

УДК 551.7(234.851)“621.6/72”

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506

Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал)

Н. С. Инкина, В. А. Салдин

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mails: nsinkina@geo.komisc.ru; litgeo@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 15.03.2023 г., принята к печати 07.09.2023 г.

Объектом исследований являются верхнекаменноугольно-нижнепермские породы лосиноостровской свиты Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны, вскрытые на левом берегу р. Кожим в районе устья руч. Нортничаель западного склона Приполярного Урала. Методы оптико- и электронно-микроскопические (в т.ч. катодolumинесценция), анализы химический силикатный, карбонатный и рентгенодифракционный. Результаты и выводы. Изученные породы отнесены к трем основным группам: микстолитам (породам смешанного состава), карбонатолитам и силицитолитам, внутри каждой группы выделены разновидности. Микстолиты состоят из четырех главных компонентов: карбонатного, алевритистого, глинистого и кремнистого. Изменчивое соотношение породообразующих компонентов микстолитов отчетливо отразилось на дискриминационной модульной диаграмме $GM-(Na_2O + K_2O)$, где $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$. Обособились поля преимущественно кремнисто-алевритистых (кластер I), глинистых (кластер III), а также переходных (кластер II) микстолитов. Среди карбонатолитов выделены относительно чистые и алевритисто-глинисто-кремнистые известняки. Чистые известняки по форменным элементам разделены на биокластовые и пелоидно-микритовые. Силицитолиты представлены: 1) радиоляритами и радиоляриевыми спонголитами; 2) алевритисто-глинистыми силицитолитами и 3) вторичными кремнистыми образованиями. Количественные соотношения породообразующих компонентов показали, что более половины изученных микстолитов в основном сложены материалом внебассейнового происхождения. Относительно повышенные содержания внебассейного тонкого материала в карбонатолитах указывают на периодические ослабления гидродинамического режима во время накопления верхней части свиты. Изученные отложения, вероятно, формировались в обстановках дистального и проксимального рампов.

Ключевые слова: Приполярный Урал, верхнекаменноугольно-нижнепермские породы, лосиноостровская свита, микстолиты, карбонатолиты, силицитолиты

Источник финансирования

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9, FUUU-2022-0054)

Composition features of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Fm. and the role of extrabasin sources in their formation (Subpolar Urals)

Natalia S. Inkina, Victor A. Saldin

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktывkar 167000, Russia,
e-mails: nsinkina@geo.komisc.ru; litgeo@geo.komisc.ru

Received 15.03.2023, accepted 07.09.2023

Для цитирования: Инкина Н.С., Салдин В.А. (2024) Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал). *Литосфера*, 24(3), 479–506. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506>

For citation: Inkina N.S., Saldin V.A. (2024) Composition features of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Fm. and the role of extrabasin sources in their formation (Subpolar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 479–506. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506>

Research subject. The Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Formation of the Belsk-Eletsk structural-formational zone, exposed on the left bank of the Kozhim river, near the mouth of the stream Northnichael of the western slope of the Subpolar Urals. **Methods.** Optical and electron microscopic methods (including cathodoluminescence), chemical silicate, carbonate and X-ray diffraction analyses. **Results and conclusions.** The studied rocks are assigned to three main groups: mixtolites (rocks of mixed composition), carbonatolites, and silicytolites with varieties. Mixtolites consist of three and four main components: carbonate, silty, argillaceous and siliceous. The variable ratio of rock-forming components of mixtolites was clearly reflected in the discriminative modular diagram. Here, fields of predominantly siliceous and silty mixolites (cluster I), predominantly argillaceous (cluster III), as well as transitional mixolites (cluster II) are identified. Relatively pure and silty-argillaceous-siliceous limestones were distinguished among carbonatolites. According to the formed elements, pure limestones are divided into bioclastic and peloid-micritic. Silicytolites are represented by (1) radiolarites and radiolarian spongelites; (2) silty-argillaceous silicytolites and (3) cherts (secondary siliceous formations). The established quantitative ratios of rock-forming components showed that more than half of the studied mixtolites are composed mainly of the material of extrabasinal origin. Relatively high contents of extrabasinal fine material in carbonatolites indicate a periodic decrement of the hydrodynamic regime during the accumulation of the upper part of the formation. The studied deposits were probably formed in distal and proximal ramp settings.

Keywords: Subpolar Urals, Upper Carboniferous-Lower Permian rocks, Losinoostrov Formation, mixtolites, carbonate rocks, cherts

Funding information

The work was carried out within the framework of the state task of the IG FIC Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 122040600013-9)

Acknowledgements

The authors are grateful to Yu.S. Simakova and B.A. Makeev for X-ray diffraction researches; A.S. Shuisky, E.M. Tropnikov and I.L. Potapov for electron microscopic studies (including CL); employees of the laboratory "Chemistry of mineral raw materials" for analytical work and employees of the center "Sample preparation and processing of stone material" for technical assistance.

ВВЕДЕНИЕ

На севере Урала и Пай-Хоя распространены маломощные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения, охватывающие разный стратиграфический интервал – сезымская, лосиноостровская и шеркыртинская свиты. По комплексу признаков (Loutit et al., 1988) они соответствуют конденсированным разрезам. Свиты сложены породами разного состава преимущественно с пелитоморфно-микрозернистой (или алевроитовой) структурой. Литологами отмечено, что, несмотря на широкое распространение таких тонкодисперсных пород, изучены они заметно слабее песчаников и карбонатных пород (Macquaker, Gawthorpe, 1993; Schieber, Zimmerle, 1998; Milliken et al., 2016). Такое положение объясняется трудностью получения информации о их структуре, составе и, следовательно, условиях образования. В условиях полевых исследований трудно установить структурно-вещественную изменчивость тонкодисперсных пород по разрезу, которая может проявляться в различных масштабах (от первых мм до м), а использование оптикомикроскопического метода при лабораторных исследованиях недостаточно для их характеристики. Широкое применение в исследованиях электронно-микроскопических методов и катодоллю-

минесценции, дополнительно к ранее существующим, позволило раскрыть их сложный и изменчивый состав, интерес к которому возрос в связи с добычей сланцевого газа и нефти в последние десятилетия (Aplin, Macquaker, 2011; Lazar et al., 2015; Emmings et al., 2020). Ранее такие породы рассматривались лишь в качестве покрышек для нефтематеринских толщ. Многие из публикаций последних лет посвящены классификации, терминологии и обстановкам седиментации тонкодисперсных пород смешанного состава (Macquaker, Adams, 2003; Potter et al., 2005; Aplin, Macquaker, 2011; Lazar et al., 2015; Конторович и др., 2016; Калмыков, Балущкина, 2017; Peng et al., 2022). Однако до настоящего времени нет общепризнанных классификаций и однозначных терминов.

Целью данной статьи является раскрытие сложного состава лосиноостровской свиты на р. Кожим Приполярного Урала. Для понимания обстановок осадконакопления, важных для палеотектонических реконструкций региона, прежде всего необходимо выяснить вещественный состав пород. Ранее нами установлено широкое разнообразие типов пород сезымской свиты, которая долгое время считалась однородной по составу и сложенной в основном мергелями и глинистыми известняками (Инкина, 2019).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Палеозойские породы бассейна р. Кожим, в объеме ордовикско-пермского стратиграфического интервала, в структурно-тектоническом плане относятся к двум крупным структурам: Западно-Уральской мегазоне (ЗУМ) и Предуральскому краевому прогибу, разделенными Главным Западно-Уральским надвигом. Последний проводится по территории распространения нижнепермских терригенных отложений (Юдин, 1994). Осадочные породы палеозоя вскрыты руслом р. Кожим на протяжении 100 км поперек простираения геологических структур (рис. 1б). Эти толщи деформированы в ряд крупных анти- и синформных складок. Лосиноостровская свита участвует в строении западного крыла Обезиской антиклинали. Палеозойские от-

ложения района формировались на пассивной северо-восточной окраине Европейского палеоконтинента (Пучков, 2010). Осадконакопление (преимущественно карбонатное) происходило в мелководно-шельфовых обстановках с начала ордовикского периода по сакмарский век ранней перми. Эти отложения выделяются в ряд формаций Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (Елисеев и др., 2006). В конце сакмарского и начале артинского веков условия осадконакопления сменились на глубоководные (преимущественно терригенные). Породы этого возраста относятся к флишевой формации и являются индикатором заложения Предуральского краевого прогиба (Салдин, Инкина, 2017). Позднее терригенное осадконакопление происходило в мелководно-морских обстановках (кунгурский век и ранняя эпоха уфим-

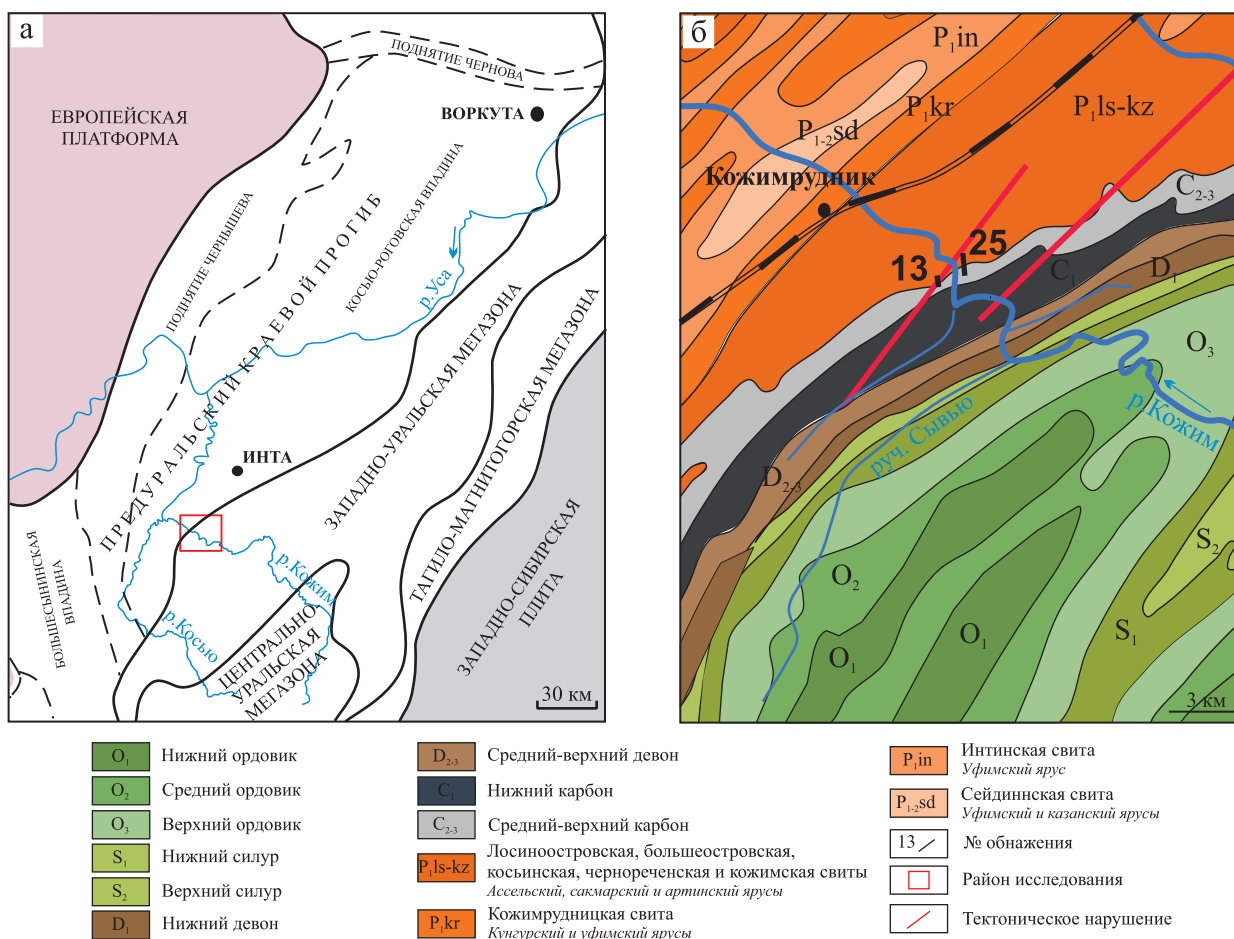


Рис. 1. Местоположение изученного разреза.

