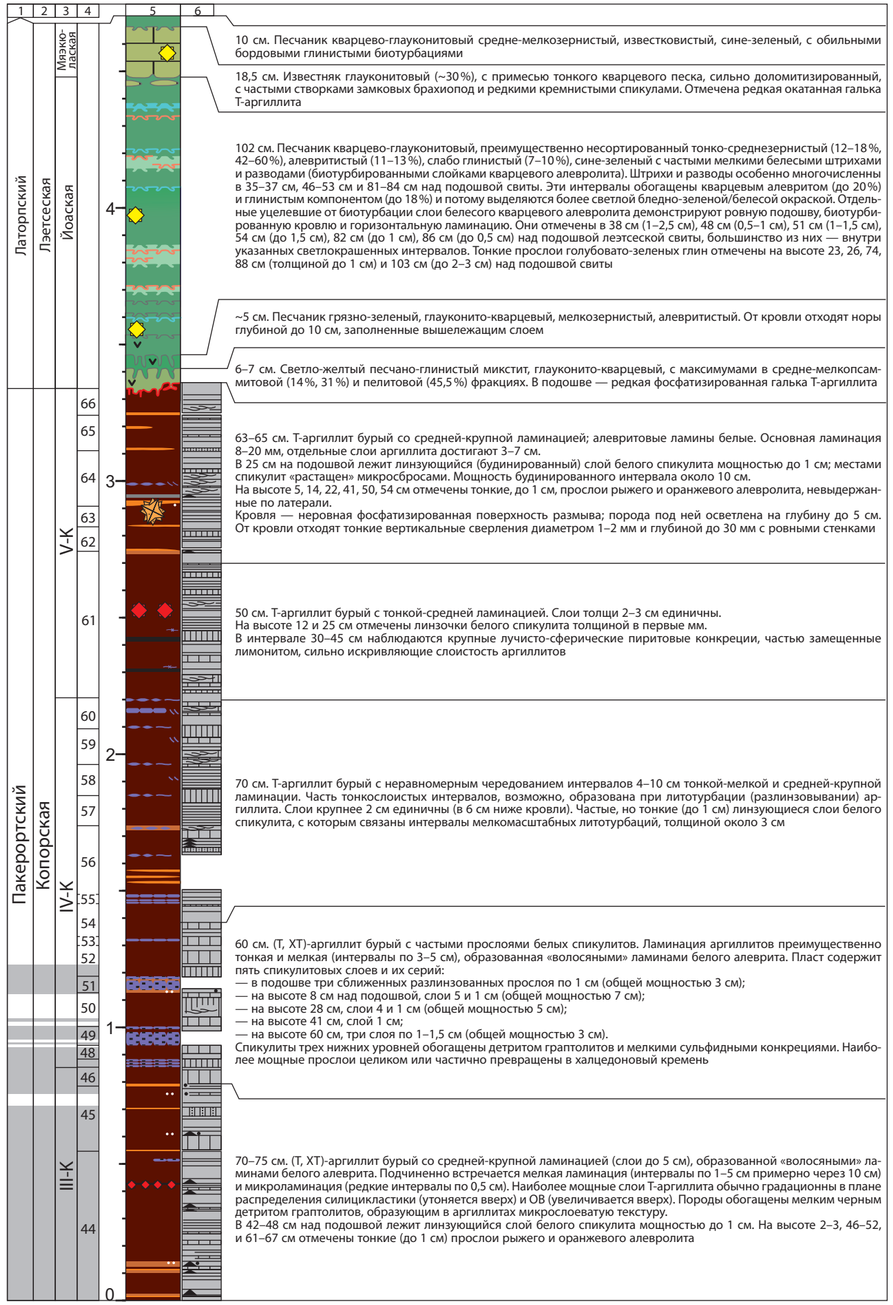


Рис. 3. Тосненская, копорская и леэтсеская свиты в разрезе Ламошка-1

Тосненская свита показана в меньшем масштабе. Серая заливка стратиграфической шкалы — «граптолитовый» интервал. Сокращения: Т — талломоальгинитовый, Х — хитинитовый, Х-Т — хитинит-талломоальгинитовый; ср/з., м/з., т/з. — средне-, мелко- и тонкозернистый

1–4 — керогенистые: Т- (*1*), ХТ- (*2*) и Х-аргиллиты (*3*), *4* — их песчанистые разности; ***5*** — чередование Х- и Т-аргиллитов вне масштаба; ***6*** — линзы глин; ***7*** — песчанистый тонкий алевролит; ***8*** — тонкозернистый песчаник/крупнозернистый алевролит; ***9*** — то же, с микропрослоями К-аргиллита, следующими через 0,5–4 см; ***10*** — песчаники существенно мелкозернистые; ***11*** — песчаники мелко-среднезернистые; ***12*** — песчаники среднезернистые; ***13–15*** — ламиниты микро- (*13*), тонко- (*14*) и грубослоистые (*15*), цветовая модель дана для Т-аргиллит/алевролитовых разностей; ***16*** — спикулиты с детритом граптолитов (*a*) и без него (*b*); ***17*** — кварцево-глауконитовые и глауконито-кварцевые «песчаники» разной окраски; ***18*** — глауконитовый известняк; ***19*** — содержание биокластов лингулят <10% (*a*), 10–25% (*b*); ***20–22*** — ламинация керогенистых аргиллитов, алевритовая микро- (*20*), тонкая и мелкая (*21*), средняя и крупная (*22*) (в масштабе рисунка); ***23*** — микроламинация с песчаными ламинами; ***24*** — эрозионные поверхности; ***25*** — границы косослоистых серий (*a*) и направление падения слойков в них (*b*); ***26*** — бугорчатая косая слоистость; ***27*** — вертикальные норки на омиссионных поверхностях; ***28*** — горизонтальные следы рытья; ***29, 30*** — биотурбированные слои «глауконитового песчаника» (*29*), алевролита (*30a*) и глины (*30b*) в леэтсеской свите; ***31*** — пиритовые конкреции «свежие» (*a*) и окисленные (*b*); ***32*** — находки определимых граптолитов; ***33*** — градационные слои керогенистого аргиллита; ***34*** — линзовидная и черепитчатая текстуры, образованные микросбросами

Fig. 3. Tosna, Koporye, and Leetse formations in the Lamoshka-1 section

The Tosna Formation is shown on a smaller scale. The gray fill of the stratigraphic scale is the "graptolitic" interval. Abbreviations: T — thallomoalginite, X — chitinite, X-T — chitinite-thallomoalginite; ср/з., м/з., т/з. — medium-, fine-, and very fine-grained

1–4 — kerogenous T- (*1*), XT- (*2*) and X-argillites (*3*), *4* — their sandy varieties; ***5*** — alternation of X- and T-argillites out of scale; ***6*** — clay lenses; ***7*** — sandy fine-grained siltstone; ***8*** — very fine-grained sandstone / coarse-grained siltstone; ***9*** — the same, with microlayers of K-argillite, following every 0.5–4 cm; ***10*** — heavily fine-grained sandstone; ***11*** — fine- to medium-grained sandstone; ***12*** — medium-grained sandstone; ***13–15*** — micro-layered (*13*), thin-layered (*14*), and thick-layered (*15*) laminites, the color pattern is for T-argillite / Q-siltstone varieties; ***16*** — spiculites with graptolite detritus (*a*) and without it (*b*); ***17*** — quartz-glauconitic and glauconite-quartz "sandstones" of different colors; ***18*** — glauconitic limestone; ***19*** — lingulate bioclast content of <10% (*a*), 10–25% (*b*); ***20–22*** — silt laminae in kerogenous mudstone, forming micro- (*20*), very thin and thin (*21*), medium and thick lamination (*22*) (at the figure scale); ***23*** — microlamination with sandy laminae; ***24*** — erosion surfaces; ***25*** — boundaries of cross-bedded series (*a*) and lamina dip direction (*b*); ***26*** — hummocky cross-bedding; ***27*** — vertical burrows on omission surfaces; ***28*** — horizontal infaunal burrows; ***29, 30*** — bioturbated layers of "glauconitic sandstone" (*29*), siltstone (*30a*), and clay (*30b*) in the Leetse Formation; ***31*** — "fresh" (*a*) and oxidized (*b*) pyrite nodules; ***32*** — identifiable finds of graptolite; ***33*** — graded layers of kerogenous argillite; ***34*** — lenticular and imbricated textures formed by microfaults

(Mickwitz, 1896). Выделенный Л. Б. Рухиным (1939) стратотип предложен на левом берегу р. Тосна выше устья р. Саблинка (Попов и др., 1989). Свита сложена кварцевыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, косослойчатыми, с детритом лингулятных брахиопод. В низах и верхах свиты могут встречаться редкие прослойки черных сланцев. Мощность тосненской свиты в северной части Ижорской возвышенности составляет 1,7–6 м. Литология рассматривалась в ряде работ (Берто и др., 2011; Кулямин, 1975; Рухин, 1939; Тугарова и др., 2014). Свита с параллельным несогласием лежит на разных отделах кембрия, согласно перекрывается копорской свитой, а в местах ее отсутствия — леэтсеской свитой латорпского горизонта. Поскольку в стратотипе тосненская свита труднодоступна, в качестве гипостратотипа здесь рассматривается разрез пещеры Трёхглазка в 500 м выше по течению по тому же берегу (N 59°40′6″, E 30°47′41″; рис. 1, *d*). Дополнительные разрезы были изучены также в пещере Жемчужная (N 59°40′6″, E 30°48′0″) и в Придорожном карьере (N 59°40′14″, E 30°47′51″).

Копорская свита соответствует «диктионемовому сланцу» Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881). Первоначально была выделена как копорский подгоризонт (Балашова и др., 1959), в ранг свиты переведена коллективом авторов, установивших ее лектостратотип на правом берегу р. Ламошка в 1,2 км ниже моста в д. Ломаха, в 5 км южнее с. Копорье (Сергеева и др., 1986) (обозначено здесь как разрез Ламошка-1, N 59°40′0″, E 29°0′30″; рис. 1, *d*). Основным литотипом являются тонкоплитчатые черные/бурые «битуминозные» аргиллиты с сапропелевым керогеном, аутигенным пиритом и пелагическими фоссилиями (граптолитами, конодонтами, акритархами). Эпизодически встречаются прослои кремнистых спикулитов мощностью до 9 см. В наиболее полных разрезах копорская свита состоит из двух подсвит: нижней песчано-сланцевой и верхней сланцевой; в кровле ограничена хорошо выраженной поверхностью несогласия (Асаткин, 1937; Попов и др., 1989). Максимальные мощности копорской свиты (до 9,1 м) отмечаются на глинте Ижорской возвышенности.

Вышележащий комплекс «глауконитовых песчаников» варангуского и латорпского горизонтов трансгрессивно лежит на разных уровнях пакеpортского горизонта (на копорской свите на глинте и на тосненской свите южнее глинта), распространяясь южнее линии его выклинивания.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основе работы лежат результаты изучения 9 обнажений пакеpортского горизонта на глинте Ижорской возвышенности (выработки у п. Котлы и на г. Кирхгоф, руч. Кастивский, рек Ламошка, Копорка, Воронка, Поповка, Ижора, Тосна), а также керна более 50 скважин, пробуренных южнее. Обнажения были расчищены, послойно задокументированы и опробованы (черносланцевые интервалы — без пропусков). В качестве опорных выбраны разрезы р. Ламошка и р. Тосна, заключающие стратотипы копорской и тосненской свит соответственно.

Литотипы выделены по комплексу вещественных, структурных и текстурных признаков с тремя уровнями приближения: бинокуляр, петрографический микроскоп и (для черных сланцев) сканирующий электронный микроскоп (далее — СЭМ). По 2–3 образца каждого литотипа были изучены в стандартных шлифах (24 шлифа). Для 42 проб алеврито-песчаных пород выполнялся гранулометрический анализ на шесть фракций: пелитовую (<0,005 мм), алевритовую (0,005–0,05 мм), тонко- (0,05–0,1 мм), мелко- (0,1–0,25 мм), средне- (0,25–0,5 мм) и крупнопесчаную (0,25–0,5 мм). Пелитовая фракция выделялась методом отмучивания по методике, описанной Н. В. Логвиненко[1]. Зерна алевритового размера подразделялись на тонкие (0,005–0,01 мм), средние (0,01–0,025 мм) и крупные (0,025–0,05 мм). Отдельно анализировались валовые пробы и пробы, очищенные от фосфатных биокластов кипячением в соляной кислоте.

Для глинистых пород принято разделение слойчатых текстур по масштабу: микромасштаб (0,2–2 мм), тонкий (2–5 мм), мелкий (5–10 мм), средний (10–20 мм), крупный (20–60 мм). Текстуры аргиллитов, спикулитов и тонких кварцевых кластолитов изучались в поперечных спилах, которые шлифовались и сканировались с разрешением 600 и 1200 dpi.

В работе приняты следующие сокращения: К — керогенсодержащий (аргиллит); Q — кварцевый (кластолит); ЛФ — литофация; ОВ — органическое вещество. Термин «черные сланцы» используется в широком смысле для обозначения глиноподобных черных, бурых и коричневых сланцеватых пород, существенную часть которых составляет кварц-гидрослюдистый пелит-тонкоалевритовый матрикс, обогащенный органическим веществом.

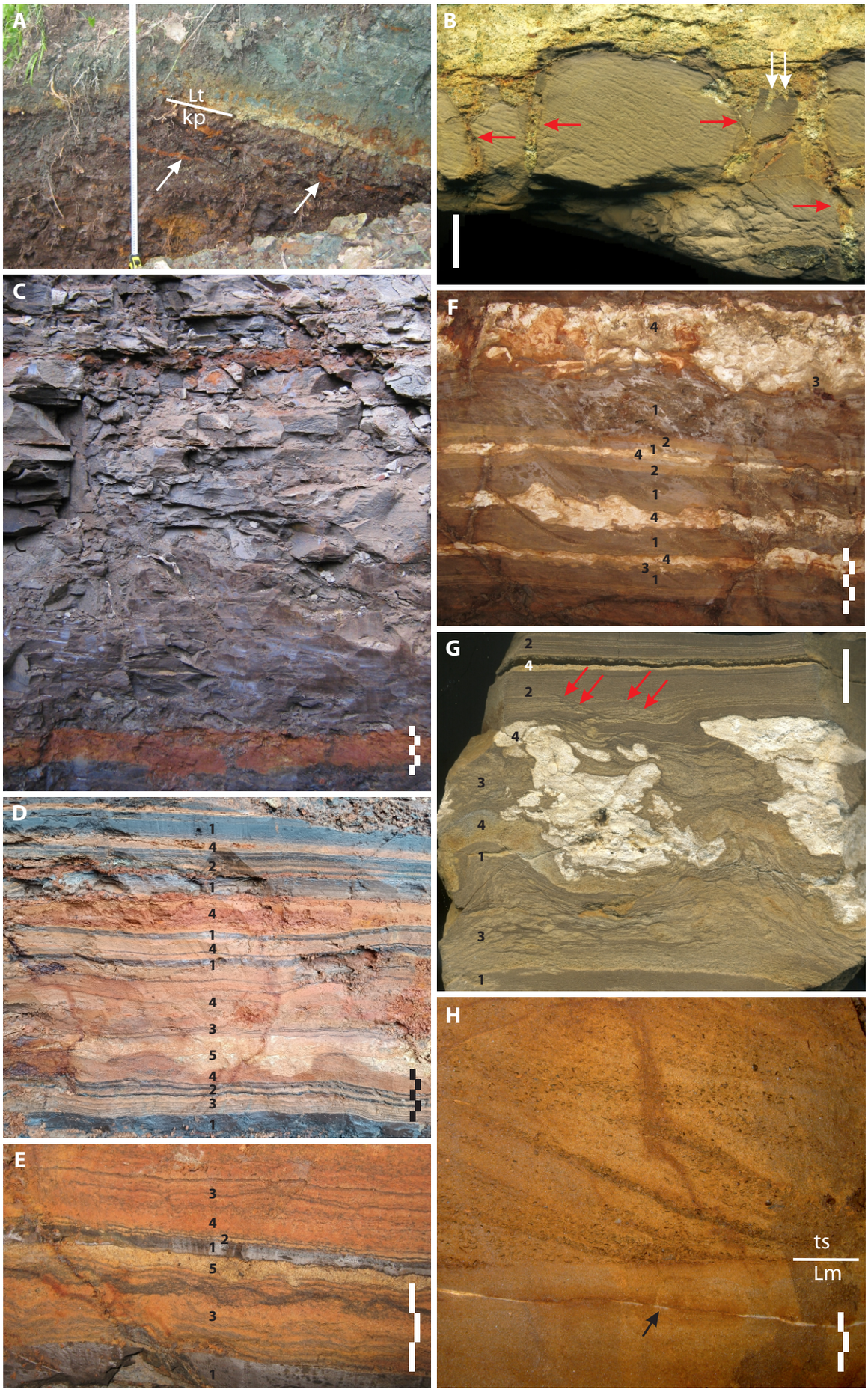
РЕЗУЛЬТАТЫ

Типы разреза

На Ижорской возвышенности выделены три типа разреза пакеpортского горизонта — копорский, гостилицкий и саблинский — по соотношению мощностей тосненской и копорской свит (рис. 2).

Копорский тип, наиболее полный и мощный (6,0–9,1 м), развит на участке глинта от р. Ламошка до р. Воронка. Тосненская свита здесь маломощна (1,7–2 м), а копорская свита составляет 70–100 % мощности горизонта (5,0–9,1 м) и представлена двумя подсвитами примерно равной мощности. Нижнекопорская подсвита сложена переслаиванием черных сланцев и мелко-тонкозернистых песчаников с преобладанием последних. Верхнекопорская подсвита сложена почти целиком черными сланцами; средняя часть подсвиты содержит частые прослои спикулитов, что позволяет делить ее на три

[1] Логвиненко Н. В. Морская геология : учеб. пособие. Л. : Недра, Ленингр. отд-ние, 1980. 343 с.