а – тектоническая схема северной части Урала, б – фрагмент геологической карты района исследований (по материалам А.М. Шишкина, 2000 г.).

Fig. 1. Location of the studied section.

а – tectonic scheme of the northern part of the Urals, б – a fragment of the geological map of the study area (based on the materials of A.M. Shishkin, 2000).

ского века (?)), а затем в континентальных. Источником терригенного материала в это время послужил Уральский ороген. Следует подчеркнуть, что разрез нижнепермских отложений на р. Кожим является опорным для западного склона севера Урала. Степень преобразования нижнепермских пород района отвечает стадии катагенеза МКЗ (Анищенко и др., 2004).

Восточнее Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны палеозойские отложения накапливались в глубоководных обстановках континентального склона и его подножья. Данные отложения выделены в Зилаиро-Лемвинскую структурно-формационную зону. Здесь в ордовикско-девонский период формировались карбонатно-кремнисто-глинистые отложения. Позднее, в раннекаменноугольно-раннепермское (до раннеартинского (?)) время, осадконакопление сменилось на преимущественно терригенное. Седиментация в это время происходила в остаточном океаническом бассейне (флишевый трог), в который гравитационные потоки доставляли продукты разрушения с зарождающегося Уральского орогена (Салдин, 2018).

На западном склоне Урала, в пределах Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны ЗУМ и Предуральского краевого прогиба, разнообразные обстановки позднекаменноугольно-раннепермского осадконакопления зафиксированы в пяти типах разрезов, сменяющих друг друга в широтном направлении с востока на запад: 1) терригенный флишеидный, 2) маломощный глинисто-известняковый депрессионный, 3) двухчленный известняковый и алевроитисто-глинисто-мергелистый, 4) известняковый рифогенный и 5) равномернослоистый известняково-доломитовый (Чувазов и др., 1990). На Приполярном Урале на противоположных берегах р. Кожим распространены разрезы только двух типов. На правом берегу реки вскрыты относительно мелководные рифогенные известняки (4-й тип) гжельско-сакмарского возраста мощностью около 330 м (рис. 1б, обн. 25), а на противоположном берегу – маломощные (около 23 м) относительно глубоководные гжельско-ассельские глинисто-кремнисто-карбонатные отложения (2-й тип), выделенные в лосиноостровскую свиту (Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002; Антошкина и др., 2006).

Кожимские рифогенные известняки так же, как и другие верхнепалеозойские органогенные постройки на западном склоне севера Урала, классифицированы как скелетные холмы или купола, образованные на склонах карбонатного плато или рампа (Антошкина, 2003). Многолетняя история исследования “депрессионных” отложений лосиноостровской свиты показывает, что основная часть работ была направлена на решение стратиграфических вопросов и выяснение взаимоотношения этих двух типов разрезов (Кузькокова и др., 1980; Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002).

Лосиноостровская свита вскрыта только в одном месте, где она слагает небольшую (высотой около 10 м) обрывистую скалу на левом берегу р. Кожим, в районе устья руч. Нортничаель (см. рис. 1б, обн. 13). Слои падают на северо-запад (аз. пад. 290°) под углом 70–75°. Граница с подстилающими касимовско(?)-гжельскими биокластовыми известняками проходит по тектоническому контакту, который хорошо фиксируется по смене элементов залегания на аз. пад. 310° и угол падения 50°. Граница с вышележащими отложениями не наблюдается. Ранее свита видимой мощностью около 23 м была разделена на две части (или подсвиты) – нижнюю и верхнюю (Кузькокова и др., 1980; Путеводитель..., 1995). В ее основании наблюдается плохо обнаженная тонконапластованная последовательность мощностью около 0.7 м, срезанная тектоническим нарушением. Она сложена карбонатно-алевритистыми аргиллитами с ходами илоедов и остатками рыб, окремнелыми биокластовыми и литобиокластовыми известняками. Отмечается слой (около 0.4 м), в котором наблюдается постепенный переход вверх по разрезу от крупнолитобиокластового известняка в мелкобиокластовый, а затем в глинисто-известковый сланец в кровле (Салдин, 2002). Породы датированы среднегжельскими конодонтами. Венчает этот интервал разреза слой (2 см) желтой глины, в составе которой диагностированы иллит, каолинит и иллит (смектит). С этой глины начинается ассельская часть разреза свиты. Считалось, что нижняя часть сложена относительно более тонконапластованными (до 0.4 м) темно-серыми окремнелыми детритовыми известняками и аргиллитами, верхняя – толстопереслаивающимися (0.5–1 м) криноидно-мшанковыми, глинистыми мелкодетритовыми и зеленовато-серыми спикуловыми известняками и аргиллитами (Салдин, 2002). Большая часть свиты (общей мощностью около 19 м) охарактеризована среднеассельскими конодонтами (верхний подгоризонт холодноволжского горизонта), и лишь верхние 3.5 м – верхнеассельскими (низы шиханского горизонта) (Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002).

Принимая во внимание соотношение мощности исследуемых отложений и приблизительного времени их накопления, можно предполагать, что основная часть лосиноостровской свиты накапливалась со скоростью около 1 см/тыс. лет, что соответствует одному из главных критериев “конденсированного разреза”, по Т. Лютит (Loutit et al., 1988) и Е.Ю. Баробошкину (2009). Подобные маломощные разрезы верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений, но с видимыми границами с ниже- и вышележащими отложениями выделены в шеркыртинскую свиту касимовско-сакмарского возраста (Большесынинская впадина) и сезымскую свиту ассельско-сакмарского возраста (Большесынинская, Косью-Роговская и Коротаихинская впади-

ны). Данные свиты, подобно лосиноостровской, занимают в разрезе переходное положение от мелко-водных известняков среднего карбона к глубоко-водным артинским терригенным отложениям. Соотношение мощности шеркыртинской и сезымской свит со временем их седиментации (Антошкина и др., 2011) позволяют относить их к “сверхконденсированным” типам разрезов. Отметим, что пространственно-временное взаимоотношение этих маломощных типов разрезов и рифогенных образований на севере Урала интерпретируются иначе, чем в южных районах (Салдин, 2010; Антошкина и др., 2011).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал составляют 60 образцов пород лосиноостровской свиты, отобранных авторами при изучении и послойном описании разреза во время полевых работ на р. Кожим в 2016 г., места отбора проб с привязкой к определенному слою и типу пород показаны на рис. 2. Из отобранных образцов сделаны стандартные петрографические шлифы (58 штук), из некоторых – большие шлифы с разных срезов (10 шт.). Все шлифы исследованы с использованием поляризационного микроскопа ПОЛАМ-215. На основе оптикомикроскопических исследований выделено несколько групп пород (карбонатолиты, силицитолиты и микстоли-ты), внутри которых также выделены разные типы.

Все исследования образцов и проб проводились в ЦКП “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Для определения основных породообразующих минералов проведен рентгенофазовый дифрактометрический анализ 29 валовых проб (аналитик Б.А. Макеев), представляющих все типы исследуемых пород. Для диагностики глинистых минералов отобраны четыре образца микстоли-тов, которые при оптикомикроскопических исследованиях отнесены к наиболее глинистым, и один образец глины. Фазовый состав глинистой фракции определен рентгенодифракционным анализом ориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам (аналитик Ю.С. Симакова). Исследования проводились на дифрактометре Shimadzu XRD-6000.

Для выяснения химического состава пород использованы силикатный 14-компонентный (“мокрая химия”, аналитик Н.В. Туленкова), рентгенофлуоресцентный спектральный (РФА, аналитик С.Т. Неверов), 8- и 4-компонентный карбонатный (аналитик Т.В. Шахова) химические анализы. При этом микстоли-ты, а также силицитолиты и карбонатолиты, обогащенные терригенной примесью, исследованы с использованием силикатного анализа (9 шт.) либо РФА (19 шт.), результаты приведены в табл. 1 и 3. РФА проводилось на волновом

рентгенофлуоресцентном спектрометре Shimadzu XRF-1800; содержания FeO, Na₂O, CO₂, H₂O получены методами “мокрой химии”. Карбонатолиты и силицитолиты, а также некоторые микстоли-ты исследованы при помощи 8- (13 шт.) и 4- (28 шт.) компонентного карбонатного анализа, результаты которого приведены в табл. 2. Под “карбонатным” понимают химический фазовый анализ 1.89%-й HCl-вытяжки, в результате которого измеряются содержания CaO, MgO, CO₂ и нерастворимого остатка (НО) в породе при 4-компонентном анализе и CaO, MgO, MnO, Fe₂O₃, P₂O₅, FeO, CO₂, НО и из отдельной навески – P₂O₅ при расширенном 8-компонентном анализе.

Также для двух микстоли-тов и одного силицитолита, обогащенного терригенной примесью, произведены электронно-микроскопические исследования на сканирующих электронных микроскопах Axia ChemiSEM (аналитики И.Л. Потапов и А.С. Шуйский) и TESCAN VEGA 3 LMN с функцией подсчета площади (аналитик Е.М. Тропников).

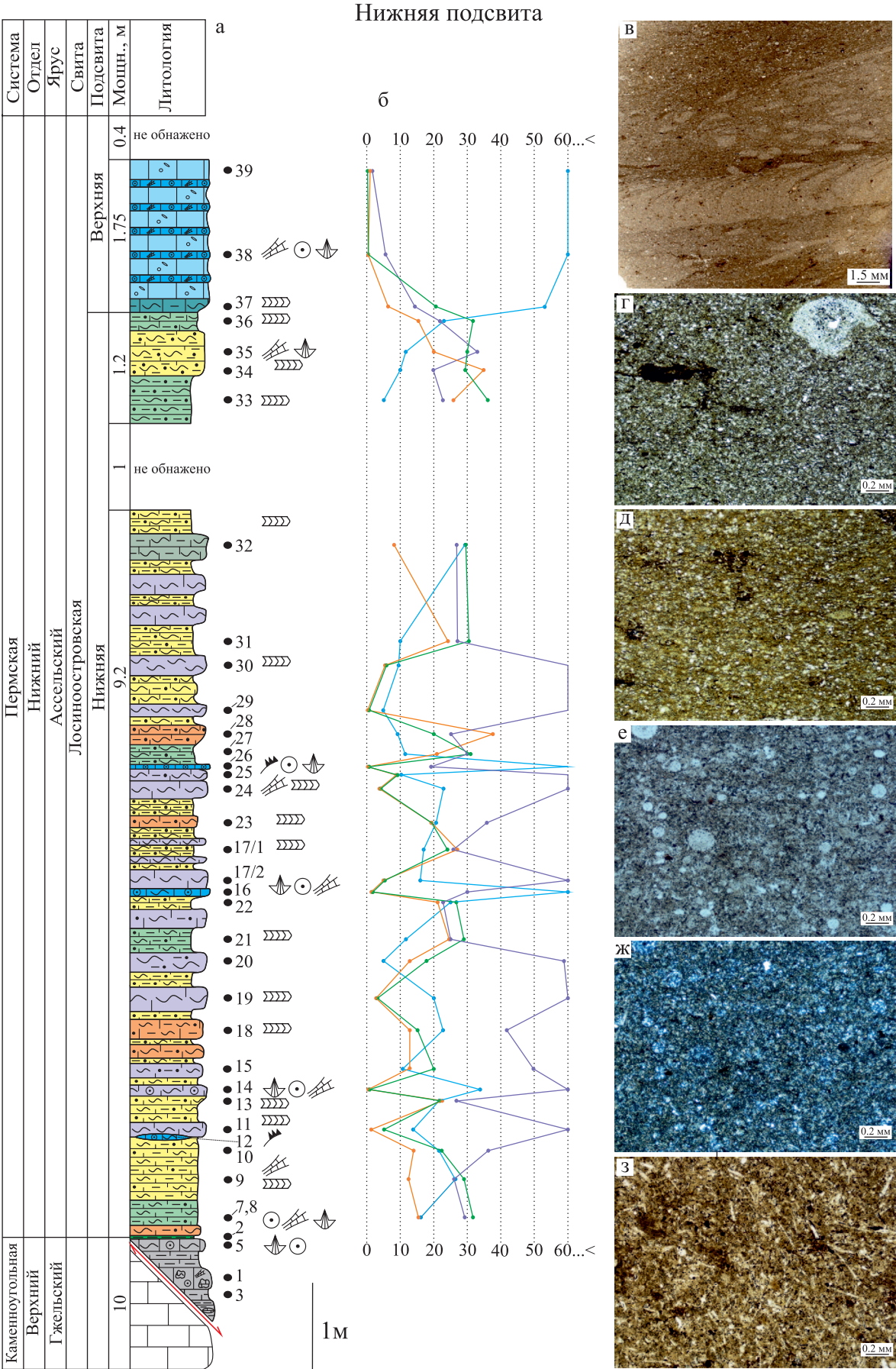
Для выявления текстурных особенностей пород сделаны полировки штучных образцов (10 шт.).

При литохимической характеристике использованы гидролизатный модуль ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$) и модуль нормированной щелочности ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) (Юдович, Кетрис, 2000). В работе нами применена модульная диаграмма ГМ–(Na₂O + K₂O), позволявшая разделить исходную совокупность 28 силикатных анализов (см. табл. 1 и 3) на четыре кластера и отдельные составы вне кластеров (см. рис. 5).

На основе полных силикатных анализов с учетом всех остальных аналитических исследований сделан количественный расчет минерального состава пород по стандартному алгоритму обработки данных силикатного анализа, предложенному Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (2000). Полученные данные приведены в табл. 4.

Количественная оценка и разделение обломочного и аутигенного кварца были наиболее трудным и достаточно субъективным процессом. Во-первых, при оптикомикроскопических исследованиях по трафарету М.С. Швецова (Фролов, 1992) оценивалось количество зерен обломочного кварца и полевых шпатов (ПШ) – “алевритистый” компонент. Во-вторых, при пересчете валового химического состава пород на минералы рассчитаны содержания всех основных породообразующих минералов (кальцита, мусковита, хлорита, и т. д.), в том числе калиевых полевых шпатов (КПШ) и плагиоклазов. После данного пересчета оставался “свободный кремнезем”¹, представляющий сумму обломочно-

¹ Под “свободным кремнеземом” понимается количество SiO₂, не вошедшее в состав породообразующих минералов при пересчете силикатных химических анализов на минеральный состав.



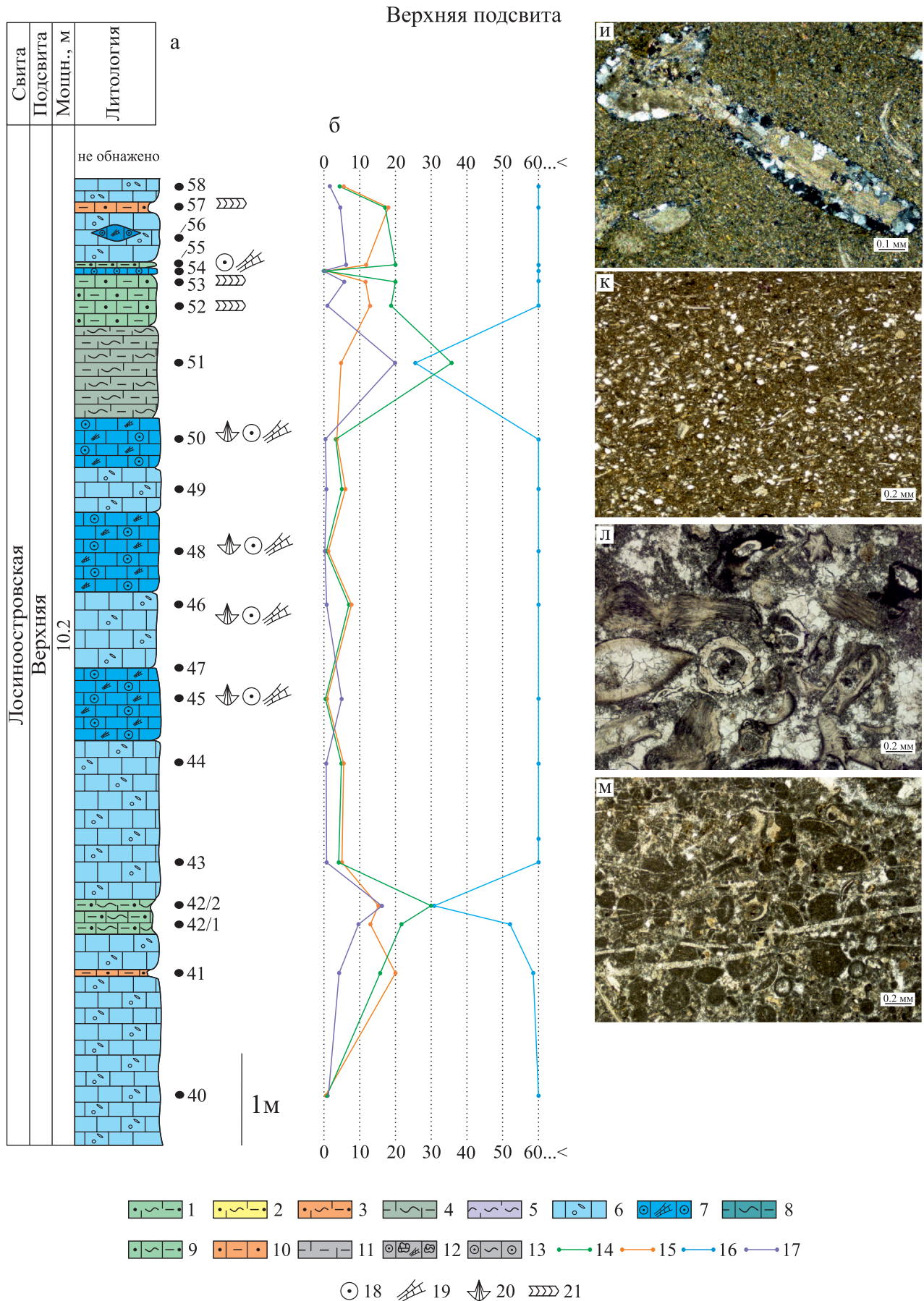


Рис. 2. Характер строения, типы пород и распределение породообразующих компонентов по разрезу лосиноостровской свиты.

а – литолого-стратиграфическая колонка; б – кривые распределения породообразующих компонентов; в – текстуры биотурбации в микстолите, сканированный шлиф, обр. 30; г–м – типы пород, фотографии шлифов: г – кремнисто(23.3)-алевритисто(27.3)-глинистый(36.5) микстолит, обр. 33; д – карбонатно(10.7)-алевритисто(12.8)-глинистый(20) силицитолит, обр. 15; е, ж – радиолярит, обр. 17/2 (е – без анализатора; ж – с анализатором); з – спонголит, обр. 29; и – кремнисто(22)-карбонатно(26.4)-глинистый(35.2) микстолит, обр. 51 (с анализатором); к–м – известняки (к – алевритисто(12.1)-глинистый(20.4), обр. 53; л – биокластовый, обр. 48; м – пелоидно-микритовый, обр. 39). 1–4 – микстолиты: 1 – кластер I, 2 – кластер II, 3 – кластер III, 4 – вне кластера; 5 – силицитолиты; 6–10 – известняки: 6 – пелоидно-микритовые, 7 – биокластовые, 8 – кремнисто-глинистые, 9 – кремнисто-алевритисто-глинистые, 10 – глинисто-алевритистые; 11–13 – породы, слагающие пачку, срезанную тектоническим нарушением: 11 – глинисто-известковая порода, 12 – литобиокластовый известняк, 13 – кремнистый биокластовый известняк; 14–17 – породообразующие компоненты: 14 – глинистый, 15 – алевритистый, 16 – карбонатный, 17 – кремнистый; 18–20 – органические остатки: 18 – криноиды, 19 – мшанки, 20 – брахиоподы; 21 – биогенные текстуры.

Fig. 2. The sequence stratigraphic characterisation, types of rocks and the distribution of rock-forming components along the section of the Losinoostrov Fm.

а – lithological-stratigraphic column; б – distribution curves of rock-forming components; в – textures of bioturbation in mixtolite, scanned thin section, sample 35; г–м – rock types, photographs of thin sections: г – siliceous(23.3)-argillaceous(27.3)-silty(36.5) mixtolites, sample 33; д – carbonate(10.7)-silty(12.8)-argillaceous(20) silicytolite, sample 15; е, ж – spongolite, sample 17/2 (е – without analyzer, ж – with analyzer); з – radiolarite, sample 29; и – siliceous(22)-carbonate(26.4)-argillaceous(35.2) mixtolite, sample 51 (with analyzer); к–м – limestones (к – silty(12.1)-argillaceous(20.4), sample 53; л – bioclastic, sample 48; м – peloid-micritic, sample 39). 1–4 – mixtolites: 1 – cluster I, 2 – cluster II, 3 – cluster III, 4 – outside the cluster; 5 – silicytolites; 6–10 – limestones: 6 – peloid-micrite, 7 – bioclastic, 8 – siliceous-argillaceous, 9 – siliceous-silty-argillaceous, 10 – argillaceous-silty; 11–13 – rocks composing a packet cut by a tectonic fault: 11 – clay-calcareous rock, 12 – bio-lithoclastic limestone, 13 – siliceous bioclastic limestone; 14–17 – rock-forming components: 14 – argillaceous, 15 – silty, 16 – carbonate, 17 – siliceous; 18–20 – fossils: 18 – crinoids, 19 – bryozoans, 20 – brachiopods; 21 – biogenic textures.