A
Lt
kp
B
C
F
G
D
E
H
ts
Lm

пачки — подспикулитовую, спикулитовую и надспикулитовую. Пример строения разрезов этого типа дает обнажение на правом берегу р. Ламошка, стратотипический для копорской свиты (см. ниже).

Гостилицкий тип (5,3–8,0 м) развит на участке глинта от р. Лопухинка до р. Поповка. Тосненская свита достигает здесь своей максимальной мощности в пределах Ижорской возвышенности (4–6 м) и представлена двумя подсвитами. Копорская свита (1,0–3,8 м) составляет 50–20 % мощности пакерортского горизонта, нижняя подсвита редуцирована или отсутствует, верхняя подсвита редуцирована за счет эрозии надспикулитовой пачки. Характерные разрезы — в старом карьере на вершине г. Кирхгоф между валуном Петровский Камень и старым финским кладбищем (координаты N 59°41′31″, E 30°10′3″), а также на р. Поповка (Пандеровская антиклиналь, координаты N 59°40′1″, E 30°24′12″). Мощность копорской свиты там составляет 2,3 м и 1,1 м соответственно. Гостилицкий тип является переходным между копорским и саблинским и здесь детально не рассматривается.

Саблинский тип (2,6–3,6 м) характеризуется (почти) полным выклиниванием копорской свиты (<0,5 м), вследствие чего тосненская свита составляет 90–100 % мощности горизонта даже несмотря на некоторое сокращение ее мощности (2,5–3,2 м). Типичные разрезы — по рекам Тосна (см. ниже) и Ижора (координаты N 59°40′27″, E 30°34′47″).

Река Ламошка (копорский тип разреза, стратотип копорской свиты)

Выходы нижнего палеозоя наблюдаются по обоим берегам между д. Ломаха и глинтом (рис. 1, *d*). В разрезе Ламошка-1 от уреза реки вскрываются (снизу вверх): верхи люкатиской свиты нижнего кембрия (0,1 м, у уреза воды), ломашкинская свита верхнего кембрия (2,2 м), тосненская (1,7 м), копорская (6,2 м), леэтсеская (1,35 м), волховская (3,6 м) и лообуская (3,0 м и более) свиты ордовика. Последние две сложены твердым известняком и образуют почти отвесный обрыв; подстилающие свиты сложены более мягкими песчано-глинистыми отложениями, формирующими более пологий склон. Породы имеют здесь наклон 325° СЗ/5–12°.

Тосненская свита мощностью 1,7 м лежит на слабо неровной, размытой кровле ломашкинской свиты (рис. 3; рис. 4, *H*). Сложена рыжим/ржавым кварцевым песчаником с примесью биокластов оболид, «грубеющим» вверх от мелкозернистого в подошве до существенно среднезернистого в основной части. У кровли свиты отмечены один-два тончайших слойка К-аргиллита, появление которых совпадает с возвратом к преобладанию мелкопсаммитовой фракции. Содержание биокластов оболид варьирует в пределах 6–16 % с максимумом в ее наиболее мелкозернистой подошвенной части. Косая слойчатость трогового типа, мощность серий 10–15 см во внешних частях (нижние 40 см и верхние 30 см) и до 20 см во внутренней части. Роза-диаграмма косой слойчатости, составленная Л. Н. Куляминым (1975), показывает отчетливое преобладание течений направлений 300–310°. По данным шлифов и СЭМ, породы тосненской свиты имеют мономинеральный кварцевый состав. Цемент лимонитовый, с участками светло-серого кальцитового.

Копорская свита (6,2 м) состоит из двух подсвит примерно равной мощности (рис. 3). Нижняя подсвита (2,4–2,9 м) сложена частым переслаиванием бурых/черных К-аргиллитов с рыжими и оранжевыми кварцевыми псаммоалевролитами-

Рис. 4. Литотипы и стратиграфические границы терригенной части нижнего ордовика р. Ламошка

Деление масштабной линейки 1 см. Здесь и далее индексы свит: Lt — леэтсеская, kp — копорская, ts — тосненская, Lm — ломашкинская

A — несогласный контакт копорской и леэтсеской свит, белые стрелки — окисленные пиритовые линзы, выросшие в тонких прослоях Q-алевролита; ***B*** — тот же контакт крупным планом. Рельеф эродированной кровли диктионемового сланца осложнен неглубокими трещинами (красные стрелки) и сверлениями (белые стрелки); ***C*** — черный керогенистый «аргиллит» верхнекопорской подсвиты. Красные прослои — окисленные пластовые конкреции пирита, выросшие в прослоях Q-алевролита; ***D, E*** — переслаивание в верхах пачки II-K: керогенистых аргиллитов (*1*), песчано-аргиллитовых ламинитов грубых (*2*) и тонких (*3*), алевритовых тонкозернистых песчаников (*4*) и песчанистых спикулитов (*5*); ***F*** — «нижние» спикулиты в пограничной части пачек I-K и II-K: керогенистые аргиллиты (*1*) и алевроаргиллиты (*2*), алевролиты (*3*), будинированные спикулиты (*4*); ***G*** — будинированный интервал в подошве пачки II-K: К-аргиллит массивный (*1*) и микрослоистый (*2*), разлинзованный алевролит-аргиллитовый интервал (*3*), крупнозернистый песчанистый алевролит (*4*), нодули и микродиапиры спикулитового слоя (*5*) верхнего на фиг. F. Красные стрелки отмечают микросбросы над микродиапиром спикулита; ***H*** — несогласный контакт ломашкинской и тосненской свит, стрелка — выветрелый слой К-аргиллита

Fig. 4. Lithotypes and stratigraphic boundaries of the Pakerort Regional Stage of the Lamoshka River section

Scale bar is 1 cm. The formation indices henceforward: Lt — Leetse, kp — Koporye, ts — Tosna, Lm — Lamoshka

A — disconformity between the Koporye and Leetse Formations, white arrows refer to oxidized pyrite lenses grown in thin interlayers of Q-siltstone; ***B*** — close view of the same boundary. Shallow cracks (red arrows) and borings (white arrows) complicate the eroded top relief of the Dictyonema shale; ***C*** — black kerogenous "argillite" of the Upper Koporye Subformation. Red interlayers refer to oxidized bed-like pyrite nodules grown in Q-siltstone interlayers; ***D, E*** — interbedding of kerogenous argillite (*1*), thick-layered (*2*) and thin-layered (*3*) sandstone-argillite, very fine-grained silty sandstone (*4*), and sandy spiculite in the Member II-K top (*5*); ***F*** — "Lower" spiculite in the margins of the Members I-K and II-K: kerogenous argillite (*1*) and silty argillite (*2*), siltstone (*3*), boudinage spiculite (*4*); ***G*** — boudinage interval in the Member II-K base: massive (*1*) and microlaminated (*2*) K-argillite, lenticular siltstone-argillite interval (*3*), coarse-grained sandy siltstone (*4*), nodules and microdiapirs of the spiculite layer (*5*) the upper one in fig. F. Red arrows mark microfaults above the spiculite microdiapirs; ***H*** — disconformity between the Lamoshka and Tosna formations, the arrow refers to the weathered layer of K-argillite

алевропсаммитами; яркая окраска последних обусловлена современным окислением тонкого пирита. Нижняя граница представляет собой литологически резкий уровень, при пересечении которого полностью меняются характер стратификации и набор литотипов: 1) появляются мощные пласты черных сланцев, 2) песчаники становятся тонко- и мелкозернистыми, заметно алевритовыми, в них почти полностью исчезает детрит оболид, косая слойчатость сменяется волнистой и горизонтальной, подчеркнутой частыми (через 0,1–7 см) тончайшими слойками К-аргиллита. Нижняя подсвита подразделяется на пачки I-K и II-K по соотношению черносланцевых и алеврито-песчаных слоев. Пачка I-K образована сближенными черносланцевыми слоями, достигающими 12–14 см. Пачка II-K представлена довольно тонким чередованием черносланцевых и алеврито-песчаных слоев с преобладанием последних (рис. 4, *D*, *E*). Она содержит около 15 основных слоев К-аргиллита толщиной 1–7 см (простых и комплексных), не считая обильных одиночных слойков толщиной 1–3 мм. Начиная с середины II-K, черносланцевые слои становятся все более частыми (а их комплексные слои — более мощными и однородными), тогда как алевропесчаные слои вверх утоняются (до 1–3 см в кровле пачки) и переходят в аргиллит-алевропесчаные ламиниты.

Верхнекопорская подсвита (3,2–3,3 м) сложена бурыми/черными К-аргиллитами с отчетливой ламинацией (1–50 мм), образованной тончайшими слойками белого алеврита (рис. 4, *C*). Нижняя граница проведена по резкому уменьшению мощности (с 2–6 см до 0,5 см) и частоты алевропесчаных слоев, то есть по появлению однородных К-аргиллитов. Подсвита подразделена автором на три пачки по относительной частоте и мощности спикулитовых слоев — III-K, IV-K (спикулитовую) и V-K. По разрезу верхней подсвиты наблюдается довольно тонкая (не более 15 см) неравномерная ритмичность за счет чередования интервалов тонкой и грубой алевритовой ламинации. Наиболее грубая ламинация (2–5 см) отмечается в пачке III-K и верхах пачки V-K. Кровля копорской свиты представляет собой неровную фосфатизированную эрозионную поверхность, осложненную полигональными трещинами и вертикальными цилиндрическими сверлениями (диаметр — 2–3 мм, глубина — до 3 см) (рис. 4, *A*, *B*). По трещинам могут быть выработаны неглубокие канавки, содержащие дресву и мелкий щебень К-аргиллита. Края трещин не несут пластических деформаций, возникающих при усыхании или промерзании нелитифицированных осадков. Трещины и сверления заполнены базальным слоем леэтеской свиты. Непосредственно под поверхностью размыва К-аргиллит черный (первые мм), ниже — светло-серо-коричневый до глубины 2–3 см.

Почти по всему разрезу копорской свиты встречаются будинированные слои спикулитов, выделяясь белым цветом на фоне пород. Наиболее мощные и/или частые из них встречаются в двух интервалах, имеющих маркирующее значение. «Нижние спикулиты» (30–40 см) располагаются в подошве пачки II-K. Они содержат четыре основных слоя, мощность которых резко изменчива из-за будинажа (1–9 см) (рис. 4, *F*, *G*). Спикулиты выше по разрезу пачки II-K латерально невыдержаны; нередко они представляют собой смесь спикул с материалом вмещающих песчаных слоев и окрашены сходно с ними, но светлее (пласты 25, 30; рис. 4, *D*, *E*). «Верхние спикулиты» (1,35 м), или пачка IV-K, содержат тонкие (обычно 0,5–2 см) слои белых спикулитов, следующих по разрезу через 1–13 см.

К-аргиллиты характеризуются в целом талломоальгинитовым типом ОВ, но в средней части копорской свиты к нему присоединяется граптолитовый хитинит, присутствующий во всех типах пород (слои 14–52, далее — «граптолитовый» интервал). В К-аргиллитах детрит граптолитов может быть особенно многочисленным, образуя хитинит-талломоальгинитовые и даже чисто хитинитовые разности. К последним приурочены скопления целых тек граптолитов *Rhabdinopora flabelliforme rossica* Eichwald в подошве пласта 14 и внутри пласта 34.

Данное строение копорской свиты — два существенно черносланцевых интервала (пачка I-K и верхняя подсвита), «нижние» и «верхние» спикулиты, «граптолитовый» интервал — выдержано вдоль глинта Ижорской возвышенности, по меньшей мере, от р. Ламошка до р. Воронка (20 км).

Река Тосна (саблинский тип разреза, стратотип тосненской свиты)

Обнажения тосненской и копорской свит наблюдаются по обоим берегам р. Тосна с перерывами от Тосненского водопада до впадения ее левого притока — р. Саблинка (Рухин, 1939; Попов и др., 1989). Для характеристики этих литостратонов выбран разрез пещеры Трёхглазка как максимально доступный в настоящее время и расположенный всего в 500 м выше по течению от стратотипа тосненской свиты.

Тосненская свита мощностью 2,5 м лежит на слабо неровном субаэральном несогласии (Попов и др., 1989), срезающем песчаники, глины и черные К-аргиллиты ладожской свиты и песчаники подстилающей саблинской свиты. В сложно построенной тосненской свите можно выделить тела трех иерархических уровней. Первому уровню отвечают троговые косослойчатые серии, врезанные друг в друга, второму — пакеты этих серий, ограниченные локальными омиссионными поверхностями, колонизированными инфауной. Третьему уровню отвечают нижнетосненская подсвита и две пачки верхнетосненской подсвиты; они разделены сравнительно выдержанными омиссионными поверхностями. Так, поверхность на границе подсвит может быть прослежена далеко за пределы каньона р. Тосна. Тела третьего уровня представляют собой своего рода циклиты, характеризующиеся сперва утолщением косослойчатых серий от подошвы к середине, а затем их утонением к кровле. Омиссионные поверхности важны для седиментологического анализа, поскольку позволяют в какой-то степени отделить троговые серии одного седиментационного события от другого. Они опознаются как уровни с массовым, но локальным развитием под ними вертикальных

трубчатых ихнофоссилий, часто подчеркнутых яркой бордовой окраской (Dronov et al., 2010; Дронов и др., 2012). Они обычно описываются как *Scolithos*; однако нередко можно видеть вееровидное расположение ходов или даже их непосредственную дихотомию, указывающие на принадлежность к одной ветвящейся вниз ихноструктуре (рис. 5, *F*). Полная ихноструктура этого типа, обнаруженная в кровле пачки 1 верхней подсвиты снаружи пещеры Трёхглазка, имеет глубину 25 см и не менее шести уровней дихотомии, направленной вниз (рис. 5, *G*).

Нижнетосненская подсвита (1,0–1,1 м) сложена бледно-оранжевым оболовым песчаником, в кровле более ярким красно-оранжевым, «грубеющим» вверх от мелкозернистого в подошве до существенно среднезернистого в основной части. Содержание биокластов оболид быстро уменьшается вверх (13–6 %); в нижних 20–40 см биокласты оболид подчеркивают косую слойчатость (рис. 5, *D*), которая выше, уже без биокластов, становится почти неразличимой (рис. 5, *C*). Подсвита состоит из трех пакетов троговых серий, ограниченных омиссионными поверхностями 1, 2 и 3 (рис. 6); вертикальные норки на первых двух подчеркнуты яркой бордовой окраской, на верхней — едва видны за счет разницы окраски контактирующих слоев.

Верхнетосненская подсвита (1,45 м) выделяется более светлой окраской и повышенным содержанием биокластов оболид, подчеркивающих косую слойчатость. Структура песчаников средне-мелкозернистая с небольшими вариациями обеих фракций вблизи 50 % (в основной части) и нарастающим преобладанием мелкозернистой фракции в самых верхах. Содержание биокластов оболид (10 % → 18,2 %) плавно растет вверх. Подсвита состоит из двух пачек.

Нижняя пачка (0,7–0,8 м) сложена коричневато-серым песчаником, образующим 4–6 основных косослойчатых серий, «табулярных» в продольном сечении и «крупнотроговых» — в поперечном. Мощность внешних серий около 10 см, внутренние серии достигают 20–30 см (рис. 5, *C*). Границы большинства серий представляют собой омиссионные поверхности с редкими белесыми вертикальными норками. Их количество различно в разных частях обнажения. Так, в расчистке правее пещеры Трёхглазка в кровле нижней пачки отмечены две сближенные омиссионные поверхности с яркоокрашенными бордовыми следами рытья (рис. 5, *G*). В то же время в самой пещере отмечен лишь один такой уровень, локально развитый в 20 см ниже кровли пачки; он срезается более поздними косослойчатыми сериями этой же пачки. Это указывает на сложное строение пачки, которое еще предстоит расшифровать. В пещере Жемчужная на высоте 25 см и 35 см над подошвой тосненской свиты лежат редкие тонкие линзы черного песчанистого К-аргиллита[1] (рис. 5, *E*).

Верхняя пачка (~0,7 м) наиболее обогащена биокластами и потому обладает особенно выразительной троговой слойчатостью, образующей перекрестный рисунок в любом сечении; мощность серий до 20 см в нижней части и около 10 см в верхней (рис. 5, *B*). Измерения в пещере Трёхглазка показали противоположные направления трогов (180° и 290–310°) с углами падения до 30°. Норки инфауны не отмечены. Примерно в 40 см ниже кровли встречен останец слоя черного песчанистого К-аргиллита мощностью 0,5 см с обильным детритом граптолитов. Кровля пачки (и тосненской свиты) имеет волнистый рельеф, напоминающий знаки ряби высотой до 3 см и длиной 20–50 см (рис. 5, *A*).

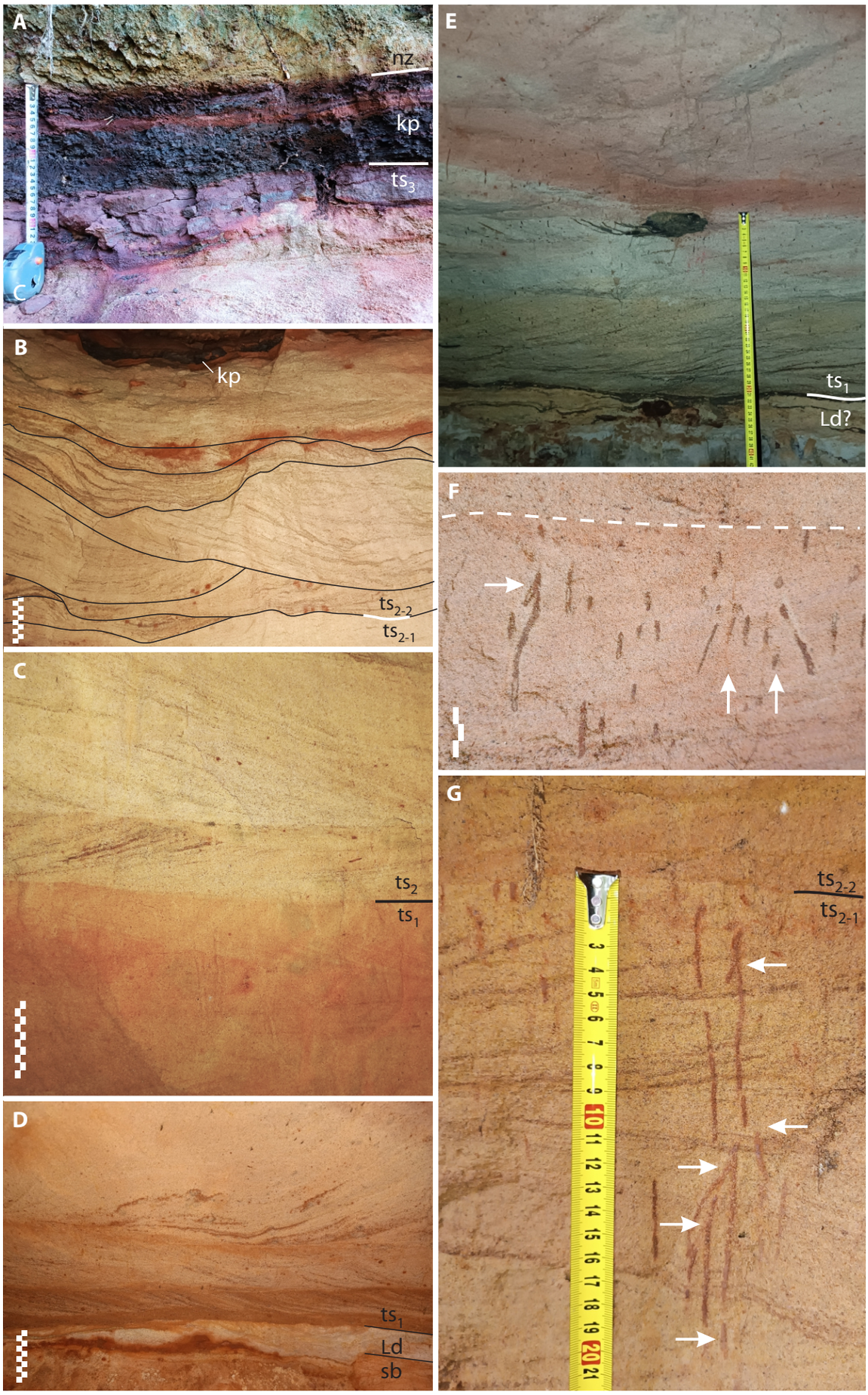
Копорская свита (15–16 см) представлена двумя слоями черного/бурого К-аргиллита (8 и 2–3 см) с линзующимся прослоем 2–4 см бордового мелкозернистого песчаника между ними (рис. 5, *A*). В пещере Трёхглазка свита расположена на недоступной высоте, а снаружи — сильно выветрена. Поэтому был исследован разрез копорской свиты в пещере Жемчужная, где она целиком сложена черным К-аргиллитом с чередованием слоев по 0,5–3 см и интервалов с тонкой ламинацией (1–4 мм) мощностью по 0,8–2 см. В самой подошве свиты обнаружен частый детрит граптолитов; этот уровень совместно с линзой «граптолитового» К-аргиллита в верхах тосненской свиты пещеры Трёхглазка считаются автором остатками «граптолитового» интервала.

Сравнительная гранулометрия

На Ижорской возвышенности структуры тосненской свиты образованы средне- и мелкопсаммитовой фракциями (силицикластика + фосфатные биокласты) в различном соотношении при резко подчиненном значении крупнопсаммитовой фракции. Алевропесчаники копорской свиты характеризуются фракциями от алевритовой до мелкопсаммитовой (силицикластическими, так как биокласты почти отсутствуют), тогда как среднепсаммитовая встречается редко и подчиненно.

На р. Ламошка структура тосненской свиты «грубеет» вверх за счет роста среднепсаммитовой фракции (6 % → 63 %) (рис. 7). Лишь в верхних 30–40 см содержание мелкопсаммитовой фракции снова возрастает, достигая 65 % в кровле свиты (где появляются один-два миллиметровых слойка К-аргиллита). Содержание фосфатных биокластов отчетливо коррелирует с таковым мелкопсаммитовой фракции до уровня 120 см над подошвой. С появлением мощных и частых слоев К-аргиллита (то есть с подошвы копорской свиты) структура алевропесчаных слоев резко утоняется, в частности, практически исчезает среднепсаммитовая фракция. На первый план выходят алевритовая и тонкопесчаная фракции, но форма гранулометрической кривой становится пилообразной из-за присутствия отдельных относительно промытых песчаных слоев штормового генезиса (слои 16, 18, 22 с бугорчатой слойчатостью) с минимумами алевритовой и тонкопсаммитовой фракций.

[1] В пещерах Трёхглазка и Жемчужная тосненскую свиту подстилает локальный слой К-аргиллита толщиной до 3 см. В отличие от указанных прослоев, этот принадлежит останцам ладожской свиты верхнего кембрия.


A
nz
kp
ts3
B
kp
ts2-2
ts2-1
C
ts2
ts1
D
ts1
Ld
sb
E
ts1
Ld?
F
G
ts2-2
ts2-1

В пещере Трёхглазка структура нижнетосненской подсвиты также «грубеет» вверх за счет роста среднепсаммитовой фракции (64 % → 87 %) на фоне увеличения мощности троговых серий. Доминирование мелкопсаммитовой фракции в базальных сериях маскировано небольшой примесью крупнопсаммитовых зерен детрита и кварца (единично — мелкого гравия). Примерно на высоте 0,7 м над подошвой начинают уменьшаться содержание среднепсаммитовой фракции (до 70 %) и мощность косослойчатых серий. Гранулометрическая кривая нижнетосненской подсвиты аналогична таковой тосненской свиты р. Ламошка, что является одним из аргументов в пользу их стратиграфического соответствия (см. ниже). Лишь локально (например, в Придорожном карьере) «грубеющая» вверх последовательность структур нижнетосненской подсвиты нарушается появлением в ее подошве песков, обогащенных крупно- и среднепсаммитовой фракциями до 6–8 % и 48 % соответственно; эти пески хорошо идентифицируются по высокому содержанию биокластов оболид.

В верхней подсвите мелкопсаммитовая фракция преобладает, или обе фракции встречаются в примерно равном соотношении, что лучше видно по силицикластической части. Нарастающее преобладание мелкопсаммитовой фракции наблюдается в верхах подсвиты, небольшой пик крупно-среднепсаммитовой силицикластики связан с подошвой верхней пачки.

В двух указанных разрезах распределение биокластов оболид по фракциям в целом аналогично таковому силицикластики с небольшим обогащением в средне- и крупнопсаммитовой частях. Лишь в верхах верхнетосненской подсвиты карьера г. Кирхгоф было обнаружено резкое обогащение среднепсаммитовыми биокластами, вследствие чего соотношение средне- и мелкопсаммитовой фракций оказалось противоположным в валовых и силицикластических пробах.

Литотипы

На основе литологического анализа тосненской и копорской свит выделены четыре группы литотипов: 1) аргиллитов/глин, 2) гетеролитовых ламинитов, 3) существенно кварцевых кластолитов (алевролитов и песчаников), 4) спикулитов. Первые три группы связаны постепенными переходами и отражают энергию среды седиментации, последняя (биогенная) в той или иной степени с ними ассоциирует. Все разнообразие литотипов складывается из четырех структурно-вещественных компонентов — кварц-гидрослюдистого матрикса (<0,015 мм), существенно кварцевой силицикластики (0,01–0,6 мм) и двух типов органического вещества (бактериального талломоальгинита и граптолитового хитинита). СЭМ-фотографии приведены на рис. 8, фотографии шлифов — на рис. 9.

Аргиллиты/глины (А). Аргиллиты бурые/черные керогенсодержащие (А1) и глины зеленовато-серые/светло-серые (А2). Как показывают примеры латерального и вертикального перехода одних в другие (например, в ладожской свите пещеры Трёхглазка), это одни и те же породы, наличие или отсутствие керогена в которых определялось обстановками формирования (ниже или выше хемоклина соответственно). По сравнению с глинами, литология неразмокающих К-аргиллитов может быть изучена намного лучше.

Рис. 5. Литотипы и стратиграфические границы пакерортского горизонта р. Тосна

Деление масштабной линейки 1 см. Почти все фотографии сделаны в пещере Трёхглазка, фотография на фиг. E — в пещере Жемчужная. Индексы: sb — саблинская, Ld — ладожская, kp — копорская, nz — назиевская свиты; ts_1, ts_2 — нижняя и верхняя подсвиты тосненской свиты

A — контакт копорской свиты с тосненской и назиевской свитами. В кровле тосненской свиты — железистая цементация; ***B*** — троговая косая слоистость верхней пачки тосненской свиты (в верхней части не прорисована); ***C*** — текстурно резкий контакт нижне- и верхнетосненской подсвит. В нижней подсвите косая слойчатость почти неразличима, в верхней — контрастна; ***D*** — троговая косая слойчатость нижнетосненской свиты имеет вид табулярной в продольном сечении. Слойчатость двух нижних серий хорошо выражена благодаря обилию биокластов оболид; верхняя серия, наиболее мощная, содержит биокласты лишь в отдельных слойках (темных); ***E*** — останец черного песчанистого керогенистого алевроаргиллита в нижней части тосненской свиты; ***F*** — омиссионная поверхность в низах тосненской свиты (белый пунктир) с вертикальными норками, местами дихотомирующими вниз (горизонтальная стрелка) или вееровидно расположенными (вертикальные стрелки); ***G*** — омиссионная поверхность между пачками верхнетосненской подсвиты с глубокими вертикальными ихноструктурами; видны пять уровней дихотомии (стрелки)

Fig. 5. Lithotypes and stratigraphic boundaries of the Pakerort Regional Stage of the Tosna River

Scale bar is 1 cm. Almost all the photographs were taken in the Trekhglazka Cave, while the one in fig. E was in the Zhemchuzhnaya Cave. Indices: sb — Sablino, Ld — Ladoga, kp — Koporye, nz — Nazya; ts_1, ts_2 — lower and upper subformations of the Tosna Formation

A — contacts of the Koporye Formation with the Tosna and Nazya formations. There is ferruginous cementation at the Tosna Formation top; ***B*** — trough cross-bedding of the upper member of the Tosna Formation (not drawn in the upper part); ***C*** — sharp contact of the lower and upper Tosna subformations. In the lower subformation, the cross-bedding is almost indistinguishable, while it is contrasting in the upper one; ***D*** — trough cross-bedding of the Lower Tosna Subormation is tabular in longitudinal section. The bedding of two lower series is well expressed due to the abundance of Obolus bioclasts; the upper series, the thickest one, contains bioclasts only in separate laminae (dark); ***E*** — remnant of black sandy kerogenous silty argillite in the lower part of the Tosna Formation; ***F*** — omission surface in the lower part of the Tosna Formation (white dashed line) with vertical burrows, in places dichotomizing downwards (horizontal arrow) or fan-shaped (vertical arrows); ***G*** — omission surface between members of the Upper Tosna Subformation with deep vertical ichnostructures; five levels of dichotomy are visible (arrows)

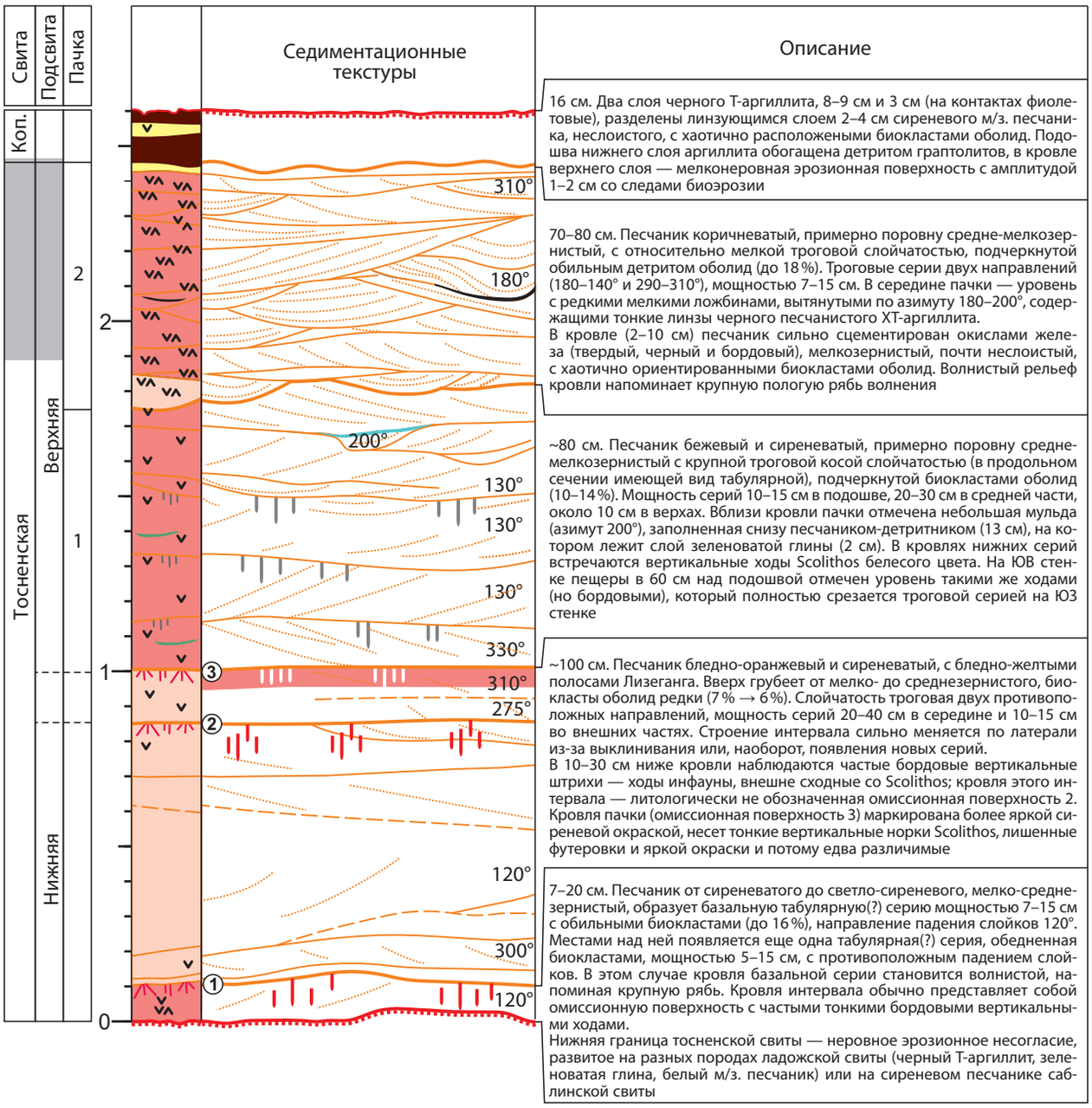


Рис. 6. Разрез пакеркортского горизонта в пещере Трёхглазка

Условные обозначения см. на рис. 3. На колонке седиментационных текстур показаны азимуты падения косой слойчатости

Fig. 6. Pakerort Regional Stage section in the Trekhglazka Cave

Fig. 3 presents the symbols. The sedimentary structure log shows the dip azimuth of cross-bedding

К-аргиллиты — кварц-гидрослюдистые породы с горизонтальной ламинацией, талломоальгинитовые до хитинитовых. Ламинация масштаба 0,1–60 мм образована тончайшими, 0,1–0,2 мм, белыми, желтыми, рыжими ламинами кварцевого алеврита или тонкого песка (могут быть толщиной в одно зерно) (рис. 9, *A*; рис. 10, *A*). В основании ламин могут наблюдаться следы эрозии, аргиллитовые слои между ними могут быть градационными (темнеющими вверх за счет увеличения содержания керогена и тонкой фракции гидрослюд) (рис. 10, *B*). Градационность может быть подчеркнута скоплением тонкой кварцевой кластики в подошве слоев.