го и аутигенного кварца. Количество обломочного кварца определялось как разность между визуальной оценкой “алевритистого” компонента и содержаниями ПШ, полученными в результате пересчета. Разность между оставшимся свободным кремнеземом и обломочным кварцем показывает количество аутигенного кварца (кремнистого компонента).

Исходя, из того, что породообразующие минералы лосиноостровской свиты по плотности варьируются в интервале значений 2.2–2.9, то массовые проценты компонентов пород можно сопоставлять с объемными (или площадными). Поэтому ниже по тексту содержания породообразующих компонентов приведены в мас. %.

Отметим, что в “алевритистый” компонент включены зерна, размер которых отчетливо улавливался глазом при оптикомикроскопических исследованиях (в среднем 0.03–0.05 мм, единичные до 0.08 мм), таким образом в кремнистый компонент автоматически попали зерна кварца размером менее ≈0.03 мм.

В работе К. Милликен с соавторами (Milliken et al., 2016) количественная оценка и разделение обломочного и аутигенного кварца проводились на СЭМ с помощью элементного картирования при увеличении 500 и последующего точечного подсчета. По такому же принципу мы провели два контрольных подсчета для микстолита (см. рис. 2г, обр. 33) и силицитолита, обогащенного терригенной примесью (см. рис. 2д, обр. 15). На трех случайных участках шлифов при разном увеличении построены карты распределения элементов (Са и

Al), позволившие отделить кварц от других минералов (рис. 3а, в, д). Затем произведен точечный подсчет при помощи функции “подсчет площади” на сканирующем электроном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN. В микстолите, согласно нашим данным, определено ≈20 и 23 % обломочного и аутигенного кварца соответственно. Точечный подсчет показал, что при увеличении 100 количество кварца от тонкопесчаной до алевритовой размерности на исследуемых участках шлифа изменялось от 16 до 23% (среднее 19.5%), а при увеличении 500 – от 16 до 22% (среднее 19%). В силицитолите согласно нашим данным, было определено ≈10 и 50% обломочного и аутигенного кварца соответственно. Произвести точечный подсчет в данном типе пород оказалось сложнее в связи с преобладанием аутигенного кварца. Поэтому, во-первых, для подсчета использовались карты элементного распределения, построенные только при увеличении 500. Во-вторых, сначала на полученных изображениях зерна кварца, которые по форме и распределению однозначно являются обломочными, были вручную оконтурены, и только затем изображения загружены в программу “подсчета площади”. В результате количество кварца от тонкопесчаной до алевритовой размерности на исследуемых участках шлифа изменялось от 9 до 12% (среднее 11.5%). Таким образом, результаты подсчетов обломочного кварца при помощи программы и визуальной оценки (с вычетом ПШ) оказались сопоставимыми.

Эти же образцы (обр. 33 и 15) исследованы методом катодолюминесценции (КЛ), являющимся од-

Таблица 1. Химический состав микстолитов, мас. %, и литохимические модули
Table 1. Chemical composition of mixtolites, wt %, and lithochemical modules

№ обр.	ЛС-18*	ЛС-23*	ЛС-28*	ЛС-13	ЛС-10*	ЛС-34*	ЛС-35*	ЛС-22*	ЛС-17/1*	ЛС-31	ЛС-9	ЛС-7*	ЛС-21	ЛС-27*	ЛС-33*	ЛС-36*	ЛС-42/2*	ЛС-32*	ЛС-51*
	I кластер			II кластер							IIIa кластер			IIIb кластер			Вне кластера		
SiO ₂	61.69	62.33	71.43	57.52	56.91	66.99	63.87	52.41	60.72	63.44	48.82	55.89	60.40	59.91	62.62	48.93	42.88	46.57	43.30
TiO ₂	0.22	0.23	0.35	0.57	0.28	0.38	0.37	0.33	0.32	0.68	0.61	0.39	0.75	0.36	0.4	0.37	0.35	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	6.38	6.32	8.99	8.69	8.62	10.95	11.33	9.71	8.98	12.59	10.06	12.02	11.95	11.04	13.04	10.96	10.25	10.37	10.65
Fe ₂ O ₃	2.38	1.62	1.38	1.57	2.97	1.04	1.02	1.95	2.01	0.26	2.17	3.56	2.91	3.49	3.89	3.62	3.25	2.31	3.35
FeO	0.76	1.78	0.87	1.07	0.72	1.92	2.17	1.61	1.81	1.55	1.29	1.03	1.13	1.55	2.27	2.62	2.20	1.72	3.05
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.020	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06
MgO	1.35	1.97	1.46	1.32	1.79	2.25	2.41	2.17	2.28	1.68	1.85	2.44	1.59	2.37	3.34	3.13	3.26	2.24	3.50
CaO	13.70	12.73	5.51	12.29	12.93	5.52	6.57	14.67	10.17	5.86	14.71	9.23	6.78	7.33	3.15	13.06	17.31	16.65	16.01
Na ₂ O	0.18	0.23	0.19	0.20	0.21	0.49	0.52	0.23	0.39	0.24	0.2	0.26	0.25	0.23	0.29	0.26	0.19	0.21	0.18
K ₂ O	1.32	1.70	2.01	2.16	2.36	2.26	2.24	2.86	2.72	2.90	2.71	3.66	3.27	3.44	4.07	3.20	3.15	2.49	2.81
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.07	0.060	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.13	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06
CO ₂	8.49	8.36	3.76	9.01	8.67	4.33	5.16	9.72	6.46	4.07	10.89	5.76	4.81	4.40	1.47	9.29	12.92	11.96	12.39
H ₂ O	1.08	0.96	0.90	1.06	0.92	0.90	1.01	0.68	0.96	1.10	1.13	1.36	1.34	1.02	1.12	0.84	0.89	1.18	0.77
Литохимические модули																			
ГМ	0.16	0.16	0.16	0.21	0.22	0.21	0.23	0.26	0.22	0.24	0.29	0.30	0.28	0.27	0.31	0.36	0.38	0.32	0.40
НКМ	0.24	0.31	0.24	0.27	0.30	0.25	0.24	0.32	0.35	0.25	0.29	0.33	0.29	0.33	0.33	0.32	0.33	0.26	0.28

Примечание. *Данные, полученные РФА.
Note. *Data obtained by X-ray diffraction.

Таблица 2. Химический состав карбонатолитов и силицитолитов по данным 4- и 8-компонентного карбонатного анализов, мас. %**Table 2.** Chemical composition of carbonatolites and silicytolites according to 4- and 8-component carbonate analysis, wt %

Порода	№ обр.	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	HO	CO ₂	FeO	Сумма
Биокластовые известняки	ЛС-26	41.85	0.16	Н. о.	Н. о.	Н. о.	19.36	32.03	Н. о.	93.4
	ЛС-38	49.26	1	0.206	0.58	0.055	6.46	40.17	0.53	98.26
	ЛС-45	49.93	1.23	0.084	0.3	0.045	5.76	40.54	0.26	98.15
	ЛС-48	52.38	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.68	40.81	Н. о.	97.43
	ЛС-50	50.73	0.56	Н. о.	Н. о.	0.069	6.8	39.86	0.66	98.68
	ЛС-54	51.22	1.05	Н. о.	Н. о.	Н. о.	4.72	41.12	Н. о.	98.11
Пелоидно-микритовые известняки	ЛС-39	51.11	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5.12	40.73	Н. о.	97.52
	ЛС-40	50.48	0.1	0.073	0.33	0.04	5.16	41.24	0.32	97.74
	ЛС-43	47.54	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	11.9	37.15	Н. о.	97.07
	ЛС-44	47.59	1.08	0.069	0.38	0.049	10.38	38.28	0.32	98.15
	ЛС-46	44.9	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	15.48	35.05	Н. о.	Н. о.
	ЛС-49	47.04	0.99	0.088	0.29	0.039	11.34	37.78	0.27	97.84
Силицитолиты биоморфные	ЛС-11	8.82	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	77.68	6.37	Н. о.	93.43
	ЛС-17/2	10.04	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	75.98	7.48	Н. о.	94.06
	ЛС-19	12.39	0.24	Н. о.	Н. о.	Н. о.	72.59	9.33	Н. о.	94.55
	ЛС-24	13.5	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	67.46	10.52	Н. о.	92.12
	ЛС-25/1	4.37	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	83.98	4.83	Н. о.	93.66
	ЛС-25/2	7.39	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	73.8	6.73	Н. о.	88.56
	ЛС-29	3.23	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	88.18	2.51	Н. о.	94.56
	ЛС-30	6.58	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	82.18	4.44	Н. о.	93.68
Силицитолиты вторичные	ЛС-12	15.12	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	68.39	12.82	Н. о.	96.65
	ЛС-14	18.86	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	63.18	14.69	Н. о.	97.05

Примечание. Н. о. – не определено.

Note. Н. о. – undefined.

ним из эффективных для распознавания природы кварца. Нами использована классификация цветовых оттенков КЛ кварца разного генезиса, приведенная в работе И. Гоце с соавторами (Götte et al., 2001), основанная на многочисленных исследованиях разнообразных кварцсодержащих пород. Для получения КЛ-изображения использован СЭМ Thermo Fischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм.

При классификации пород мы в основном опирались на “Систематику и классификацию осадочных пород и их аналогов” (1998) и в первую очередь учитывали вещественный состав, а затем структурные особенности. В группу карбонатолитов (карбонатных пород) отнесены породы на 50% и более сложенные карбонатными минералами, в группу силицитолитов (силицитов, кремниевых пород) – сложенные кремнеземом, в группу микстолитов – породы смешанного состава, в которых

ни один компонент не достигает 50%. Выделенные типы карбонатолитов также сопоставлены с классификацией Р. Данхема (Систематика и классификация..., 1998).

Согласно классификации осадочных смешанных пород, при содержании породообразующего компонента более 25% в названии следует употреблять прилагательное с суффиксом “-ов-”, а при количестве от 10(5) до 25% – “-ист-”. Однако в нашей работе все названия породообразующих компонентов отражают только состав, а их количество показано в скобках. Отметим, что, согласно полученным данным, содержания обломочного кварца и ПШ редко превышают 25 %, поэтому для названия данного компонента используем только термин “алевритистый”.

В названиях микстолитов отражены компоненты, количество которых составляет ≥10%. При характеристике размеров обломков терригенного происхождения использованы абсолютные размеры.