Матрикс К-аргиллитов представлен смесью детритовых (гидрослюды, кварц) и аутигенных (гидрослюды, кварц, полевой шпат) зерен размером <0,015 мм в примерно равном соотношении. По данным СЭМ, из шести образцов К-аргиллитов с разных уровней копорской свиты р. Ламошка пять имеют средне-тонкоалевритовый размер детритовых гидрослюд (5–25 мкм; рис. 8, *B–D*) и один — крупнопелитовый (2–5 мкм, рис. 8, *A*). Обильные

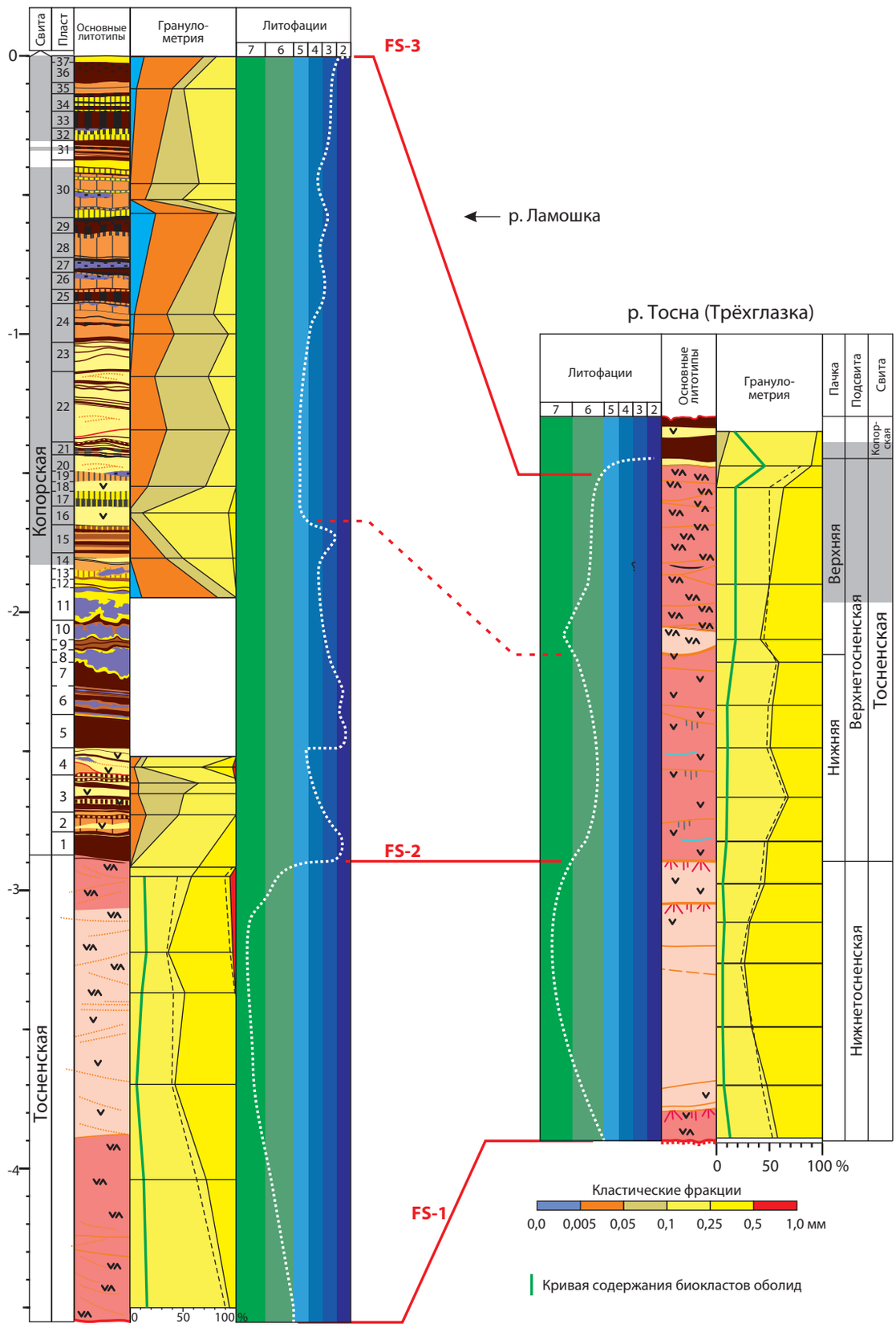


Рис. 7. Сопоставление гранулометрического распределения и кривой фаций пакеортских отложений пещеры Трёхглазка с синхронной частью разреза р. Ламошка

Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 7. Comparison of the grain-size distribution and facies curve of the Pakerort deposits in the Trekhglazka Cave with the synchronous part of the Lamoshka River section

Fig. 3 presents the symbols

чешуйки гидрослюд (10–25 мкм, до 0,03 мм), погруженные в более тонкий матрикс, хорошо видны в обычных петрографических шлифах (рис. 9, *F*). Они ориентированы по напластованию и обладают одинаковым прямым погасанием, так что при вращении столика микроскопа вся порода темнеет и просветляется одновременно. Могут присутствовать редкие зерна бесцветных и плеохроирующих зеленоватых/бурых слюд (0,03–0,07 мм) и глауконита (до 0,05 мм). Может встречаться примесь кварцевого крупного алеврита и/или тонкого песка от единичных зерен до инклюзивных структур разной степени

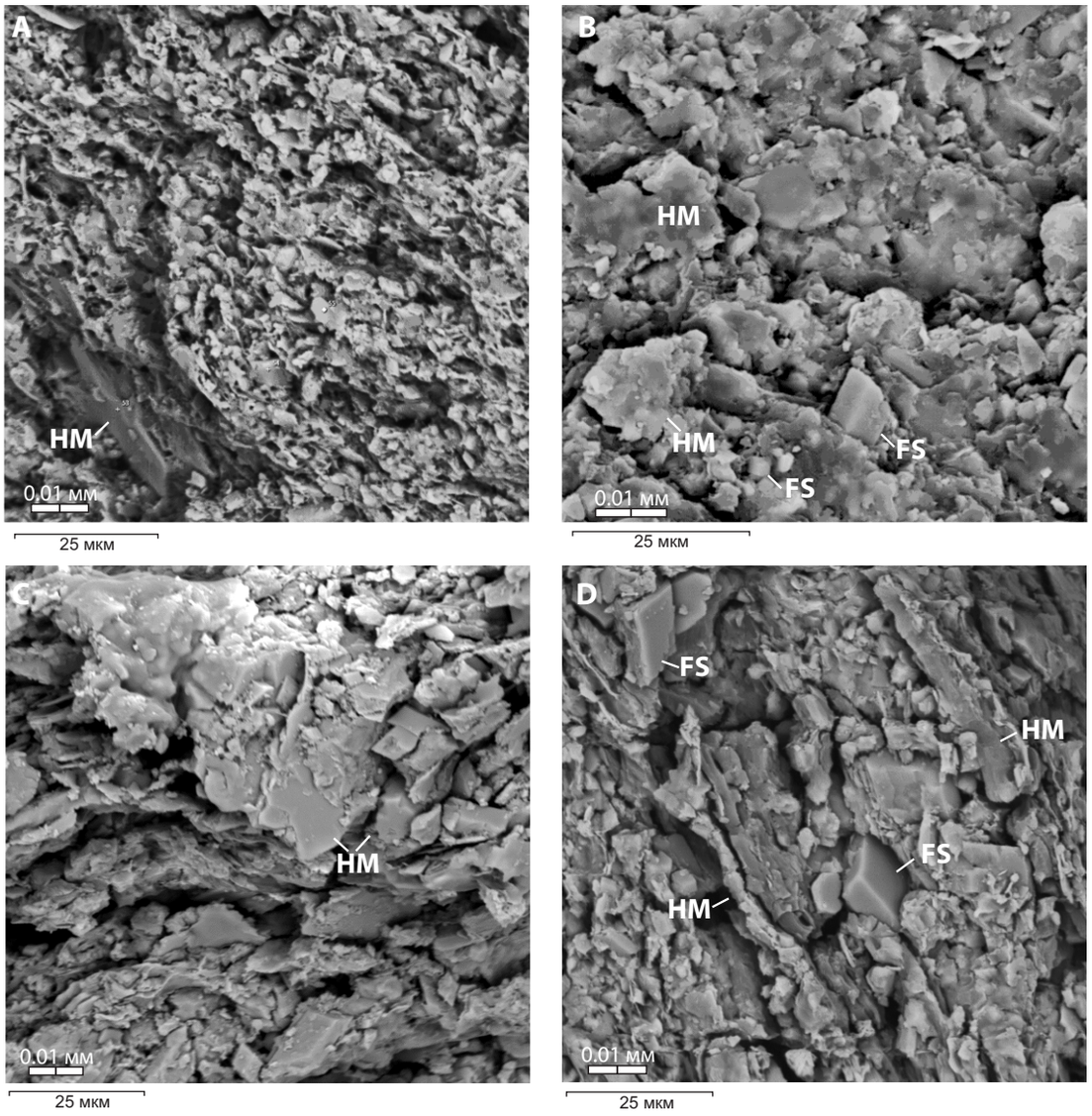


Рис. 8. СЭМ-изображения керогенистых аргиллитов разреза Ламошка-1

Сокращения: T — талломоальгинитовый, X — хитинитовый, HM — гидрослюда, FS — полевой шпат, Q — кварц, G — глауконит
A — крупнопелитовая структура T-аргиллита состоит из смеси детритовых гидрослюд, кварца и аутигенного калиевого полевого шпата размером 2–5 мкм. В левом нижнем углу — сравнительно крупная аутигенная гидрослюда. Пласт 6; ***B*** — средне-тонкоалевритовая структура T-аргиллита образована чешуйками детритовых гидрослюд. Видны редкие «свежие» ромбоэдры аутигенного калиевого полевого шпата размером 2–10 мкм. Вид в плоскости напластования. Пласт 1; ***C*** — средне-тонкоалевритовая структура X-аргиллита, образованная чешуйками гидрослюд. Пласт 27-1; ***D*** — аналогичная структура X-аргиллита, но с частыми идиморфными аутигенными калиевыми полевыми шпатами, вид вкрест напластования. Пласт 33-1

Fig. 8. Scanning electron images of kerogenous argillites of the Lamoshka-1 section

Abbreviations: T — tallomoalginite, X — chitinite, HM — hydromica, FS — feldspar, Q — quartz, G — glauconite
A — coarse pelitic texture of T-argillite consists of a mixture of detrital hydromica, quartz, and authigenic feldspar 2–5 μm in size. The lower left corner presents a comparatively large authigenic hydromica. Bed 6; ***B*** — medium-fine-grained siltstone texture of T-argillite formed by detrital hydromica flakes. Rare "fresh" rhombohedrons of authigenic feldspar 2–10 μm in size are visible. View in the bedding plane. Bed 1; ***C*** — medium-fine-grained siltstone texture of X-argillite formed by hydromica flakes. Bed 27-1; ***D*** — similar X-argillite texture, but with frequent idimorphic authigenic feldspar, view across the bedding. Bed 33-1

насыщенности (рис. 9, *C*, *G*, *H*). В некоторых случаях обогащение алевритом сопровождается обеднением талломоальгинитом, следствием чего является более светлая, до бледной, коричневая окраска. «Плавающие» песчаные зерна встречаются в аргиллитах как совместно с алевритом, так и независимо от него. Например, в подошве копорской свиты г. Кирхгоф К-аргиллит сильно обогащен мелким кварцевым песком с более редкими биокластами оболид, нередко частично или полностью растворенными. При высоком содержании песчаных зерен равномерного погасания гидрослюд в шлифах не наблюдается, так как их ориентировка нарушается из-за облекания ими кварцевых песчинок. Глауконит встречается в виде единичных алевритовых зерен; его количество и крупность несколько возрастают при появлении алевритовой и псаммитовой кварцевой кластики, сами зерна глауконита при этом производят впечатление переотложенных. Алевритовые ламины сложены плохо сортированной смесью зерен кварца (тонкий-крупный алеврит) и гидрослюды (тонкий-мелкий алеврит).

Главными компонентами керогена аргиллитов являются талломоальгинит и хитинит (Волкова и др., 2006). Первый ассоциирует с кварц-гидрослюдистым матриксом, в шлифах представлен скоплениями красно-коричневых изометричных и сплющенных комочков (~3–6 мкм, реже до 12 мкм и единично до 20 мкм), обычно погруженных в более светлую бесструктурную массу (коллоальгинит?) (рис. 9, *A*). Талломоальгинит окрашивает К-аргиллиты в черно-бурый, бурый и коричневый цвет, светлеющий при выветривании до бледно-коричневого и бежевого (вдоль вертикальных трещин). Редок небактериальный талломоальгинит, представленный желтыми и оранжевыми цистами празинофит, как правило, сплющенных, длиной до 0,2–1 мм (рис. 9, *B*). Хитинит представлен детритом и реже целыми теками граптолитов, черными в штуфах и шлифах. На плоскостях напластования детрит граптолитов нередко имеет прямоугольные очертания (0,2 × 0,2–1 мм). В поперечном сечении детрит имеет вид черных волокон толщиной 2–30 мкм, часто наблюдаются линзовидные сечения тек (рис. 9, *A*, *D*–*H*).

Различное присутствие талломоальгинита, хитинита и кварцевой кластики создает большое количество литотипов, которое описывать целиком не имеет практического смысла. Охарактеризуем лишь литотипы без инклюзивных структур.

А-1. Аргиллит талломоальгинитовый. Цвет в штуфе черный или бурый, но ярко-коричневый в шлифе. «Погасание» породы при вращении столика микроскопа хорошо выражено. Микротекстура породы микрослоеватая благодаря расположению редких органикостенных фоссилий по напластованию. Толщина алевритовых ламин 0,1–0,2 мм. Примеры структур на рис. 9, *B*, *E*, *F*.

А-2. Аргиллит хитинит-талломоальгинитовый, переходный между А(1) и А(3). В штуфах обычно черный, в шлифах имеет темно-коричневый талломоальгинитовый матрикс с обильными черными остатками граптолитов, ориентированными послойно (15–35 стенок на 1 мм мощности). Теки заполнены бесцветным кварц-гидрослюдистым матриксом, не содержащим талломоальгинита (рис. 9, *D*–*F*). Это позволяет предположить более крупный размер частиц талломоальгинита (обрывки микробиальных матов?) по сравнению с устьями тек.

А-3. Аргиллит хитинитовый. В штуфе черный (из-за обильных остатков граптолитов, 25–35 стенок на 1 мм мощности), при увеличении обнаруживает белый или желтоватый матрикс (в шлифах — бесцветный или коричневатый), из-за которого может быть принят за тонкий кварцевый алевролит. В матриксе рассеяны единичные ярко-коричневые комочки талломоальгинита (рис. 9, *G*–*I*). Детрит граптолитов образует своеобразную микролинзовидную текстуру породы за счет горизонтальной ориентировки и линзовидного сечения тек. Пластинки гидрослюд, по-видимому, несколько крупнее и расположены более хаотично, чем в литотипах А(1, 2) (рис. 8, *D*). Чаще, чем в других литотипах, присутствует примесь тонкого кварцевого песка (рис. 9, *D*, *G*, *H*). Алевритовые ламины могут быть чуть более толстыми — до 1 мм, единично — до 2–4 мм. Пример: слои 25, 27, 29, 33 р. Ламошка.

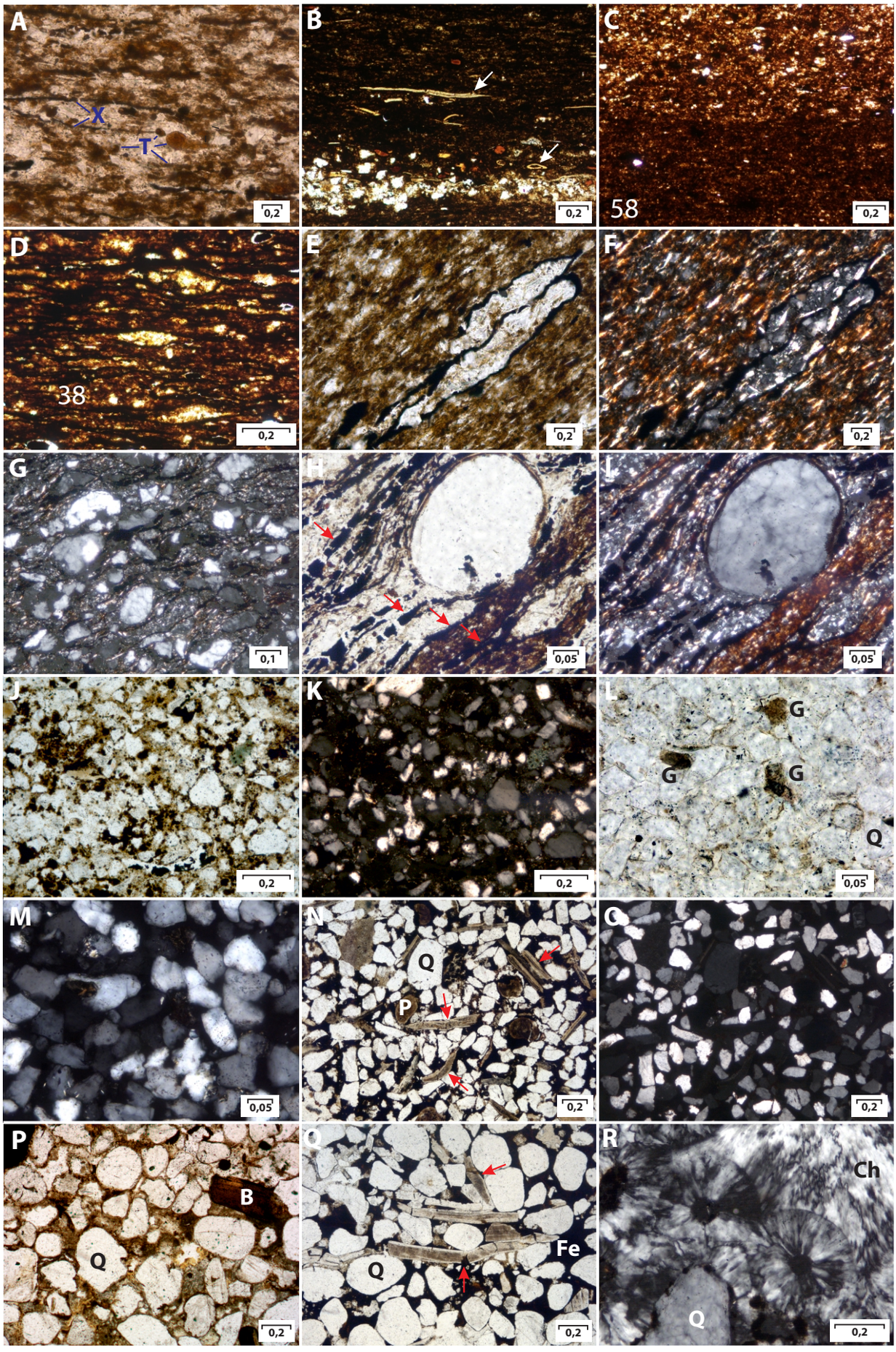
Гетеролитовые ламиниты (AQ). Состоят из чередующихся слойков К-аргиллита, крупнозернистого алевролита и/или тонкозернистого песчаника мощностью <3 мм. По мощности слойков ламиниты разделены на микроламиниты (0,1–0,2 мм), тонкие (0,1–0,2 мм/0,1–0,5 мм) и грубые (0,5–2 мм). Ниже для примера описываются некоторые из них.