Таблица 3. Химический состав, мас. %, и литохимические модули карбонатолитов и силицитолитов
Table 3. Chemical composition, wt %, and lithochemical modules of carbonatolites and silicytolites

Компонент	Карбонатолиты							Силицитолиты	
	№ обр.								
	ЛС-37*	ЛС-52*	ЛС-53*	ЛС-55*	ЛС-41	ЛС-57*	ЛС-42/1*	ЛС-15	ЛС-20
	IVa кластер				IVb кластер		I кластер		
SiO ₂	29.55	21.39	25.08	25.15	27.92	27.32	29.71	69.34	76.76
TiO ₂	0.25	0.19	0.22	0.22	0.37	0.34	0.25	0.53	0.46
Al ₂ O ₃	7.39	5.66	6.55	6.46	5.71	5.54	7.17	8.25	7.04
Fe ₂ O ₃	1.95	1.14	1.27	1.30	0.49	0.60	1.88	2.18	1.91
FeO	1.66	1.35	1.29	1.27	1.38	1.12	1.61	1.03	1.04
MnO	0.14	0.15	0.12	0.12	0.07	0.15	0.08	0.02	0.02
MgO	1.94	2.20	1.99	1.97	1.36	1.73	2.39	1.17	1.01
CaO	29.78	36.61	33.85	33.98	31.94	32.86	29.73	5.97	2.99
Na ₂ O	0.21	0.33	0.25	0.17	0.20	0.24	0.18	0.21	0.20
K ₂ O	1.21	1.26	1.46	1.46	1.75	1.29	1.82	1.87	1.65
P ₂ O ₅	0.15	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	0.07	0.05	0.04
CO ₂	22.86	27.35	24.96	25.20	24.62	25.44	22.35	4.39	1.98
H ₂ O	0.89	0.46	0.43	0.43	0.58	0.70	0.53	0.93	1.06
Литохимические модули									
ГМ	0.39	0.40	0.38	0.37	0.29	0.28	0.37	0.17	0.14
НКМ	0.19	0.28	0.26	0.25	0.34	0.28	0.28	0.25	0.26

Примечание. *Данные, полученные РФА.

Note. *Data obtained by X-ray diffraction.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные породы лосиноостровской свиты относятся к трем основным группам: микстолитам, карбонатолитам и силицитолитам. Нижняя под-свита сложена микстолитами и силицитолитами с редкими маломощными прослоями (около 5 см) и линзами биокластовых известняков, часто окрем-ненных, а верхняя – преимущественно карбонато-литовая (см. рис. 2а). Для пород нижней подсвиты характерны текстуры биотурбации, часто не ви-димые при полевом описании, но проявляющие-ся на полированных поверхностях или в шлифах. Обычно следы биотурбации не поддаются диагно-стике, но иногда представлены структурирован-ными следами заполнения, сходными с ихнородом *Zoophycos* (см. рис. 2в).

Ниже дана характеристика типов пород, слага-ющих основную часть лосиноостровской свиты.

Микстолиты

Микстолиты образуют как отдельные пачки мощностью до 1 м, так и маломощные прослои.

Они обычно зеленовато-серого цвета со сланце-ватой текстурой, развитой по неотчетливой слои-стости, выраженной распределением глинистых частиц. Встречаются и более массивные разности темно-серого цвета, которые при ударе молотком раскалываются на плиточки. Во многих из них на-блюдаются следы биотурбации (см. рис. 2а, в). Ред-ко в микстолитах встречаются, по-видимому, ре-ликты первичной горизонтальной слоистости.

Рентгеноструктурным анализом валовых об-разцов установлено, что породообразующими ми-нералами микстолитов являются кварц, кальцит, иллит и хлорит. В некоторых случаях возможно наличие каолинита и ПШ. Оптикомикроскопиче-скими исследованиями выявлены два генетиче-ских типа кварца: обломочный и аутигенный. Ис-ходя из этих данных, в микстолитах мы выделили четыре породообразующих компонента: карбонат-ный, глинистый, алевритистый и кремнистый, но ни один из них не достигает 50%.

Карбонатный компонент представлен преиму-щественно микрозернисто-скрытокристаллическим кальцитом (иногда более крупным, до 0.1 мм). Чаще наблюдаются монокристаллы и реже – поликри-

Таблица 4. Минеральный состав микстолитов, карбонатолитов и силицитолитов, мас. %

Table 4. Mineral composition of mixtolites, carbonatoliths and silicitolites, wt %

Порода	Кластер	№ обр.	<i>Cal</i>	<i>Mus</i>	<i>Chl</i>	$(Q_{облом}/Q_{аутиг})^*$	<i>Alb</i>	<i>Ort</i>	<i>Bt</i>	Fe ₂ O ₃ **	<i>Kln</i>	<i>Rut</i>
Микстолиты	I	ЛС-18	22.6	8.9	5.8	52.3 (≈10/42.3)	1.6	1.1	0.9	2.4	3.4	0.2
		ЛС-23	21.3	9.7	8.9	52.1 (≈15/37.1)	2.1	2.3	1.8	1.6	Не обн.	0.2
		ЛС-28	9.4	14.2	6.0	60.4 (≈35/25.4)	1.6	1.1	0.9	1.5	4.5	0.3
	II	ЛС-13	22.3	16.6	5.5	47.4 (≈20/27.4)	1.6	1.2	0.9	1.7	2.2	0.6
		ЛС-10	22.4	17.3	5.9	46.7 (≈10/36.7)	1.6	1.7	0.9	3.1	Ед. зн.	0.3
		ЛС-34	9.9	16.9	11.8	50.2 (≈30/20.2)	4.2	1.1	0.9	1.1	3.4	0.4
		ЛС-35	11.8	16.9	12.5	47.6 (≈15/32.6)	4.3	1.1	0.9	1.0	3.6	0.4
		ЛС-22	25.0	17.9	9.4	38.0 (≈15/23)	2.2	3.4	1.8	2.0	Не обн.	0.3
		ЛС-17/1	17.0	15.5	8.7	46.4 (≈20/26.4)	3.2	4.0	2.8	2.1	Не обн.	0.3
		ЛС-31	10.3	22.3	9.3	47.3 (≈20/27.3)	2.2	1.7	0.9	0.3	4.8	0.8
		ЛС-9	27.0	21.9	7.2	37.1 (≈10/27.1)	1.7	1.1	0.9	2.4	Ед. зн.	0.7
	IIIa	ЛС-7	15.8	25.1	7.3	39.2 (≈10/29.2)	2.2	3.5	2.8	3.7	Не обн.	0.4
		ЛС-21	12.1	23.2	6.3	45.1 (≈20/25.1)	2.2	2.3	1.9	3.0	3.2	0.3
		ЛС-27	12.2	22.4	8.6	44.6 (≈15/29.6)	2.2	4.1	1.9	3.6	Не обн.	0.4
		ЛС-33	4.7	25.4	11.1	43.3 (≈20/23.3)	2.7	4.6	3.7	3.9	Не обн.	0.4
	IIIb	ЛС-36	22.8	19.5	12.5	31.8 (≈10/21.8)	2.1	3.4	3.7	3.7	Не обн.	0.4
		ЛС-42/2	30.8	17.8	11.9	26.6 (≈10/16.6)	1.6	4.0	3.7	3.3	Не обн.	0.3
	Вне кластера	ЛС-32	29.4	18.0	10.7	32.4 (≈5/27.4)	1.6	1.7	0.9	2.3	2.7	0.3
		ЛС-51	26.4	19.5	15.7	26.4 (<5/22)	1.8	2.3	1.8	3.4	Не обн.	0.3
Карбонатолиты	IVa	ЛС-37	53.2	10.5	10.4	19.3 (≈5/14.3)	1.6	Не обн.	Ед. зн.	1.9	2.9	0.2
		ЛС-52	64.5	9.6	8.7	11.9 (≈10/1.9)	2.6	Ед. зн.	1.3	1.1	Не обн.	0.2
		ЛС-53	59.7	11.3	9.1	15 (≈10/5)	2.1	Ед. зн.	1.3	1.3	Не обн.	0.2
		ЛС-55	59.9	11.3	9.1	15.7 (≈10/5.7)	1.6	Ед. зн.	0.9	1.3	Не обн.	0.2
	IVb	ЛС-41	58.2	9	6.9	18.6 (≈15/3.6)	1.6	2.9	1.8	0.5	Не обн.	0.4
		ЛС-57	59.5	8.9	7.7	18.7 (≈15/3.7)	2.1	1.1	0.9	0.7	Не обн.	0.3
	Силицитолиты	Вне кластера	ЛС-42/1	52.3	12.1	10.2	18.7 (≈10/8.7)	1.6	1.7	0.9	1.9	Не обн.
ЛС-15			10.7	14.1	5.9	59.8 (≈10/49.8)	1.6	1.2	0.9	2.3	2.9	0.6
ЛС-20			5.1	11.5	5.8	68.7 (≈10/58.7)	1.6	1.2	0.9	2.0	2.7 (?)	0.5

Примечание. *Количество свободного SiO_2 , в скобках указано содержание обломочного кварца/ кремнистого компонента.**Под Fe_2O_3 условно принимаются минералы оксидов и гидроксидов железа.*Cal* – кальцит, *Mus* – мусковит, *Chl* – хлорит, *Q* – кварц, *Alb* – альбит, *Ort* – ортоклаз, *Bt* – биотит, *Kln* – каолинит, *Rut* – рутил.

Note. *The amount of detrital quartz/siliceous component is indicated in parentheses.

**These are conditionally minerals of iron oxides and hydroxides.

Cal – calcite, *Mus* – muscovite, *Chl* – chlorite, *Q* – quartz, *Alb* – albite, *Ort* – orthoclase, *Bt* – biotite, *Kln* – kaolinite, *Rut* – rutile.

сталлические агрегаты. Встречаются отдельные органические остатки (не более 5–10% от площади шлифа) от шламовой до крупнобиокластовой размерности. Среди биокластового материала определены фрагменты мшанок, криноидей и остракод, полностью или частично окремненные. В некоторых микстолитах присутствуют скопления мшанок в виде линз размером до 15 см по удлинению и толщиной 3–5 см и микролинз, наблюдаемых

в шлифах, размером до 2 см по удлинению и толщиной до 0.5 см (обр. 9 и 35).

В ходе электронно-микроскопических исследований установлено, что микрозернисто-скрытокристаллический кальцит равномерно рассеян по площади шлифа и имеет неправильные и близкие к изометричным (до овально-округлых) формы (см. рис. 3а). Встречаются идиоморфные зерна, близкие к ромбоидам. Границы некоторых зерен

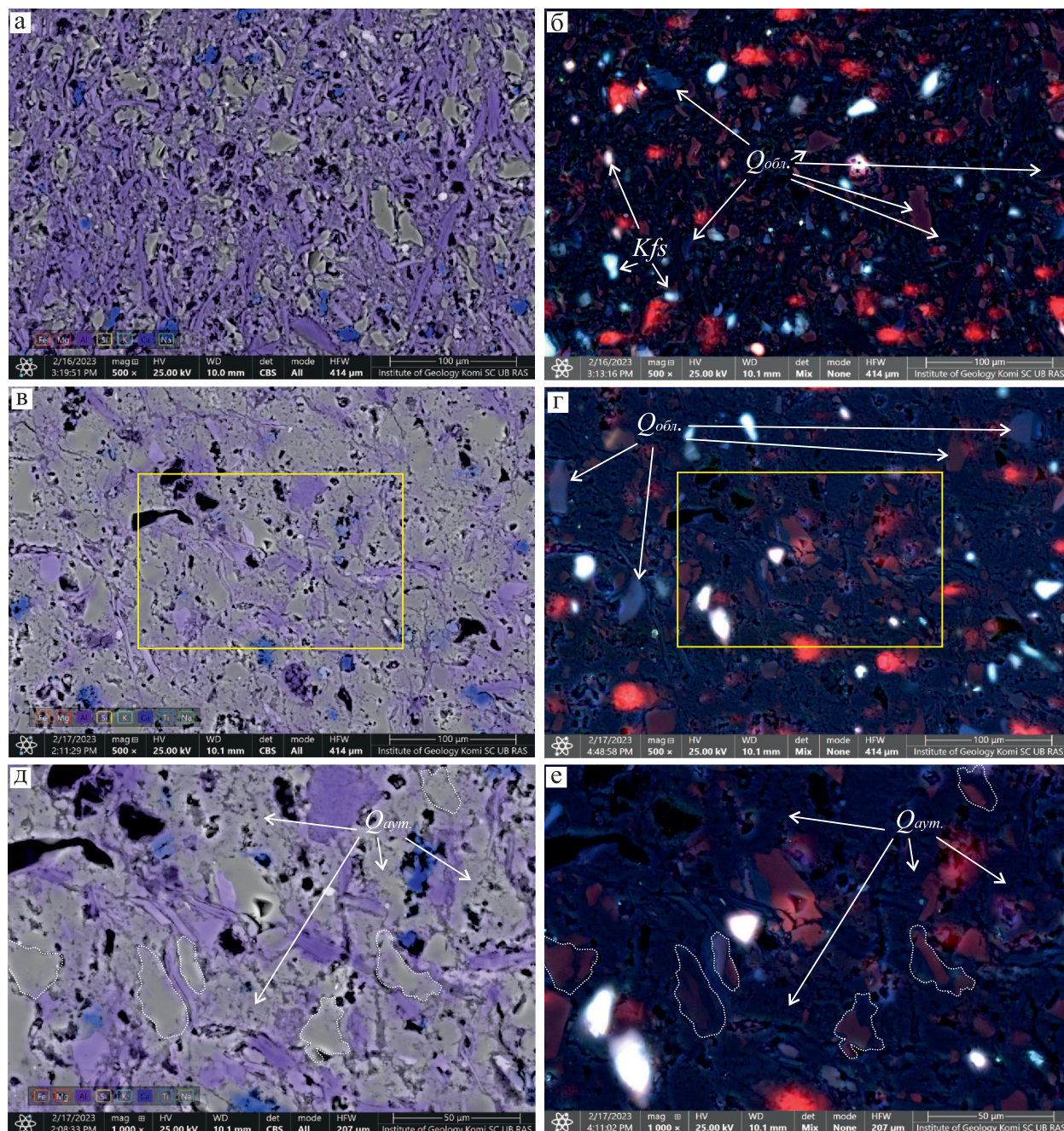


Рис. 3. Карты распределения элементов на снимках BSE (а, в, д) и катодолуминесцентные изображения (б, г, е) для представительных образцов.

а, б – кремнисто(23.3)-алевритисто(27.3)-глинистый(36.5) микстолит, обр. 33; в–е – карбонатно(10.7)-алевритисто(12.8)-глинистый(20) силицитолит, обр. 15 (при разном увеличении). а, в, д: синий цвет – кальцит, фиолетовый – алюмосодержащие минералы, серый – кварц, черный – пустоты. б, г, е: ярко-красный цвет – кальцит; белый и ярко голубоватый – калиевые полевые шпаты; красно-коричневый, фиолетово-синий, синий – обломочный кварц; основной нелюминесцирующий фон – аутигенный кварц, глинистые минералы, слюды и плагиоклазы. Прерывистой белой линией (д, е) обведены участки с границами обломочного и аутигенного кварца, не видимые на снимках BSE и проявленные на изображениях КЛ.

Fig. 3. Element distribution maps on BSE images (а, в, д) and cathodoluminescent images (б, г, е).

а, б – siliceous(23.3)-silty(27.3)-argillaceous(36.5) mixtolite, sample 33; в–е – carbonate(10.7)-silty(12.8)-argillaceous(20) silicytolite, sample 15 (at various increase). а, в, д: blue color – calcite, purple – aluminum-containing minerals, gray – quartz, black – voids. б, г, е: bright red color – calcite; white and bright bluish – potassium feldspars; red-brown, violet-blue, blue – clastic quartz; the main non-luminescent background is authigenic quartz, clay minerals, micas, and plagioclases. A dashed white line (е, f) outlines areas with detrital and authigenic quartz boundaries that are not visible on BSE images and detected on images CL.

линейные ровные или ступенчатые, в других они эродированные. Микрозернисто-скрытокристаллический кальцит четко выделяется на рентгеновских картах распределения элементов и имеет ярко-красный цвет КЛ (см. рис. 3б).

Глинистый компонент представляет собой иллит и в меньшей степени – хлорит. Также диагностированы смешанослойные минералы типа иллит/смектит и хлорит/смектит. Все минералы измененные (гидратированные) и хаотично распределены в породах. В некоторых микстолитах присутствует каолинит.

Согласно оптико- и электронно-микроскопическим исследованиям, мусковит (иллит) встречается в виде чешуек длиной до 0.14 мм по удлинению с яркой интерференционной окраской. Хлорит наблюдается в виде изометричных зерен и удлиненных чешуек (0.02–0.03 мм) с плеохроизмом от бледно-зеленого до ярко-зеленого цвета. Редкие каолиниты представлены агрегатами в виде стопок (до 0.03 мм) из уложенных друг на друга пластинок.

Алевритистый компонент – это в основном обломки кварца и в меньшей степени ПШ. Кварц представлен монокристаллическими зернами размером 0.03–0.05 мм (чаще 0.04 мм), и лишь единичные достигают тонкопесчаной размерности (до 0.08 мм). Встречается обычно с нормальным и редко волнистым погасанием. Обломки угловатые или слабоокатанные, их коэффициенты сферичности и окатанности 0.5–0.7 и 0.1–0.3 соответственно. Разнообразие форм и границ обломочных зерен кварца хорошо наблюдается на картах распределения элементов и изображениях КЛ. Кварц характеризуется преимущественно красновато-коричневым, реже – фиолетовым (с разными оттенками синего) цветом КЛ (см. рис. 3б, г, е). Некоторые зерна имеют пятнистое строение с неясными границами и постепенными переходами от коричневых к фиолетовым оттенкам КЛ и более тусклое свечение (см. рис. 3б).

ПШ представлены плагиоклазами и КППШ. Последние достоверно определены лишь при электронно-микроскопических исследованиях. На изображениях КЛ они имеют яркое голубоватое свечение (см. рис. 3б, г, е). В шлифах у них удлиненные слабоокатанные формы, близкие к таблитчатым, размером до 0.05 мм. Плагиоклазы диагностируются по характерным полисинтетическим двойникам.

Кремнистый компонент представлен аутигенным кварцем и его волокнистой разновидностью (халцедоном). Халцедон, реже янокристаллический кварц (размером до 0.05 мм) наблюдаются в окремненных органических остатках и в небольших скоплениях линзовидной и неправильной формы (см. рис. 2и).

Скрытокристаллический/микрозернистый кварц распространен в основной массе миксто-

литов в виде отдельных зерен и разных агрегатов изометричной или вытянутой формы. Микрозернистый кварц обычно не люминесцирует, однако встречаются зерна с серыми и более интенсивными красновато-коричневыми цветами КЛ, происхождение которых может быть как аллотигенным, так и аутигенным. Лишь однородное внутреннее строение и угловатые формы обломочного кварца однозначно позволяют отделить его от аутигенного, что более наглядно наблюдается в силицитолитах (см. рис. 3).

Кроме основных породообразующих минералов в микстолитах определены биотит, сидерит, пирит, минералы оксидов (гидроксидов) железа. Чешуйки и пластинки биотита (до 0.09 мм) с весьма совершенной спайностью легко узнаются в шлифах по сильному плеохроизму от светлого, почти прозрачного, до темно-коричневого цвета и прямому погасанию. Минералы группы оксидов и гидроксидов железа выявлены в отраженном свете в виде агрегатов по красным, коричневым и оранжевым цветам. Сидерит чаще всего замещает пирит, но нами встречен участок, где сидеритом выполнены органические остатки, в том числе спиккулы губок в разных сечениях.

В обр. 33 сидерит распространен в виде отдельных идиоморфных зерен, агрегатов (до 0.3 мм), фрамбоидов (диаметр до 0.05 мм) и их скоплений. Встречены линзовидные участки длиной 0.7 мм и шириной 0.15 мм, сложенные несколькими морфологическими разновидностями сидерита (рис. 4). Среди них четыре типа представлены фрамбоидами: 1) крупного размера (диаметр 65 мкм с амальгамированными микрокристаллами около 6 мкм), с частичной огранкой; 2) среднего размера (диаметр 37 мкм) с отсутствующей внутренней организацией микрокристаллов, около 3 мкм каждый; 3) мелкого размера (диаметр 7–9 мкм с микрокристаллами 0.4–0.6 мкм) с ясными границами и правильной внутренней организацией и амальгамированными внутренними структурами; 4) мелкого размера (диаметром 6–7 мкм и микрокристаллами около 0.3 мкм) со слабовидимыми внешними границами. Пятый морфотип представлен равноразмерными (около 0.3 мкм) микрокристаллами, слагающими основную часть микролинзы, на фоне которой хаотично рассеяны фрамбоиды. Почти во всех разновидностях выделенных сидеритов наблюдаются отдельные микрокристаллы пирита или их группа, а в самых крупных фрамбоидах (первая разновидность) пирит неправильной формы распространен в амальгамированной центральной части.

При микроскопических исследованиях наблюдается хорошо развитая ориентировка чешуек мусковита вдоль напластования (см. рис. 3а, фото повернуто на 90°). Они демонстрируют характерное агрегатное погасание при включенном анализаторе.