AQ-1. Микроламинит. Глиноподобная порода с отчетливой тончайшей ламинацией, внешне сходная с талломоальгинитовым К-аргиллитом. Отличается светло-коричневой окраской. В шлифах слойки К-аргиллита толщиной 0,1–0,2 мм коричневые, прерывистые, нередко алевритовые или песчанистые. Чередуются с выдержанными слойками бесцветного песчанистого крупнозернистого алевролита толщиной 0,2–0,4 мм с единичными зернами глауконита. Пример: пласт 15, р. Ламошка (рис. 10, *D*).

AQ-2. Тонкий ламинит. Визуально различимое чередование аргиллитовых и кварцевых слойков. Слойки К-аргиллита 0,1–0,3 мм могут варьировать от чистых до алевритовых и песчанистых, до перехода в псаммо-алевро-аргиллитовый микстит. Кварцевые слойки 0,1–0,5 мм (примерно каждый четвертый до 0,8–1,2 мм), бежевые, рыжие и оранжевые, варьируют от тонкого песчаника до крупного алевролита. Пример: верхи пластов 17 (рис. 10, *E*) и 25 (рис. 10, *F*).

AQ-3. Грубый ламинит. Слойки хитинитового К-аргиллита (0,5–1,3 мм) чередуются с кварцевыми слойками (0,5–1,3 мм, единично до 5 мм), варьирующими от крупнозернистого алевролита до редкого тонкозернистого песчаника. Пример: пласт 32 (рис. 10, *C*).

Существенно кварцевые кластолиты (QC). Образуют спектр от средне-тонкозернистого алевролита до среднезернистого песчаника. Алевритовая и тонкопсаммитовая фракции плохо окатаны, в них подчиненно присутствуют полевой шпат, биотит, мусковит, микрокварцит и глауконит (последний частично аутигенный); полевой шпат нередко с каемками регенерации. Среднепсаммитовая фракция


A
X
T
0,2
B
0,2
C
58
0,2
D
38
0,2
E
0,2
F
0,2
G
0,1
H
0,05
I
0,05
J
0,2
K
0,2
L
G
G
G
Q
0,05
M
0,05
N
Q
P
0,2
O
0,2
P
B
Q
0,2
Q
Fe
Q
0,2
R
Ch
Q
0,2

почти исключительно кварцевая, хорошо окатана. Литотипы выделены по сочетанию гранулометрических и текстурных особенностей. Указываемые цвета относятся к зоне окисления; ниже зоны окисления все литотипы сероватые/светло-серые.

QC-1. Песчанистый алевролит — алевритовый песчаник, образует слои до 4 см (обычно разделенные прослойками К-аргиллита) с неясной, почти горизонтальной слойчатостью 0,5–1 см. Алевритовые зерна преимущественно крупные, а песчаные — тонкие, то есть размер зерен колеблется вблизи 0,05 мм. Типичны редкие зерна кластического и аутигенного глауконита; первые более яркие, изометричные, размером около 0,05 мм, вторые — неправильной формы из-за выделения в порах между кластическими зернами. Редкие биокласты тонкостенных лингулят. Цвет рыжий, оранжевый, красный. Пример: пласты 26, 28, 30 (рис. 9, *J*, *K*; рис. 11, *C*).

QC-2. Песчаник от тонко- до мелкозернистого с параллельной/бугорчатой слойчатостью. Тонкозернистая разновидность обогащена крупным алевритом (34 %), образует слабо линзовидные слои толщиной до 10 мм, чередующиеся с миллиметровыми прослойками К-аргиллита (по сути, это волнисто-линзовидные гетеролитовые отложения). Мелкозернистая разновидность обеднена алевритом и образует довольно крупные линзовидные и клиновидные слои с эрозионными подошвами (2–12 см). Внутри таких слоев горизонтальная слойчатость латерально переходит в очень пологую волнисто-линзовидную и бугорчатую. Слойчатость подчеркнута алевритовыми ламинами и детритом граптолитов. Цвет в обнажениях серовато-желтоватый, указывает на обедненность сульфидом железа по сравнению с литотипом QC(1). Может быть примесь мелких биокластов лингулят как окатанных толстостенных, так и остроугольных тонкостенных, ориентированных в основном по напластованию. Пример: пласты 20, 22, 23 копорской свиты (рис. 11, *E*).

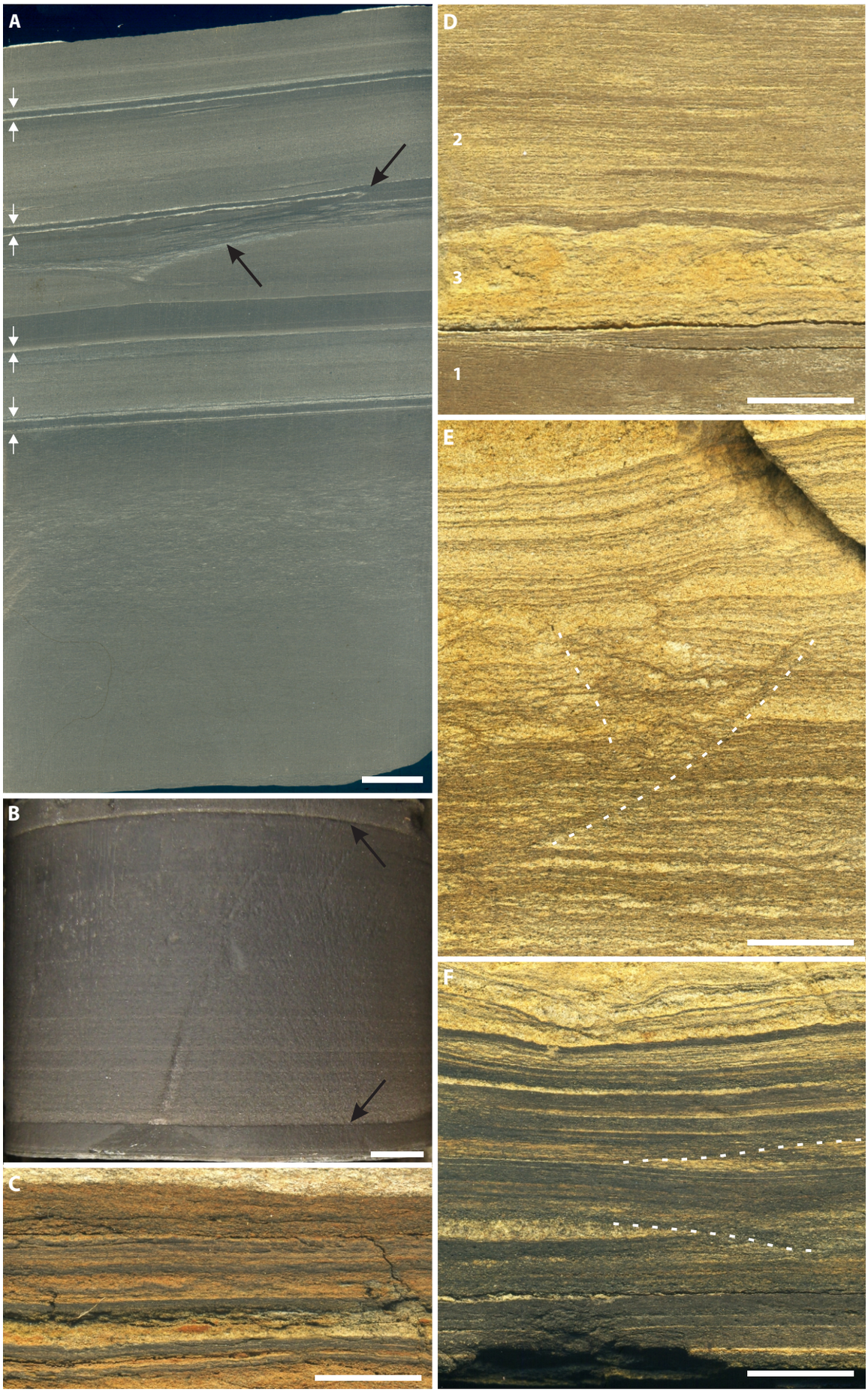
QC-3. Песчаник мелкозернистый до средне-мелкозернистого, массивный, с хаотичным (крест-накрест) расположением крупных плоских биокластов лингулят. При отсутствии биокластов литотип трудно диагностировать. Пример: р. Тосна — кровля тосненской свиты и песчаный слой в копорской свите (рис. 9, *L*, *M*); р. Ламошка: песчаные слои верхней части пласта 4.

Рис. 9. Фотографии шлифов

Сокращения см. на рис. 8. Шлифы сделаны вкрест напластования, николи параллельны, если не указано иное
A — граптолитовый хитинит (X) и разноразмерный бактериальный талломоальгинит (T) в «аргиллите». Пласт 27, р. Ламошка; ***B*** — T-аргиллит: в основной массе бактериального талломоальгинита плавают сплющенные остатки празинофитовых(?) (стрелки). В нижней части снимка — ламина кварцевого алевролита. Пласт 1, р. Ламошка; ***C*** — контакт слоев T-аргиллита (внизу) и T-аргиллита с обильным кварцевым алевритом (вверху). Пласт 58, р. Ламошка; ***D*** — XT-аргиллит состоит из частых черных остатков граптолитов и талломоальгинит-минерального матрикса. Светлые линзы — теки граптолитов, заполненные матриксом без талломоальгинита. Пласт 38, р. Ламошка; ***E*** — Q-алевритистый T-аргиллит с двумя теками граптолита в поперечном сечении; заполнение тек лишено керогена. Скв. 68-КГ, южнее с. Гостилицы; ***F*** — то же, николи скрещены. Матрикс состоит в основном из параллельно ориентированных пластинок гидрослюд; ***G*** — бесцветный X-аргиллит с инклюзивной алевропсаммитовой структурой. Пласт 33, р. Ламошка; ***H*** — тот же литотип с более сильным увеличением: обильные граптолиты (стрелки), «плавающий» кварцевый псаммит, в левом нижнем углу — слоек коричневого XT-аргиллита, в котором теки граптолитов не содержат керогена. Пласт 33, р. Ламошка; ***I*** — тот же шлиф, николи скрещены; ***J, K*** — литотип QC-2: кварцевый алевропесчаник, размер зерен 0,04–0,08 мм, поровый гидрослюдистый цемент. Пласт 30, р. Ламошка; ***L, M*** — литотип QC-3: кварцевый песчаник, размер зерен 0,06–0,08 мм, поровый гидрослюдистый цемент. Пласт 18, р. Ламошка; ***N, O*** — литотип QC-4: мелкозернистый кварцевый песчаник с хаотичным расположением биокластов и переотложенными фосфатными микроконкрециями (P). Цемент железистый поровый. Копорская свита, пещера Жемчужная, р. Тосна; ***P*** — литотип QC-7: среднезернистый кварцевый песчаник с единичными биокластами, цемент лимонитовый. Кровля тосненской свиты р. Ламошка; ***Q*** — тот же литотип, но с хорошо различимым расположением биокластов по слоистости (стрелки). Кровля верхнетосненской подсвиты, пещера Жемчужная, р. Тосна; ***R*** — сферолитовая и вееровидная структура халцедона в спикулитовом кремне. Пласт 11, р. Ламошка

Fig. 9. Thin section photographs

Fig. 8 presents the abbreviations. All the thin sections are made across the bedding, nicols are parallel unless otherwise noted
A — graptolite chitinite (X) and various-sized bacterial thallomoalginite (T) in "argillite". Bed 27, Lamoshka River; ***B*** — T-argillite: flattened remains of prasinophytes(?) (arrows) float in the bacterial thallomoalginitic matrix. The bottom of the image presents lamina of quartz siltstone. Bed 1, Lamoshka River; ***C*** — contact of T-argillite layers (bottom) and quartz-siltstone-rich T-argillite layer (top). Bed 58, Lamoshka River; ***D*** — XT-argillite consists of frequent black remains of graptolite and a thallomoalginite-mineral matrix. Light lenses are graptolite thecae filled with matrix without thallomoalginite. Bed 38, Lamoshka River; ***E*** — Q-siltstone T-argillite with two graptolite thecae in cross-section; the thecae filling is kerogen-free. Drillhole 68-КГ south of the Gostilitsy village; ***F*** — same view, crossed nicols. The matrix mainly consists of parallel oriented plates of hydromica; ***G*** — colorless X-argillite with inclusive silty psammitic texture. Bed 33, Lamoshka River; ***H*** — the same lithotype at magnifications: abundant graptolites (arrows), "floating" quartz sand, the lower left corner presents a layer of brown HT-argillite with kerogen-free graptolite thecae. Layer 33, Lamoshka River. ***I*** — the same thin section, crossed nicols; ***J, K*** — QC-2 lithotype: quartz silty sandstone, grain size 0.04–0.08 mm, the pores filled with hydromica cement. Bed 30, Lamoshka River; ***L, M*** — QC-3 lithotype: quartz sandstone, grain size 0.06–0.08 mm, the pores filled with hydromica cement. Bed 18, Lamoshka River; ***N, O*** — QC-4 lithotype: fine-grained quartz sandstone with a chaotic arrangement of bioclasts and redeposited phosphate micronodules (P). Pores filled with ferruginous cement. Koporye Formation, Zhemchuzhnaya Cave, Tosna River; ***P*** — QC-7 lithotype: medium-grained quartz sandstone with rare bioclasts, ferruginous cement. Tosna Formation top, Lamoshka River; ***Q*** — the same lithotype with a clear bioclast arrangement in layering (arrows). Upper Tosna Subformation top, Zhemchuzhnaya Cave, Tosna River; ***R*** — spherulitic and fan-shaped chalcedony texture in spiculite chert. Bed 11, Lamoshka River


A
B
C
D
2
3
1
E
F

QC-4. Песчаник от средне-мелкозернистого (20 %, 80 %) до мелко-среднезернистого (28 %, 72 %), с троговой косой слойчатостью, подчеркнутой скоплениями слабо окатанных биокластов лингулят. Мощность троговых серий 0,1–0,3 м, ширина 0,8–1,2 м. Литотип может ассоциировать с очень тонкими, обычно частично эродированными прослойками К-аргиллита, выполняющими понижения донных форм (рис. 5, *E*; рис. 11, *F*). Пример: верхняя пачка тосненской свиты на р. Тосна (рис. 4, *H*; рис. 5, *B*; рис. 9, *N*, *O*; рис. 11, *C*), Ижора, г. Кирхгоф (до 18 %). С данным литотипом устойчиво связаны максимальные концентрации биокластов оболид 18–45 % (р. Тосна, г. Кирхгоф). Возможно, дистальной разновидностью литотипа являются линзовидные серии мощностью 3–5 см в подошвенной части нижнекопорской подсвиты в скв. 33-КГ (рис. 11, *D*).

QC-5. Песчаник среднезернистый с крупной троговой слойчатостью, не всегда хорошо различимой из-за редкости биокластов лингулят (1–3 %). Мощность трогов 0,15–0,5 м, ширина по редким измерениям составляет не менее 4–5 м. Примеры: верхняя часть тосненской свиты р. Ламошка (рис. 9, *P*), верхняя половина нижней подсвиты р. Тосна (рис. 9, *Q*; рис. 5, *C*, *E*).

Спикулиты. Массовые скопления трехосных или одноосных (обломанные трехосные?) спикул силикоспонгий встречаются в виде выдержанных слоев толщиной до 10 см и продуктов их будинажа — разнообразных по форме нодулей (рис. 4, *F*). На Ижорской возвышенности спикулиты присутствуют в обеих подсвитах копорской свиты на глинте от р. Ламошка до р. Воронка, а восточнее — только в верхней подсвите (до г. Кирхгоф). Юго-западнее р. Ламошка и восточнее г. Кирхгоф спикулиты верхней подсвиты, по-видимому, уничтожены посттремадокской эрозией вместе с основной частью этой подсвиты. Цвет чистых спикулитов белый и бежевый (рис. 4, *F*, *G*); при разбавлении посторонним осадком приобретает желтоватые, красноватые (смесь с кварцевыми кластолитами, рис. 4, *D*, *E*), серые или буроватые тона (смесь с матриксом К-аргиллитов). В «граптолитовом» интервале спикулиты обогащены черными фрагментами граптолитов и имеют крапчатый вид «булка с маком». Характерны следы растворения спикул и переосаждения кремнезема в виде халцедонового цемента, вплоть до превращения некоторых спикулитовых слоев в монолитные прослои халцедонового кремня (рис. 9, *R*).