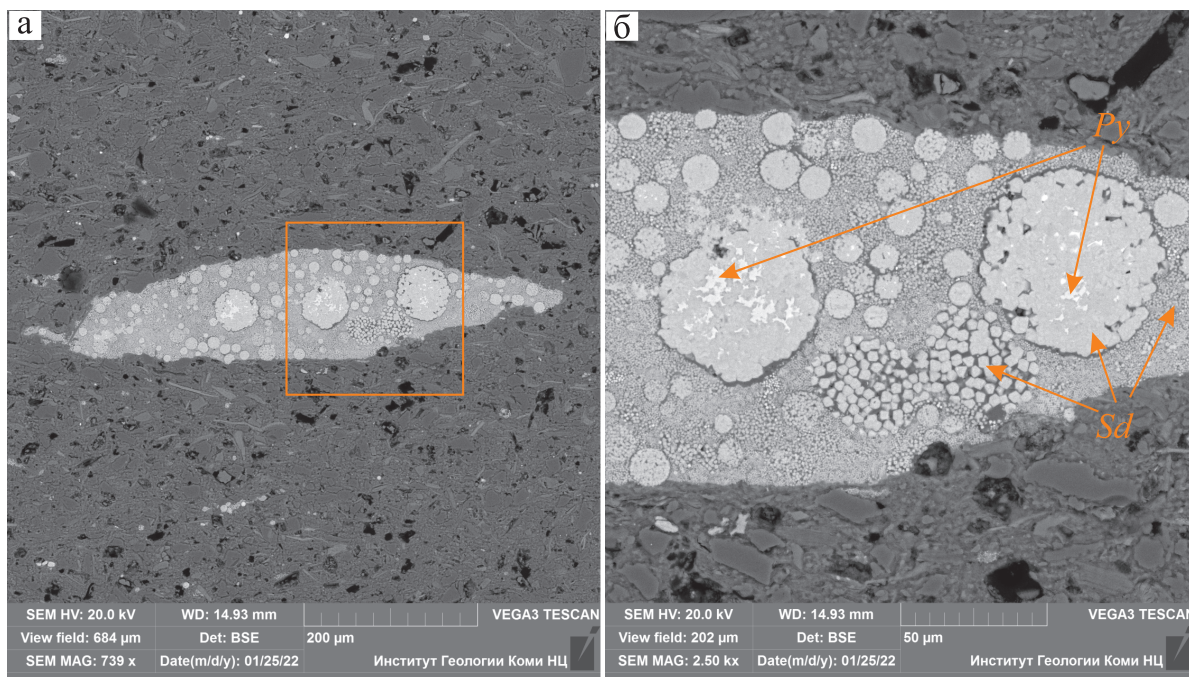


Рис. 4. Микролинза аутигенных сидеритовых фрамбоидов с реликтами пирита в кремнисто-алевритисто-глинистом микстолите (обр. 33).

а – общий вид, б – фрагмент (снимки в режиме обратнорассеянных электронов). *Py* – пирит, *Sd* – сидерит.

Fig. 4. Microcline of authigenic siderite framboids with pyrite relics in siliceous-silty-argillaceous mixolite, sample 33.

а – general view, б – fragment (images in BSE). *Py* – pyrite, *Sd* – siderite.

Таковую же ориентацию имеют удлиненные микролинзы сидерита. Тем не менее небольшая часть чешуек ориентирована почти перпендикулярно напластованию. Также ориентация глинистых чешуек нарушена вблизи новообразованного кварца (см. рис. 2г).

Литохимическая характеристика микстолитов. На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) изученная совокупность 19 силикатных анализов разделилась на три крупных кластера и два состава вне кластеров (рис. 5). Положение фигуративных точек первых трех кластеров отражает тренд постепенного перехода от преимущественно кремнистых и алевритистых микстолитов (кластер I) к переходным (кластер II), а затем к преимущественно глинистым (кластер III).

Кластер I объединяет микстолиты, в которых содержание свободного кремнезема (сумма обломочного и аутигенного кварца) составляет от 52 до 60 %. Из них на долю обломочного кварца приходится $\approx$ от 10 до 35 %. К этому кластеру относятся породы, в которых кремнистый компонент значительно преобладает над алевритистым (обр. 18 и 23) или преобладает алевритистая составляющая (обр. 28). Содержание глинистых минералов составляет 15–20%, а карбонатного компонен-

та (кальцит) – 9–23%. Следует подчеркнуть, что к этой группе микстолитов близки фигуративные точки силицитолитов, обогащенных терригенной примесью (обр. 15 и 20).

В кластер II объединены микстолиты, в которых содержания обломочного кварца и кальцита изменяются примерно в таких же пределах, как в породах кластера I, от $\approx$ 10 до 30 и от 10 до 27 % соответственно, а глинистого компонента – увеличивается до 23–31 %. В этом кластере объединены микстолиты как с явным преобладанием одного компонента (кремнистого $\approx$ 37 %, обр. 10), так и с примерно одинаковым содержанием двух (глинистого и кремнистого $\approx$ 30–33, обр. 35), трех (глинистого, кремнистого и алевритистого $\approx$ 25–27, обр. 17/1) и всех четырех (обр. 13) компонентов. В этот кластер попали микстолиты с повышенным содержанием альбита (обр. 34 и 35).

Кластер IIIa. Для микстолитов этого кластера характерно преобладание глинистого компонента, на долю которого приходится от 30 до 36 %. Содержание карбонатного компонента, по сравнению с предыдущими кластерами, уменьшается до 5–16%. Количество кремнистого ($\approx$ 18–30%) и алевритистого ($\approx$ 16–32%) компонентов изменчиво, но их всегда меньше глинистого и обычно они пре-

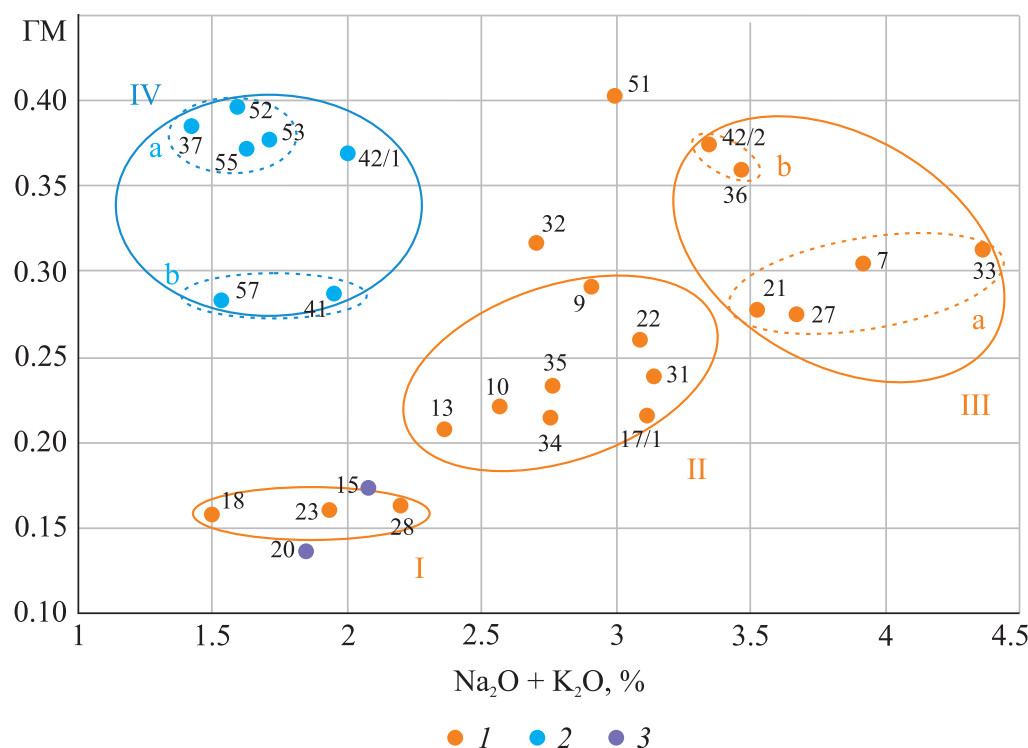


Рис. 5. Положение фигуративных точек микстолитов и карбонатолитов лосиноостровской свиты на модульной диаграмме ГМ–(Na₂O + K₂O).

I–IV – номера кластеров; а, b – подкластеры; 7–57 – номера образцов. 1 – микстолиты, 2 – карбонатолиты, 3 – силицитолиты.

Fig. 5. Modular diagram for mixtolites and carbonatolites of the Losinoostrov Fm.

I–IV – numbers of clusters; а, b – subclusters; 7–57 – numbers of samples. 1 – mixtolites, 2 – carbonatolites, 3 – silicilitolites.

обладают над карбонатным. В кластер IIIб обособились глинистые (30–33%) микстолиты с повышенным содержанием карбонатного компонента (23–31%), при этом наблюдается малое количество кремнистого (≈17–22%) и алевритистого (≈16%) компонентов.

Вне кластера остались два карбонатно (26–29 %)-кремнисто (≈20–25 %)-глинистых (26–36 %) микстолита (обр. 32 и 51). Эти породы отличаются от остальных тем, что в их составе роль алевритового компонента становится незначительной (<10%), увеличивается количество частично окремненных органических остатков, занимающих ≈30% от площади шлифа (см. рис. 2и). Биокластовый материал распределен равномерно, а не в виде линзовидных скоплений или прослоев, как в микстолитах II кластера (обр. 9 и 35). Таким образом, данные породы наиболее сходны с глинистыми известняками, претерпевшими окремнение (см. ниже), за счет которого уменьшилась доля кальцита и увеличилось содержание аутигенного кварца.

Следует отметить, что в некоторых микстолитах наблюдается повышенное содержание MgO,

что связывается нами с присутствием не только хлорита, но и биотита. Косвенным доказательством для этого утверждения могут послужить величины модуля НКМ >0.31. Согласно Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис (2000), в таких пробах кроме мусковита обязательно должен присутствовать КПШ или другой высококалийный минерал.

Карбонатолиты

Карбонатолиты лосиноостровской свиты представлены известняками. По вещественному составу среди них выделены относительно чистые известняки и обогащенные глинистыми минералами, обломочным и (или) аутигенным кварцем. Относительно чистые известняки разделены нами на биокластовые и пелоидно-микритовые типы. Под “микритовым” понимается скрытокристаллический размер зерен кальцита.

Биокластовые известняки (грейн- и пакстоуны) в основном распространены в верхней части свиты и слагают слои и слойки от 0.05 до 0.9 м (см. рис. 2а, л). Известняки светло-серого и серого цве-

та, сложены органическими остатками на 70–90%, главным образом мшанками и иглокожими. Значительно меньше остатков брахиопод, гастропод, остракод, двустворок, мелких и крупных фораминифер (фузулинид), также наблюдаются микробиальные образования типа Tubiphytes. Остатки разноразмерные – от шламовой (<0.1 мм) до крупно-биокластовой (>1 мм) размерности, целые раковины редки. Распределение биокластового материала хаотичное, он не сортирован. Нередко органические остатки частично или полностью микритизированы, но еще с видимыми структурными особенностями, некоторые в разной степени окремненные. Связующая масса обычно сложена яснокристаллическим кальцитом (спаритовый цемент), и лишь в одном прослое нижней подсвиты (обр. 26) биокластовый известняк с пелитоморфным карбонатным цементом, возможно, с глинистой примесью. Следует отметить, что цемент также участками микритизирован. В некоторых образцах соотношение спаритовой и микритовой частей цемента становится одинаковым, а иногда (обр. 50) яснокристаллический кальцит наблюдается лишь в ячейках органических остатков и на небольших участках. Наблюдаются единичные следы сверлений(?) как в органических остатках, так и в спаритовом цементе. В известняках встречаются пелоиды идеально округлой формы размером 0.1–0.2 мм, а также более крупные изометричные участки размером до 0.7 мм, сложенные скрытокристаллическим кальцитом с реликтами органических остатков и участками яснокристаллического кальцита. Наблюдаются единичные зерна кварца алевритовой размерности.