Фациальная интерпретация

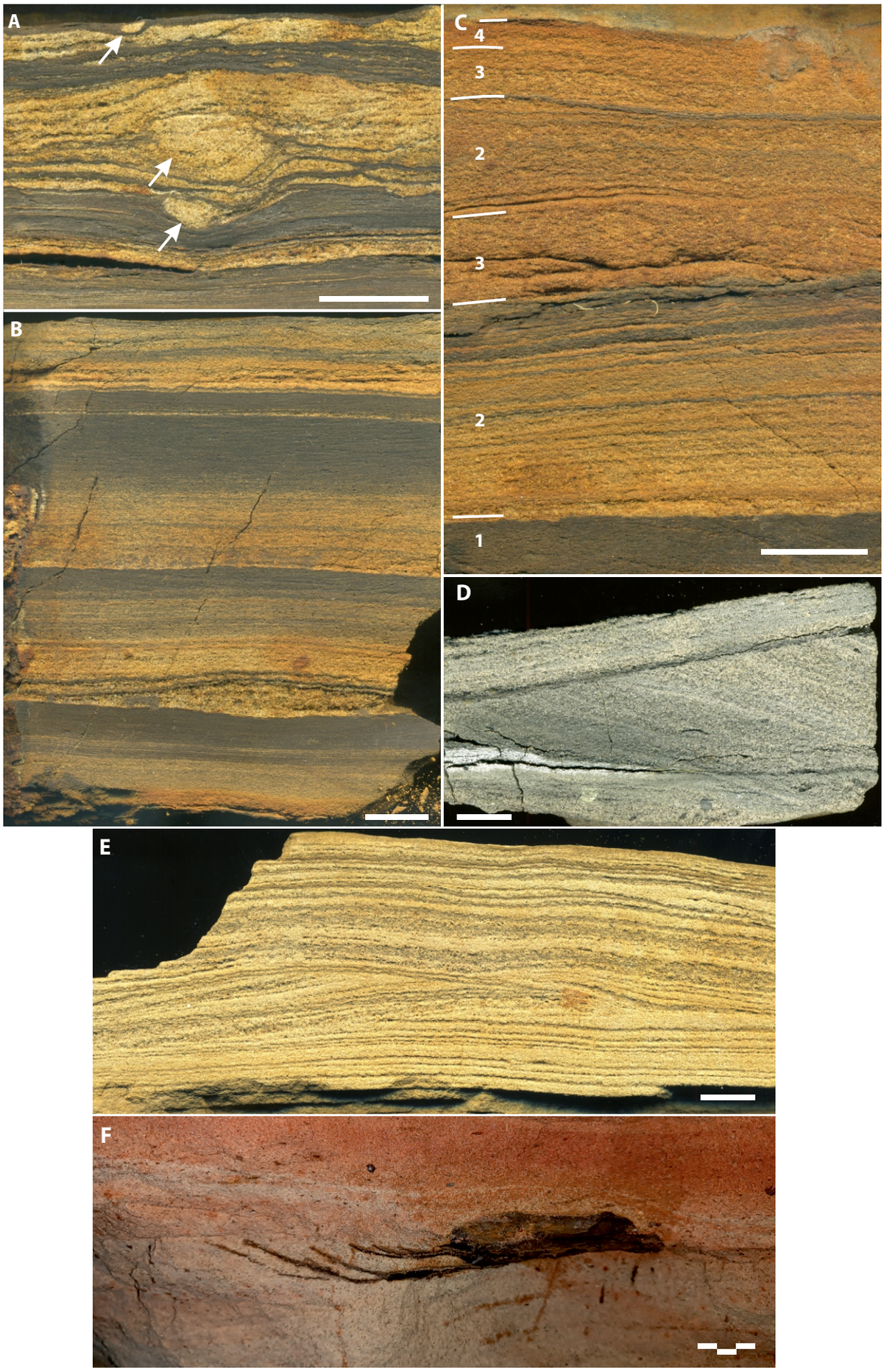
По результатам изучения обнажений и скважин Ижорской возвышенности реконструирован фациальный профиль тосненско-копорской части пакеортского горизонта из семи литофаций (рис. 12). Предполагается, что профиль характеризует сублиторальную часть штормового шельфа в диапазоне внешней-предфронтальной зон побережья (в терминологии русского перевода (Elliott, 1986)). К дистальной части профиля отнесены К-аргиллиты. Эти

Рис. 10. Стратификация копорской свиты р. Ламошка

Длина масштабной риски 1 см. ***A*** — алевритовая ламинация в Т-аргиллите. В верхней половине основные слои тонкого–среднего масштаба разделены интервалами (белые стрелки) с микроламинацией и эрозионными подошвами ламин. Нижняя половина — массивный слой толщиной не менее 6 см. Черные стрелки обозначают границы интервала со следами деформации мягкого осадка; правая стрелка указывает на N-образный изгиб алевритовой ламины. Верхнекопорская подсвита, скв. 4-КГ, западнее д. Ананьино; ***B*** — мощный слой Т-аргиллита (границы обозначены стрелками) с нормальной градационной сортировкой и слабо выраженной микроламинацией. Вверх количество кварцевого алеврита уменьшается, а гидрослюдистого матрикса и керогена — увеличивается. Верхнекопорская подсвита, скв. Д-24-КГ; ***C*** — грубый ламинит из чередующихся слойков ХТ-аргиллита и крупнозернистого алевролита; вверху образца находится белый спикулит с детритом граптолитов. Кровля пласта 32, р. Ламошка; ***D*** — относительно грубое чередование литотипов: Т-аргиллит без ламинации (*1*), Т-аргиллит/алевролитовый микроламинит (*2*) и песчанистый крупнозернистый алевролит (*3*). Пласт 15, р. Ламошка; ***E*** — Т-аргиллит/Q-алевролитовый ламинит от грубого до тонкого, сланцевые слойки преобладают (нижняя половина); вверх переходит в тонкий ламинит с преобладанием алевритовых слойков (верхняя половина). Белый пунктир оконтуривает Y-образную зону деформации осадка. Пласт 17, р. Ламошка; ***F*** — внизу: Х-аргиллит с частыми алевритовыми ламинами (микроламинация), отдельные ламины достигают толщины 1 см; в середине порода нарушена слабо наклонными мелкомасштабными поверхностями скольжения (белый пунктир), представляющими собой деформации мягкого осадка. Кровля образца: Х-аргиллит/Q-алевролитовый тонкий ламинит с преобладанием алевритовых слойков. Пласт 25, р. Ламошка

Fig. 10. Stratification of the Koporye Formation of the Lamoshka River

The scale line length is 1 cm. ***A*** — silty laminae in T-argillite. In the upper half, the main layers are of a fine-medium scale, separated by intervals (white arrows) with microlamination and erosional bases of the laminae. The lower half is a massive layer at least 6 cm thick. The black arrows mark the boundaries of the soft-sediment deformation interval; the right arrow indicates the N-shaped bend of the silty lamina. Upper Koporye Subformation, drillhole 4-КГ west of the Ananyino village; ***B*** — thick T-argillite layer (arrows indicate the boundaries) with normal graded fabric and faint microlamination. Upward, the amount of quartz silt decreases, while the amount of hydromica matrix and kerogen increases. Upper Koporye Subformation, drillhole Д-24-КГ; ***C*** — thick-layered laminite consisting of alternating layers of XT-argillite and coarse-grained siltstone; white spiculite with graptolite detritus is at the sample top. Bed 32 top, Lamoshka River; ***D*** — relatively thick-bedded alternation of lithotypes: T-argillite without lamination (*1*), T-argillite/Q-siltstone microlaminite (*2*) and coarse-grained sandy siltstone (*3*). Bed 15, Lamoshka River; ***E*** — T-argillite/Q-siltstone laminite from thick- to thin-layered, shale layers dominate (lower half); upwards it passes into thin-layered laminate, with silty laminae dominating (upper half). The white dashed line outlines a Y-shaped zone of sediment deformation. Bed 17, Lamoshka River; ***F*** — lower part: X-argillite with frequent silty laminae (microlamination), rare laminae reach 1 mm in thickness; in the middle, gently inclined small-scale slip planes (white dashed lines), which serve as soft-sediment deformations, break the layering. Sample top: X-argillite/Q-siltstone thin-layered laminite, with siltstone layers dominating. Bed 25, Lamoshka River


A
B
C
4
3
2
3
2
1
D
E
F

фации имеют яркие признаки придонной аноксии, такие как высокое содержание ОВ и аутигенного пирита, а также отсутствие бентосных сообществ (в том числе инфаунных). К переходной части профиля отнесены литофации переслаивания К-аргиллитов с алевролитами, тонко- и мелкозернистыми песчаниками. Единичные ихноструктуры представлены одноактными следами передвижения, приуроченными к песчаным слоям и имеющими горизонтальную ориентировку. Базис штормовых волн проведен между литофациями 2 и 3 по появлению в последних редких песчаных прослоев с бугорчатой слойчатостью и градационных (псаммо-)алевролит/аргиллитовых ритмов. Максимальным развитием бугорчатой слоистости характеризуется литофация 5. Литофация 6 отличается уже исключительно троговым типом косой слойчатости, отражающим миграцию крупной ряби типа лингоидной или лунообразной. Тем не менее она включается в переходную зону, так как содержит реликты эродированных черносланцевых прослоев и не содержит вертикальных ходов инфауны. Все это свидетельствует о расположении литофации 6 в аноксических условиях ниже хемоклина, который, в свою очередь, должен был располагаться глубже уровня постоянного волнения, то есть в переходной зоне. Литофация 7 сопоставляется с зоной постоянного волнения (предфронтальной), где почти не сохранялись глинистые прослои и была постоянная вентиляция придонных вод, необходимая для развития инфаунных сообществ. Она характеризуется еще более мощными сериями троговой слойчатости и содержит разнообразные вертикальные ходы, как простые, так и ветвящиеся, глубиной не менее 25 см.

Корреляция разрезов

По динамике и направленности изменения литофаций по разрезу тосненской и копорской свит Ижорской возвышенности могут быть выделены три поверхности затопления (снизу вверх): FS-1, FS-2, FS-3 (рис. 2, 7).

Поверхность FS-1 совпадает с эрозионной поверхностью перерыва в подошве тосненской свиты. Сигналом затопления является возобновление седиментации и перекрытие поверхности несогласия существенно мелкозернистым песчаником с обильными остатками лингулят.

Поверхность FS-2 соответствует подошве нижнекопорской подсвиты р. Ламошка и, по-видимому, подошве верхнетосненской подсвиты р. Тосна. При пересечении этого уровня литофации становятся более тонкозернистыми. Это хорошо видно на р. Ламошка, где мелко-среднезернистый оболовый песчаник тосненской свиты (ЛФ-6) резко сменяется довольно мощным пластом К-аргиллита (ЛФ-2) и выше тонким аргиллито-песчаным переслаиванием (ЛФ-3–5). Надо заметить, что редкие тончайшие слойки К-аргиллита появляются уже в самых верхах тосненской свиты (в 2 см ниже поверхности FS-2), сигнализируя о начале трансгрессивной тенденции. В подошве верхнетосненской подсвиты р. Тосна утонение кластических структур менее заметно, но сдвиг фаций там подчеркнут увеличением содержания остатков оболид.

Поверхность затопления FS-3 отвечает подошве верхнекопорской подсвиты и маркирована появлением монотонных К-аргиллитов. Учитывая наличие явной трансгрессивной тенденции еще в верхах подстилающей пачки II/K, поверхность FS-3, по-видимому, представляет не начало затопления, а его максимум в плане амплитуды и скорости подъема уровня моря. Поэтому можно ожидать некоторое омоложение подошвы верхнекопорской подсвиты вверх по «склону», то есть в сторону берега. На р. Тосна поверхность FS-3 проводится в 5–10 см ниже кровли тосненской свиты по появлению мелкозернистого, массивного оболового песчаника QC-4.

Рис. 11. Стратификация копорской и тосненской свит

Длина масштабной риски 1 см, на фиг. C — 5 мм. ***A*** — поперечное сечение тоннеля инфауны в тонком X-аргиллитовом ламините (в центре рисунка). Мелкие песчаные нодули ниже и выше (стрелки), по-видимому, также являются заполнением тоннелей инфауны. Пласт 27, р. Ламошка; ***B*** — градационные переходы от алевролита к К-аргиллиту. Пласт 31, р. Ламошка; ***C*** — последовательность литотипов в верхней части пласта 30, р. Ламошка: T-аргиллит без ламинации (*1*), микроламинит алевролит/тонкопсаммитовый переходит в T-аргиллит/тонкопсаммитовый (*2*), массивный тонкозернистый песчаник (*3*) и массивный крупнозернистый алевролит (*4*), оба принадлежат литотипу QC-1; ***D*** — перекрестная косая слойчатость в средне-мелкозернистом песчанике, литотип QC-4(?). Темные слойки на границах серий — граптолитовый алевролит. Скв. 33-КГ, оз. Теглицкое; ***E*** — мелководнистая и бугорчатая слойчатость в тонкозернистом песчанике, литотип QC-2. Пласт 22, р. Ламошка; ***F*** — останец «ветвящегося» слоя песчанистого T-аргиллита, маркирующий частично эродированную ложбину на поверхности крупной лингоидной ряби(?). T-аргиллит чередуется с средне-мелкозернистым песчаником QC-4. Пещера Жемчужная, 35 см над подошвой тосненской свиты

Fig. 11. Stratification of the Koporye and Tosna formations

The scale bar length is 1 cm, 5 mm in fig. C. ***A*** — cross-section of an infaunal tunnel in thin-layered X-argillite laminite (in the figure center). Small sandy nodules below and above (arrows) also apparently fill the infaunal tunnels. Bed 27, Lamoshka River; ***B*** — graded siltstone/argillite rhythms. Bed 31, Lamoshka River; ***C*** — lithotype succession in the upper part of Bed 30, Lamoshka River: T-argillite without lamination (*1*), microlaminite from siltstone / very fine-grained psammite to T-argillite / very fine-grained psammite (*2*), massive very fine-grained sandstone (*3*), and massive coarse-grained siltstone (*4*), both belong to the QC-1 lithotype; ***D*** — cross-bedding in medium-fine-grained sandstone, QC-4(?) lithotype. Dark laminae in the series boundaries are graptolite siltstone. Drillhole 33-KG, Teglitskoye Lake; ***E*** — finely wavy and hummocky bedding in very fine-grained sandstone, QC-2 lithotype. Bed 22, Lamoshka River; ***F*** — Remnant of a "branching" layer of sandy T-argillite, marking a partially eroded trough on the surface of a large lingoid ripple(?). The T-argillite alternates with the QC-4 medium-grained sandstone. Zhemchuzhnaya Cave, 35 cm above the Tosna Formation base

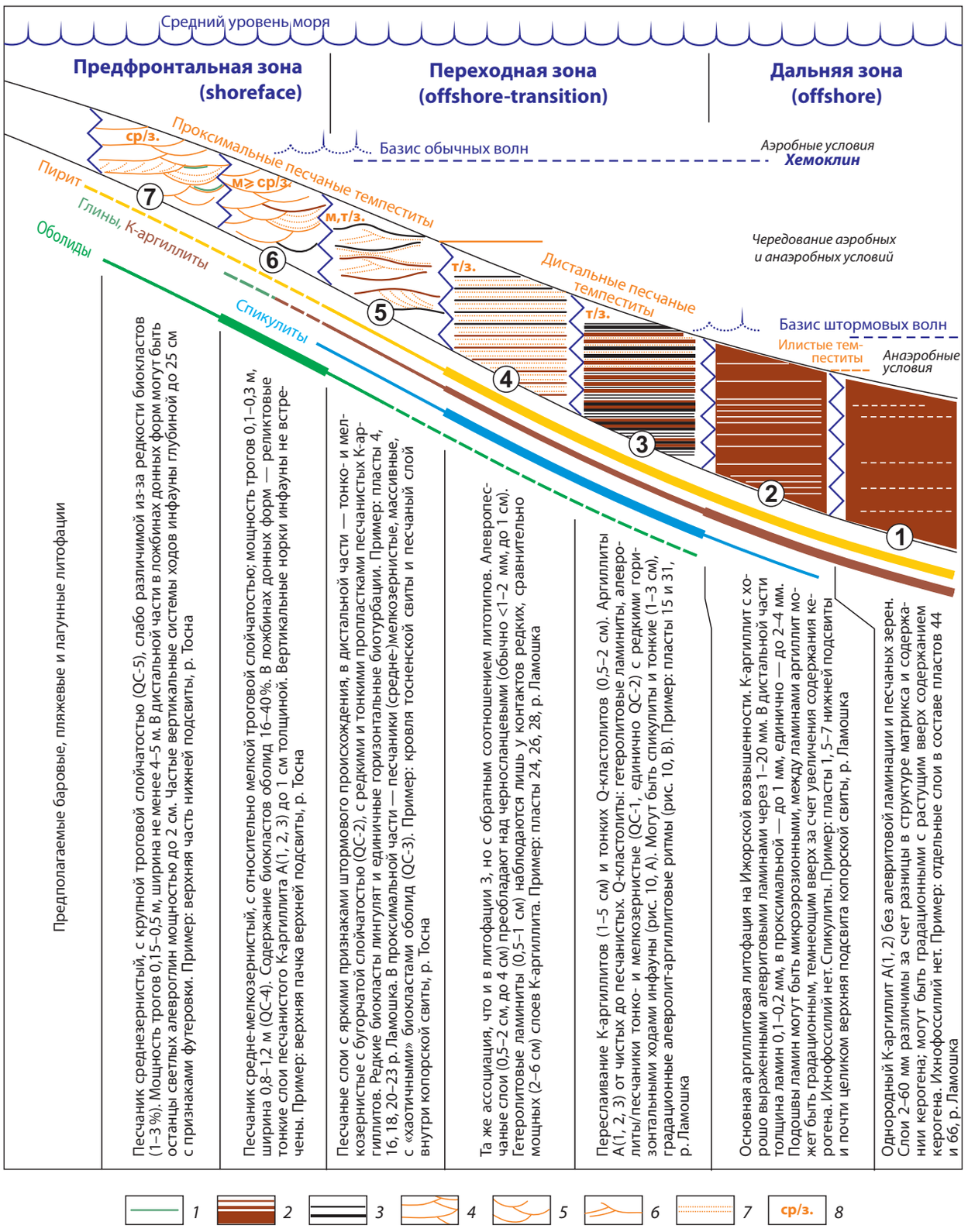


Рис. 12. Фациальный профиль тосненской и копорской свит

1 — прослои глин; ***2*** — аргиллиты талломоальгинитовые; ***3*** — аргиллиты хитинитовые; ***4–6*** — песчаные пласты с крупно-трогово (*4*), сравнительно мелко-трогово (*5*), бугорчатой (*6*) слоистостью; ***7*** — песчаные пласты с существенно горизонтальной слоистостью; ***8*** — преобладающие структуры песчаников

Fig. 12. Facial model for the Tosna and Koporye formations

1 — clay interlayers; ***2*** — thallomoalginitic argillite; ***3*** — chitinitic argillite; ***4–6*** — sandstone layers with coarse trough (*4*), relatively thin trough (*5*), hummocky (*6*) bedding; ***7*** — sandstone layers with horizontal bedding; ***8*** — predominant sandstone textures

Сдвиг фаций в обоих случаях — ЛФ-3 → ЛФ-2 и ЛФ-6 → ЛФ-5 соответственно.

Между поверхностями FS-1 и FS-2 заключен интервал с укрупнением зернистости вверх, представляющий на р. Ламошка почти всю тосненскую свиту, а на р. Тосна — почти всю нижнетосненскую подсвиту. Интервал между поверхностями FS-2 и FS-3 на р. Ламошка (нижнекопорская подсвита) сперва показывает слабо регрессивную тенденцию (ЛФ-2 → ЛФ-5), а примерно с середины — обратную. В средней части интервала лежат сближенные пласты 16, 18, 20, 22 песчаника с бугорчатой слоистостью (ЛФ-5), с резким пиком мелкопсаммитовой фракции в пласте 16. По-видимому, этому пику на р. Тосна соответствует небольшой пик среднепсаммитовой фракции (ЛФ-7) в подошве верхней пачки верхнетосненской подсвиты.

Потенциально важным стратиграфическим маркером является «граптолитовый» интервал, прослеженный от р. Ламошка через г. Кирхгоф до р. Тосна. Нижняя половина интервала восточнее р. Воронка «съедается» оболовыми песчаниками тосненской свиты, так что его нижняя граница в разрезах гостилицкого и саблинского типов может быть лишь намечена условно — там, где в оболовых песчаниках присутствуют тонкие слойки черных сланцев с граптолитами. Напротив, верхняя часть «граптолитового» интервала приходится на основание верхнекопорской подсвиты и практически не меняет своей мощности от р. Ламошка до г. Кирхгоф (66 км). Так, кровля «граптолитового» интервала на этом отрезке располагается в 1,2–1,4 м над подошвой верхнекопорской подсвиты, представляя собой протяженный маркирующий уровень. Восточнее верхнекопорская подсвита эродируется почти полностью вместе с «граптолитовым» интервалом.

Данная схема корреляции не противоречит имеющимся биостратиграфическим данным по конодонтам, согласно которым нижняя граница зоны Cordylodus angulatus располагается примерно в 0,5 м над подошвой верхнекопорской подсвиты, а на р. Тосна в верхах тосненской свиты (Попов и др., 1989), что говорит о примерном стратиграфическом соответствии нижнекопорской подсвиты р. Ламошка верхнетосненской подсвите р. Тосна.

ОБСУЖДЕНИЕ

Строение разреза. После работ Б. П. Асаткина в геологической литературе можно встретить представление, что диктионемовые сланцы «теснейшим образом, через взаимное переслаивание, связаны с оболовыми песчаниками» (Асаткин, 1937, с. 40; Сергеева и др., 1986). По нашему мнению, оно основано лишь на внешнем сходстве песчаников тосненской свиты и нижнекопорской подсвиты. При более детальном изучении нижние границы копорской свиты на р. Ламошка и р. Тосна предстают как литологически резкие уровни, при пересечении которых не только появляются хорошо выраженные чернослацевые слои, но и заметно меняется облик песчаных слоев: утоняется структура, исчезает косая слойчатость, а также (на р. Ламошка) почти полностью исчезают обильные биокласты оболид. Эти изменения отражают резкое снижение гидродинамической энергии и позволяют интерпретировать данные уровни как поверхности затопления, по нашей нумерации — FS-2 (р. Ламошка) и FS-3 (р. Тосна). Сходная интерпретация была предложена ранее А. В. Дроновым (1998), с той лишь разницей, что нижняя граница копорской свиты рассматривалась им как одна поверхность (трансгрессивная поверхность в основании трансгрессивного тракта).

Тосненско-копорская часть разреза р. Ламошка в работах предшественников описана схематично и неточно. В их интерпретации тосненская свита вверх становится более тонкозернистой (Сергеева и др., 1986), представлена обеими подсвитами (Попов и др., 1989) и связана с копорской свитой переходом через переслаивание (Сергеева и др., 1986). По мнению автора, тосненская свита вверх становится более грубозернистой и отделяется литологически резкой границей от вышележащей копорской свиты; обе свиты сложены каждая своими литотипами. Заметим также, что предшественниками были пропущены все прослои спикулитов в копорской свите (хотя некоторые из них достигают мощности 9 см), но показаны частые антраконитовые конкреции (которых, наоборот, нет). Полученные автором значения мощности тосненской свиты (1,7 м), нижней (2,9 м) и верхней (3,2 м) подсвит копорской свиты также отличаются от приведенных в работах предшественников (2,0, 2,4 и 2,2 м соответственно; Сергеева и др., 1986; Попов и др., 1989). Расхождение в мощностях затрудняет определение биотратиграфических рубежей. Так, первая находка зонального вида *Cordylodus angulatus* Pander отмечена в 0,5 м над подошвой верхнекопорской подсвиты (Попов и др., 1989). Учитывая занижение авторами мощности этой подсвиты на 1 м, трудно понять, из какой части подсвиты эта проба происходит.

Л. Е. Попов с соавторами (1989) подразделил тосненскую свиту на две подсвиты на участке глинта Нарва–Тосна. Границу между ними он охарактеризовал как эрозионное несогласие, приурочивая к нему начало V цикла седиментации. По мнению А. В. Дронова, каждая подсвита представляет собой седиментационный цикл, который начинается грубозернистыми песками и заканчивается тонкозернистыми (Дронов и др., 1998, 2012). По нашему мнению, выделение двух подсвит справедливо, в первую очередь, для разрезов саблинского типа. Для нижней подсвиты характерна «грубеющая» вверх зернистость (местами нарушенная появлением базальных грубодетритовых песчаников), для верхней, в целом, — «утоняющаяся вверх». Граница между подсвитами не отличается по интенсивности заселения инфауной от других омиссионных поверхностей тосненской свиты, а по интенсивности эрозии — от границ любых других косослойчатых серий. Судя по изменению литофаций, данный уровень, скорее, представляет собой поверхность затопления (FS-2), пусть и гранулометрически слабо обозначенного. Последнее, по-видимому, обусловлено усреднением гранулометрического состава осадков в ходе

многочисленных событий переотложения, когда смешивался песчаный материал смежных слоев. Что же касается разрезов копорского типа (р. Ламошка и др.), то наличие там верхнетосненской подсвиты вызывает сомнение. Так, мощность тосненской свиты сокращена там вдвое (а), основная часть разреза характеризуется «грубеющей вверх» зернистостью (б), а омиссионные поверхности вообще не были обнаружены. Стратиграфическое соответствие нижнетосненской подсвиты р. Тосна и всей тосненской свиты р. Ламошка в какой-то степени подтверждается данными Л. Е. Попова с соавторами (1989) о положении нижней границы зоны Cordylodus angulatus на р. Ламошка в низах верхнекопорской подсвиты, а на р. Тосна — в верхах тосненской свиты.

Минеральный и микрокомпонентный состав керогенистых аргиллитов пакеортского горизонта детально изучался эстонскими исследователями. По данным (Loog et al., 2001), силикатная часть диктионемового сланца составляет 65–70 % и содержит алевритовых и глинистых частиц 70 % и 30 % соответственно. В минеральном отношении это до 40 % глинистых минералов и слюд, >30 % калиевого полевого шпата и почти 30 % кварца. Последние два минерала чаще встречаются во фракции 5–10 мкм, причем большая часть калиевого полевого шпата является аутигенным идиоморфным санидином. Сходные данные приводит В. И. Вялов с соавторами (2024) для российских диктионемовых сланцев — 20–30 % глинистых и 70–80 % алевритовых частиц, причем первые представлены гидрослюдами, серицитом, биотитом и мусковитом, а вторые — санидином и кварцем. Предполагается, распределение этих минералов по фракциям должно быть более сложным, так как в исследованных нами образцах К-аргиллитов из того же района гидрослюды, мусковит, биотит (и их гидратированные разности) широко представлены во фракции >0,005 мм, а идиоморфный калишпат встречается и во фракции <0,005 мм (хотя чаще — во фракции 5–10 мкм, аналогично эстонским данным). Заметим, что обилие идиоморфных полевых шпатов в свое время послужило основой для предположения о туфогенной природе диктионемовых сланцев (Петерселль и др., 1987), по-видимому, по аналогии с местными метабентонитами.

Что касается микрокомпонентного состава ОВ, то диктионемовые сланцы разными авторами определялись как хитинит-талломоальгинитовые граптолит-акритарховые (Лапо и др., 1988), витринит-коллоальгинитовые с примесью хитинита (Гинзбург, 1991, табл. 4) или талломоальгинитовые бактериального происхождения (Волкова и др., 2006). В литературе можно найти полярные мнения относительно доминирующего вклада граптолитов (Асаткин, 1937; Клитина и др., 1980) или микрофитофоссилий (Клесмент, 1985) в органическом веществе диктионемовых сланцев. Так, по И. Р. Клесменту (1985), диктионемовые сланцы и кукерситы образованы остатками цианобактерий (*Gloecapsomorpha prisca* Zal.) и различия между ними заключаются лишь в степени разложения этой органики. Однако отметим следующее. Во-первых, талломоальгинитовая природа органического вещества диктионемовых сланцев (кроме хитинитовых разностей) видна при увеличении 20–40^{x} в обычных петрографических шлифах при условии их стандартной толщины. В толстых же шлифах комочки талломоальгинита сливаются в сплошную массу, производящую впечатление коллоальгинитовой. Во-вторых, частицы микробиального талломоальгинита в кукерситах на порядок крупнее, чем в диктионемовых сланцах, что говорит о групповом различии их продуцентов. В-третьих, в одном разрезе копорской свиты могут наблюдаться хитинитовые (без талломоальгинита), талломоальгинитовые (без хитинита) и переходные литотипы черных сланцев, то есть в разных условиях абсолютными доминантами могли быть как граптолиты (реже), так и микробионты (обычно). Акритарховые разности диктионемовых сланцев, если и существуют, то в микромасштабе.

Фации. Согласно представлениям о фациальной зональности Балтийского палеобассейна в тремадоке, его монотонные черносланцевые разрезы характеризуют сравнительно глубоководные обстановки внешнего шельфа, а существенно песчаные — мелководные обстановки внутреннего шельфа (Мянниль, 1966; Попов и др., 1989; Nielsen et al., 2006). Единственная, насколько известно автору, фациальная модель пакеортских отложений Балтийского палеобассейна была предложена Л. Е. Поповым с соавторами (1989). Модель включала три пояса, в сторону берега: 1) высокопродуктивного морского бассейна с анаэробными условиями в дистальной части; 2) баровых песков, концентрирующих биокласты лингулят; 3) лагунных и пляжевых фаций. По нашему мнению, наличие баровых, пляжевых и лагунных фаций в тосненской свите Ижорской возвышенности требует проверки, хотя бы потому, что единственный тип слойчатости там — троговый, образованный при миграции подводных дюн (Кулямин, 1975). Между тем, бары и особенно пляжи обладают особыми типами слойчатости, связанными с прибоем и накатом (например, Elliott, 1986).

Автором предложена модель штормового шельфа в пределах предфронтальной, переходной и дальней зон. Для двух последних характерно отсутствие косой слойчатости течений и широкое распространение градационных, бугорчато-слойчатых и «хаотичных» текстур, которые формируются на спаде волновой турбулентности условно слабой, средней и сильной энергии. Градационные текстуры характерны, главным образом, для К-аргиллитов и алевролитов копорской свиты. Они могут быть результатом осаждения взмученного ила из суспензионного облака или низкоплотностного потока (Macquaker et al., 2010), представляя в последнем случае индуцированные штормами илистые турбидиты. Тонко- и мелкозернистые бугорчато-слойчатые песчаники QC-2 можно связать с волнами средней энергии в проксимальных обстановках (см. пример из Гельголандской бухты в публикации Johnson et al., 1986). Массивные песчаники QC-3 с «крестовидной» ориентировкой крупных биокластов могут быть результатом сваливания взмученного осадка на дно

в результате короткой фазы затухания шторма по аналогии с примерами (Reif, 1982). Но если дистальные песчаные фации испытывали воздействие штормов, то проксимальные — тем более. Отсюда следует, что троговые песчаники тосненской свиты сформированы течениями либо усиленными, либо появившимися в ходе штормовых событий. Основное направление течений, судя по измерениям косой слойчатости р. Ламошка (Кулямин, 1975) и р. Тосна, было 310–330° (реже обратное), то есть ВСВ. Аналогичное простирание имеют местные изопахиты оболовых песчаников и черных сланцев (рис. 1, *b*), что указывает на примерно вдольбереговое направление течений. Примеры аналогичного сочетания «бугорчатых» песчаных фаций и сравнительно проксимальных троговых серий вдольбереговой ориентировки уже известны в литературе (Elliott, 1986).

«Штормовые» интерпретации ранее были предложены для каллавереской и тюрисалуской свит Эстонии, являющихся стратиграфическими и литологическими аналогами тосненской и копорской свит. Горизонтально-слойчатые песчаники нижней части каллавереской свиты (с прослоями черных сланцев) были интерпретированы как штормовые, а косослойчатые песчаники верхней части (без черных сланцев) — как приливно-отливные[1]. Из тюрисалуской свиты описан комплекс текстур К-аргиллитов, аналогичный таковому копорской свиты — градационные и массивные слои, алевритовые ламины с микроэрозионными подошвами (Hints et al., 2014). Градационные слои, разделенные алевритовыми ламинами с микроэрозионными подошвами, были интерпретированы как результат осаждения илов из низкоплотностных осадочных потоков, индуцированных штормами (то есть как индуцированные штормами турбидиты), а без ламин — как результат осаждения из суспензионного штормового облака. Массивные слои аргиллита были интерпретированы как возможный результат осаждения ила, «флюидизированного» штормовыми волнами. С такой интерпретацией текстур тюрисалуской свиты (и копорской свиты тоже) вполне можно согласиться. Однако другие текстуры К-аргиллитов, такие как «мелкая косая слоистость», «знаки ряби», «биотурбации», «искривленные поверхности напластования» и «выклинивающиеся слои» (фиг. 3 B, C, фиг. 5 A, B, фиг. 7 A, E, F в публикации Hints et al., 2014), мы считаем постседиментационными. Они часто встречаются и в копорской свите, где обусловлены будинажем спикулитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты.

1. Тосненская и копорская свиты существенно обособлены друг от друга — они характеризуются своими наборами литотипов, а их границы представляют собой литологически резкие уровни. В частности, границы тосненской и копорской свит в разрезах копорского (р. Ламошка) и саблинского (р. Тосна) типов маркированы более или менее резким появлением тонкозернистых (более бассейновых) фаций, что позволяет интерпретировать их как поверхности затопления FS-2 и FS-3 соответственно. Тем самым представление о связи оболовых песчаников с диктионемовыми сланцами через переслаивание, встречающееся в геологической литературе, является упрощенным.

2. В разрезах саблинского типа нижняя и верхняя подсвиты тосненской свиты разделены отчетливой омиссионной поверхностью; нижняя подсвита, в целом, характеризуется увеличением вверх содержания среднепсаммитовой фракции (за исключением отдельных разрезов), верхняя подсвита — наоборот, мелкозернистой. В разрезах копорского типа тосненская свита сокращена по мощности вдвое и представлена только нижней подсвитой с таким же распределением силицикластики. Тем самым представления о наличии там обеих подсвит не подтверждаются.

3. Гидрослюдистый матрикс К-аргиллитов нередко характеризуется высоким содержанием среднетонкоалевритовой детритовой фракции гидрослюд, вплоть до преобладания. Однако от типичного кварцевого алеврита (изометричного) гидрослюдистый алеврит резко отличается пластинчатой формой зерен и, следовательно, более низкой гидравлической крупностью, характерной для низкоэнергетических обстановок седиментации.

4. Граптолитовый детрит в заметном количестве обогащает К-аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники внутренней части пакеркортского горизонта, примерно соответствующей верхней части конодонтовой зоны Cordylodus lindstroemi и нижней части конодонтовой зоны Cordylodus angulatus. В зависимости от содержания детрита, состав ОВ К-аргиллитов в «граптолитовом» интервале варьирует от хитинит-талломоальгинитового до почти чисто хитинитового. За пределами «граптолитового» интервала такой детрит единичен, и состав ОВ К-аргиллитов оказывается чисто талломоальгинитовым. Предполагаем, что «граптолитовый» интервал копорской свиты синхронен таковому тюрисалуской свиты Эстонии и отражает эпизод высокой продуктивности граптолитов в восточной части Балтийского палеобассейна.

5. Реконструирован фациальный профиль внешней-предфронтальной зон штормового шельфа из семи литофаций. Дальней зоне отвечают черносланцевые литофации 1 и 2, рассматриваемые как илистые темпеститы и/или индуцированные штормами турбидиты. Предфронтальной зоне отвечают среднезернистые оболовые песчаники литофации 7 с косой слойчатостью крупной лингоидной или луноподобной ряби. Переходной зоне соответствуют литофации переслаивания черных сланцев и штормовых песчаных слоев.

[1] Дронов А. В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии : автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 2000. 34 с.

6. Для литостратиграфической корреляции разрезов тосненской и копорской свит Ижорской возвышенности могут быть использованы следующие уровни на примере разрезов копорского типа: 1) поверхность затопления FS-2 в подошве копорской свиты; 2) подошва пачки II-K + «нижние спикулиты», локально; 3) поверхность затопления FS-3 в подошве верхнекопорской подсвиты; 4) кровля «граптолитового» интервала в низах верхнекопорской подсвиты; 5) «верхние спикулиты» в середине верхнекопорской подсвиты.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

Альтгаузен М. Н., Гольдштейн Ц. Л., Давыдова Т. Н. Урановое оруденение Прибалтики // Месторождения урана СССР : Т. 2, № 1. Осадочные месторождения. М., 1967. С. 278–319.

Асаткин Б. П. Нижнесилурийские образования // Труды Ленинградского геологического треста : Вып. 15. Геологическая карта южной части Ленинградской области. Масштаб 1 : 1 000 000 / под ред. Б. П. Асаткина. Л. [и др.] : ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 16–30.

Балашова Е. А., Балашов З. Г. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы // Ученые записки ЛГУ. Сер. геол. наук. 1959. Т. 10, № 268. С. 127–154.

Берто Г., Лаломов А. В., Тугарова М. А. Реконструкция палеолитодинамических условий формирования кембро-ордовикских песчаников северо-запада Русской Платформы // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 67–78.

Волкова И. Б., Гинзбург А. И. Петрография горючих сланцев // Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. С. 213–219.

Вялов В. И., Дю Т. А., Шишов Е. П. Уран и редкоземельные элементы в диктионемовых сланцах Прибалтийского бассейна (Кайболово-Гостилицкая площадь) // Георесурсы. 2024. Т. 26, № 1. С. 3–19. https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.3

Гинзбург А. И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л. : Недра, Ленингр. отд-ние, 1991. 116 с.

Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов : Проблема 12. Региональная палеогеография. М. : Госгеолтехиздат, 1960. С. 15–24.

Дронов А. В., Корень Т. И., Попов Л. Е., Толмачева Т. Ю. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб. : Всерос. науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского, 1998. 88 с.

Дронов А. В., Толмачева Т. Ю., Искюль Г. С. Нижний палеозой окрестностей Санкт-Петербурга. Путеводитель экскурсии, 23–24 сентября 2012 г. СПб., 2012. 52 с.

Клесмент И. Р. О генезисе прибалтийских горючих сланцев // Горючие сланцы. 1985. Т. 2, № 1. С. 12–22.

Клитина Л. В., Летушова И. А. Петрографические и химические особенности диктионемовых сланцев и кукерситов Прибалтийского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования : Ч. 2. Накопление, преобразование органического вещества угольных пластов. Львов, 1980. С. 126–127.

Кулямин Л. Н. Косая слоистость и фации оболовых слоев Прибалтики // Советская геология. 1975. № 2. С. 130–138.

Лапо А. В., Михайлова Н. С. К вопросу об исходном материале органического вещества диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна // Горючие сланцы. 1988. Т. 5, № 4. С. 348–355.

Мююрисепп К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сясь // Труды Института геологии Академии наук Эстонской ССР : Т. 3. Таллин, 1958. С. 55–79.

Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин : Валгус, 1966. 200 с.

Петерселль В. Х., Жуков Ф. И., Лоог А. Р., Фомин Ю. А. Происхождение тремадокских керогенсодержащих алевролитов и аргиллитов Северной Эстонии // Горючие сланцы. 1987. Т. 4, № 1. С. 8–13.

Попов Л. Е., Хазанович К. К., Боровко Н. Г. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л. : Наука, Ленингр. отд-ние, 1989. 222 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами / сост. Р. М. Мянниль, Х. Э. Нестор. Л. : ВСЕГЕИ, 1987. 114 с.

Рухин Л. Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Труды Саблинской научно-учебной станции ЛГУ : Т. 4. М., 1939. 176 с.

Сергеева С. П., Боровко Н. Г., Горянский В. Ю. О выделении копорской свиты и ее палеонтологической характеристике // Вопросы палеонтологии. 1986. Т. 9. С. 118–123.

Тугарова М. А., Платонов М. В. Карбонатные микробиолиты в аргиллитах копорской свиты северо-западного крыла Московской синеклизы // Литосфера. 2014. № 4. С. 36–49.

Хейнсалу Х. Литология и стратиграфия верхнетремадокских граптолитовых аргиллитов северо-западной Эстонии // Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология. 1990. Т. 39, № 4. С. 142–151. https://doi.org/10.3176/geol.1990.4.02

Andersson A., Dahlman B., Gee D. G., Snäll S. The Scandinavian Alum Shales // Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca : No. 56. Uppsala, 1985. 50 p.

Cocks L. R. M., Torsvik T. H. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity // Earth-Science Reviews. 2005. Vol. 72, nos. 1–2. P. 39–66. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.04.001

Dronov A., Mikuláš R. Paleozoic ichnology of St. Petersburg region // Transactions of the Geological Institute : Vol. 596. 4th international workshop on ichnotaxonomy. Moscow, 2010. 70 p.

Elliott T. Siliciclastic shorelines // Sedimentary environments and facies / Ed. H. G. Reading. Oxford [et al.] : Blackwell Sci. Publ., 1986. P. 155–188.

Hints R., Hade S., Soesoo A., Voolma M. Depositional framework of the East Baltic Tremadocian black shale revisited // GFF. 2014. Vol. 136, no. 3. P. 464–482. https://doi.org/10.1080/11035897.2013.866978

Johnson H. D., Baldwin C. T. Shallow siliciclastic seas // Sedimentary environments and facies / Ed. H. G. Reading. Oxford [et al.] : Blackwell Sci. Publ., 1986. P. 229–282.

Loog A., Kurvits T., Aruväli J., Petersell V. Grain size and mineralogy of silicate minerals in the Dictyonema Shale in Estonia // WOGOGOB-2001. Abstracts / Eds. D. A. T. Harper, S. Stouge. Copenhagen, 2001. P. 17–18.

Macquaker J. H. S., Bentley S. J., Bohacs K. M. Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions // Geology. 2010. Vol. 38, no. 10. P. 947–950. https://doi.org/10.1130/G31093.1

Mickwitz A. Über die Brachiopodengattung Obolus Eichwald // Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg. VIII série : Vol. 4, no. 2. St.-Pétersbourg, 1896. P. 675–698.

Nielsen A. T., Schovsbo N. H. Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 2006. Vol. 53. P. 47–92. https://doi.org/10.37570/bgsd-2006–53–04

Popov L. E., Álvaro J. J., Holmer L. E., Bauert H., Ghobadi Pour M., Dronov A. V., Lehnert O., Hints O., Männik P., Zhang Zhif., Zhang Zhil. Glendonite occurrences in the Tremadocian of Baltica: First Early Palaeozoic evidence of massive ikaite

precipitation at temperate latitudes // Scientific Reports. 2019. Vol. 9. P. 7205. https://doi.org/10.1038/s41598-019-43707-4

Reif W.-E. Muschelkalk/Keuper bone-beds (Middle Triassic, SW-Germany) — storm condensation in a regressive cycle // Cyclic and event stratification / Eds. G. Einsele, A. Seilacher. Heidelberg : Springer Berlin, 1982. P. 299–325. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_22

Saltzman M. R., Edwards C. T., Adrain J. M., Westrop S. R. Persistent oceanic anoxia and elevated extinction rates separate the Cambrian and Ordovician radiations // Geology. 2015. Vol. 43, no. 9. P. 807–810. https://doi.org/10.1130/G36814.1

Schmidt F. Revision der ostabaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abtheilung 1: Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden // Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg. VII série : Vol. 30, no. 1. St.-Pétersbourg, 1881. 238 p.

REFERENCES

Althauzen M. N., Goldshteyn Ts. L., Davydova T. N. (1967). Uranium mineralization in the Baltic countries. In *Uranium deposits of the USSR: Vol. 2, no. 1. Sedimentary deposits* (pp. 278–319). Moscow. (In Russ.).

Assatkin B. P. (1937). Lower Silurian formations. In *Proceedings of the Leningrad Geological Trust: Vol. 15. B. P. Asatkin (Ed.), Geological map of the South Leningrad region. Scale of 1 : 1,000,000* (pp. 16–30). Leningrad [et al.]: ONTI NKTP USSR. (In Russ.).

Balashova E. A., Balashov Z. G. (1959). On the stratigraphy of glauconitic and orthoceratitic beds of the Ordovician in the North-West Russian Platform. *Uchenye Zapiski LSU. Ser. geol. nauk, 10*(268), 127–154. (In Russ.).

Berthault G., Lalomov A. V., Tugarova M. A. (2011). Reconstruction of paleolithodynamic formation conditions of Cambrian-Ordovician sandstones in the Northwestern Russian platform. *Lithology and Mineral Resources, 46*(1), 60–70. (In Russ.). https://doi.org/10.1134/S0024490211010020

Volkova I. B., Ginzburg A. I. (2006). Petrography of oil shale. In *Petrological atlas of fossil organic matter of Russia* (pp. 213–219). St. Petersburg: VSEGEI. (In Russ.).

Vyalov V. I., Dyu T. A., Shishov E. P. Uranium and rare-earth elements in dictyonema shale of the Baltic sedimentary basin (Kaibolovo-Gostilitsy Area). *Georesursy, 26*(1), 3–19. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.3

Ginzburg A. I. (1991). *Atlas of petrographic types of oil shale.* Leningrad: Nedra, Leningrad branch, 116 p. (In Russ.).

Davydova T. N., Goldsteyn Ts. L. (1960). Genesis of sediments and paleogeography of the Early Ordovician in the North Soviet Baltic countries. In *International geological congress. XXI session. Reports of Soviet geologists: Problem 12. Regional paleogeography* (pp. 15–24). Moscow: Gosgeoltekhizdat. (In Russ.).

Dronov A. V., Koren T. I., Popov L. E., Tolmacheva T. Yu. (1998). *Methodology of event stratigraphy in substantiating the regional straton correlation based on the Lower Ordovician of North-West Russia.* St. Petersburg: All-Russ. Geol. Research Inst. of A. P. Karpinsky, 88 p. (In Russ.).

Dronov A. V., Tolmacheva T. Yu., Iskyul G. S. (2012). *Lower Paleozoic of Saint Petersburg environs. Excursion guide, September 23–24, 2012.* St. Petersburg, 52 p. (In Russ.).

Klesment I. R. (1985). On the genesis of the Baltic oil shale. *Oil Shale, 2*(1), 12–22. (In Russ.).

Klitina L. V., Letushova I. A. (1980). Petrographic and chemical features of the Dictyonem shales and kukersites of the Baltic basin. In *Coal basins and conditions of their formation: Pt. 2. Accumulation, transformation of organic matter of coal layer* (pp. 126–127). Lviv. (In Russ.).

Kulyamin L. N. (1975). Cross bedding and facies of Obolus beds of the Baltic region. *Soviet Geology*, (2), 130–138. (In Russ.).

Lapo A. V., Mikhailova N. S. (1988). On the initial material of organic matter of the Baltic Dictyonema shales. *Oil Shale, 5*(4), 348–355. (In Russ.).

Müürisepp K. (1958). Characteristics of the lower boundary of the Pakerort Regional Stage from Cape Pakerort to the Syas River. In *Proceedings of the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian SSR: Vol. 3* (pp. 55–79). Tallinn. (In Russ.).

Männil R. M. (1966). *Evolution of the Baltic basin during the Ordovician*. Tallinn: Valgus, 200 p. (In Russ.).

Petersell V. Kh., Zhukov F. I., Loog A. R., Fomin Yu. A. (1987). Origin of Tremadoc kerogen-bearing siltstones and argillites of North Estonia. *Oil Shale, 4*(1), 8–13. (In Russ.).

Popov L. E., Khazanovich K. K., Borovko N. G. et al. (1989). *The key sections and stratigraphy of the phosphate-bearing obolus beds on the north-east of Russian platform.* Leningrad: Nauka, Leningrad branch, 222 p. (In Russ.).

Männil R. M., Nestor H. E. (Eds.). (1987). *Decisions of the interdepartmental regional stratigraphic meeting on the Ordovician and Silurian of the East European Platform in 1984 with regional stratigraphic schemes*. Leningrad: VSEGEI, 114 p. (In Russ.).

Rukhin, L. B. (1939). Cambrian-Silurian sandy sequence of the Leningrad region. In *Proceedings of the Sablino Scientific and Educational Station of LSU: Vol. 4.* Moscow, 176 p. (In Russ.).

Sergeeva S. P., Borovko N. G., Goryanskiy V. Yu. (1986). On the identification of the Koporye Formation and its paleontological characteristics. *Voprosy Paleontologii, 9,* 118–123. (In Russ.).

Tugarova M. A., Platonov M. V. (2014). Carbonate microbialites in the argillites of Koporskaya Formation in the northwest of Moscow syneclise. *Lithosphere (Russia)*, (4), 36–49. (In Russ.).

Heinsalu H. (1990). On the lithology and stratigraphy of Late Tremadoc graptolitic argillites of North-West Estonia. *Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology, 39*(4), 142–151. (In Russ.). https://doi.org/10.3176/geol.1990.4.02

Andersson A., Dahlman B., Gee D. G., Snäll S. (1985). The Scandinavian Alum Shales. In *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca: No. 56.* Uppsala, 50 p.

Cocks L. R. M., Torsvik T. H. (2005). Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews, 72*(1–2), 39–66. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.04.001

Dronov A., Mikuláš R. (2010). Paleozoic ichnology of St. Petersburg region. Excursion Guidebook. In *Transactions of the Geological Institute: Vol. 596. 4th international workshop on ichnotaxonomy.* Moscow, 70 p.

Elliott T. (1986). Siliciclastic shorelines. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies* (pp. 155–188). Oxford [et al.]: Blackwell Sci. Publ.

Hints R., Hade S., Soesoo A., Voolma M. Depositional framework of the East Baltic Tremadocian black shale revisited. *GFF, 136*(3), 464–482. https://doi.org/10.1080/11035897.2013.866978

Johnson H. D., Baldwin C. T. (1986). Shallow siliciclastic seas. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies* (pp. 229–282). Oxford [et al.]: Blackwell Sci. Publ.

Loog A., Kurvits T., Aruväli J., Petersell V. (2001). Grain size and mineralogy of silicate minerals in the Dictyonema Shale in Estonia. In D. A. T. Harper, S. Stouge (Eds.), *WOGOGOB-2001. Abstracts* (pp. 17–18). Copenhagen.

Macquaker J. H. S., Bentley S. J., Bohacs K. M. (2010). Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology, 38*(10), 947–950. https://doi.org/10.1130/G31093.1

Mickwitz A. (1896). Über die Brachiopodengattung Obolus Eichwald. In *Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg. VIII série: Vol. 4, no. 2* (pp. 675–698). St.-Pétersbourg.

Nielsen A. T., Schovsbo N. H. (2006). Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia. *Bulletin of the Geological Society of Denmark, 53*, 47–92. https://doi.org/10.37570/bgsd-2006-53-04

Popov L. E., Álvaro J. J., Holmer L. E., Bauert H., Ghobadi Pour M., Dronov A. V., Lehnert O., Hints O., Männik P.,

Zhang Zhif., Zhang Zhil. (2019). Glendonite occurrences in the Tremadocian of Baltica: First Early Palaeozoic evidence of massive ikaite precipitation at temperate latitudes. *Scientific Reports, 9*, 7205. https://doi.org/10.1038/s41598-019-43707-4

Reif W.-E. (1982). Muschelkalk/Keuper bone-beds (Middle Triassic, SW-Germany) — storm condensation in a regressive cycle. In G. Einsele, A. Seilacher (Eds.), *Cyclic and event stratification* (pp. 299–325). Heidelberg: Springer Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_22

Saltzman M. R., Edwards C. T., Adrain J. M., Westrop S. R. (2015). Persistent oceanic anoxia and elevated extinction rates separate the Cambrian and Ordovician radiations. *Geology, 43*(9), 807–810. https://doi.org/10.1130/G36814.1

Schmidt F. (1881). Revision der ostabaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abtheilung 1: Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. In *Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg. VII série. Vol. 30, no. 1*. St.-Pétersbourg, 238 p.

Георгий Сергеевич Искюль

Кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708
Scopus Author ID 59456073500
WoS ResearcherID OCL-2660-2025
РИНЦ SPIN-code 6561-2121
georgy_iskul@karpinskyinstitute.ru, geo-iskyul@yandex.ru

Georgy S. Iskül

PhD (Geology and Mineralogy),
Senior Researcher

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708
Scopus Author ID 59456073500
WoS ResearcherID OCL-2660-2025
RSCI SPIN-code 6561-2121
georgy_iskul@karpinskyinstitute.ru, geo-iskyul@yandex.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 04.12.2025
Одобрена после рецензирования 05.02.2026
Принята к публикации 24.03.2026

Submitted 04.12.2025
Approved after reviewing 05.02.2026
Accepted for publication 24.03.2026