Согласно результатам карбонатного анализа, кальцит преобладает в составе биокластовых известняков, тогда как на долю НО приходится не более 7 % (см. табл. 2). Лишь в единичном образце (обр. 26) из нижней части свиты содержание НО достигает 20 % за счет многочисленных окремненных органических остатков.

Пелоидно-микритовые известняки серые и темно-серые, с массивным обликом встречаются исключительно в верхней части свиты (см. рис. 2а, м), слагают слои мощностью до 1.7 м, иногда с тонкими прослоями (первые см) биокластовых известняков.

В известняках этого типа на фоне основной пелитоморфной массы хорошо видны пелоиды, органические остатки, кальцисферы и участки с яснокристаллической структурой кальцита. Пелоиды более темного цвета, чем связующая масса, от идеально округлой до комковатой формы. Границы четко видимые или размытые с переходом в сгустковые образования (см. рис. 2м). Часто в пелоидах наблюдаются органические остатки и их реликты (створки, целые раковины, членики криноидей). Обычно пелоиды занимают около 10% (от площади шлифа). Однако следует отметить, что в некоторых

шлифах (обр. 39) встречаются участки скопления пелоидов, где на них приходится до 30% видимого поля. Органические остатки в основном шламовой размерности (менее 0.1 мм), с редким присутствием более крупных фрагментов. Некоторые из них в разной степени микритизированы. Среди остатков определены иглокожие, мшанки, спикулы губок, створки и целые раковины остракод и брахиопод, отдельные из них окремнены. Отмечаются микробиальные образования типа Tubiphytes. Органические остатки и их реликты занимают не более 20–25% от площади шлифа. Кальцисферы размером от 0.15 до 0.3 мм в диаметре обычно сложены яснокристаллическим кальцитом, иногда окаймлены микритовой оторочкой. Терригенная примесь представлена зернами кварца, чешуйками мусковита и единичными пластинками биотита. Часто в известняках наблюдаются тонкие (до нитевидных) трещины, выполненные кальцитом.

Согласно результатам карбонатного анализа, в пелоидно-микритовых известняках содержание НО увеличивается до 5–15 % (см. табл. 2). Следует отметить, что для пород этого типа НО состоит преимущественно из терригенной примеси в отличие от биокластовых известняков с преобладанием аутигенного кварца.

Кремнисто-алевритисто-глинистые известняки встречаются только в верхней части свиты в виде слоев и слоев мощностью от 0.05 до 0.5 м (см. рис. 2а, к). Породы от серого до темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, часто со сланцеватой отдельностью и текстурами биотурбации. Известняки данного типа обогащены терригенной примесью – кварцем, мусковитом, хлоритом и биотитом. Крупные разрозненные фрагменты органических остатков и их реликты (не более 10% от площади шлифа) резко выделяются на фоне основной пелитоморфно-микрозернистой массы. Они в разной степени микритизированы и (или) окремнены. В нескольких фрагментах криноидей наблюдаются отчетливые следы сверления. Встречаются единичные пелоиды и сгустки пелитоморфного кальцита. Ходы илоедов хорошо диагностируются ввиду отсутствия в них обломков кварца, ПШ и биокластов. Для пород этого типа характерен проникающий волнистый микрокливаж, подчеркнутый распределением карбонатно-глинистого вещества более темного цвета в трещинках толщиной не более 0.006 мм и длиной до 0.05 мм.

Изменчивое соотношение минералов терригенной примеси (алевритистого и глинистого компонентов) и распространение аутигенного кварца обуславливают разнообразие известняков этого типа. Согласно аналитическим исследованиям, на долю кальцита приходится от 52 до 65 %. НО слагают глинистые минералы (16–22 %), обломочный кварц (≈10–15 %) и ПШ (менее 4 %), а также аутигенный кварц (от первых % до ≈15 %) (см. табл. 3 и 4).

На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) эта группа карбонатолитов отчетливо выделяется в самостоятельный кластер (IV), который, в свою очередь, разделяется на два подкластера: подкластер IVa объединяет кремнисто-глинистые (обр. 37) и алевроитисто-глинистые (52, 53, 55) известняки, а подкластер IVб – глинисто-алевритистые (обр. 57 и 41). Вне кластера остался кремнисто-алевритисто-глинистый известняк (рис. 5, обр. 42/1).

Во всех карбонатолитах наблюдаются отдельные зерна пирита, и их агрегаты часто близки к округлой форме. Отмечены микростилолитовые швы и тонкие трещины, выполненные кальцитом.

Доломит в породах лосиноостровской свиты ни одним из аналитических методов не установлен. Поэтому содержания MgO в карбонатолитах связываются нами в большей степени с алюмосиликатами. Однако некоторая часть MgO (особенно в относительно чистых известняках) может входить в состав высокомагнезиального кальцита, что подтверждается данными микрозондового анализа (отдельные кальцитовые зерна содержат MgO 0.5–1.1 %).

Силицитолиты

Силицитолиты распространены исключительно в нижней части свиты. Они представлены: 1) радиоляритами и радиоляриевыми спонголитами; 2) алевроитисто-глинистыми силицитолитами и 3) вторичными кремнистыми породами. Во всех типах силицитолитов отмечаются многочисленные мелкие зерна и агрегаты непрозрачных минералов, среди которых диагностированы пирит в идиоморфных и фрамбоидных формах, а также минералы группы оксидов (гидроксидов) железа.

Радиоляриты и радиоляриевые спонголиты слагают слои мощностью не более 0.3 м, имеют темно-серый (до черного) цвет и массивные или тонкие горизонтально-слоистые текстуры (см. рис. 2а, е–з). Распространены следы биотурбации. Количество радиолярий и спикул губок в отдельных образцах не достигает 50% от площади шлифа, в связи с чем некоторые из образцов условно отнесены нами к биогенным силицитолитам.

Панцири радиолярий, часто с сохранившимся внутренним строением, и спикулы губок сложены халцедоном и микрозернистым кварцем, но иногда они частично или полностью кальцитизированы. Отмечаются единичные более крупные фрагменты органических остатков известкового состава, в разной степени окремненные. Кроме органических остатков, на фоне основной кремнистой массы, благодаря более высокому рельефу, выделяются зерна кальцита микрозернистой размерности. Чаще всего они равномерно распределены по породе, но иногда образуют скопления. Встречены зерна кварца, мусковита и биотита, занимаю-

щие в совокупности не более 10–15% от площади шлифа. В отдельных образцах наблюдаются тектонические микростилолиты (ориентировка перпендикулярно напластованию), подчеркнутые глинистым материалом.

Согласно результатам карбонатного анализа, содержание кальцита в этом типе силицитолитов составляет от 6 до 23 %, остальное приходится на HO (см. табл. 2).

Алевритисто-глинистые силицитолиты от темно- до зеленовато-серого цвета слагают слои мощностью 0.15–0.20 м. Основная масса этих пород сложена скрытокристаллическим (микрозернистым) кварцем, иногда обособляющимся в округлые или овальные участки, по форме и размеру сходные со сплюснутыми реликтами радиолярий (см. рис. 2д). На фоне этой массы отчетливо наблюдаются обломки кварца, ПШ и слюды алевритовой, редко тонкопесчаной размерности. Глинистые минералы выполняют прерывисто-волнистые трещины кливажа, а также распределены в основной массе. Кальцит (преимущественно микрозернистый) рассеян в виде отдельных зерен и их агрегатов (см. рис. 3в–е). Иногда при больших увеличениях (объектив 60×) отмечаются кальцитовые агрегаты, включающие в себя реликты зерен кварца.

На картах распределения элементов отчетливо наблюдается преобладание кварца над алюмосодержащими минералами (см. рис. 3в, д). Аутигенный кварц образует агрегаты, по форме близкие к изометричным из зерен размером ≤ 0.001 мм.

В силицитолитах встречаются обломки кварца с красновато-коричневыми цветами КЛ, окруженные нелюминесцирующими аутигенными зернами, при этом на снимках в режиме BSE граница между ними не видна. Вероятно, некоторые обломки служили в качестве ядер роста для новообразованного кварца (см. рис. 3д, е; выделены прерывистой белой линией).

С использованием нормативного минерального пересчета результатов силикатного анализа установлено, что доля глинистого компонента в породах составляет порядка 18–20 %, а алевроитистого – около 13 % в обоих образцах (см. табл. 4). На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) фигуративные точки составов этих пород расположены в поле микстолитов кластера I (см. рис. 5).

Вторичные силицитолиты слагают слои мощностью 0.05–0.13 м. Они представлены окремненными биокластовыми известняками, сходными с группой биокластовых известняков, охарактеризованных выше. Криноидно-мшанковые фрагменты частично или полностью окремнены, но сохранили первичную микроструктуру, а некоторые остались известковыми. Связующая масса в них практически полностью замещена халцедоном. Согласно результатам карбонатного анализа, на кальцит в них приходится около 30–35% (см. табл. 2).

Некоторые проблемы терминологии и подходы к классификации “тонкозернистых” пород смешанного состава

На сегодняшний день структурно-вещественные классификации карбонатолитов и силицитолитов являются более разработанными и общепринятыми. Среди них выделены скрытокристаллические (или пелитоморфные) и микрозернистые разновидности. Для “тонкозернистых” терригенных пород, систематика которых основывается прежде всего на структуре, возникает проблема в названии. Общепринято выделять “алевролит”, этот термин был введен А.Н. Заварицким в 1932 г. как аналог термина “siltstone”, существовавшего в английской номенклатуре. Как правило, он ограничивается размерами зерен от 0.05 до 0.005 мм, но некоторыми исследователями нижний интервал принимается за 0.001 мм (Фролов, 1993). Породы с размерностью преобладающих породообразующих зерен менее 0.005 мм относятся к пелитолитам (Систематика и классификации..., 1998). Термином “пелиты” (от греческого *pelos* – ил, шлам) К. Науман в XIX в. обозначил группу тонкодисперсных терригенных образований, отнеся к этой группе породы, сложенные тончайшим обломочным материалом глинистого, известкового или смешанного состава, сделав упор на структурный признак (Викулова и др., 1973). Главнейшим представителем данной группы он считал глинистые пелиты (глинистые породы). Вероятно, поэтому в отечественной литературе часто термин “пелиты” (“пелитолиты”) стали использовать только для глинистых пород. Так, например, в работе (Систематика и классификации..., 1998), принятой нами за основу, в семействе “пелитолитов” рассматриваются только глинистые породы. Возможно, было бы логичнее рассматривать пелитолиты внутри семейства кластолитов в качестве рода в ряду псаммитолит–алевролит–пелитолит, а глинистые породы, определяющиеся прежде всего по минеральному составу, – вероятно, в качестве отдельного семейства.

В зарубежной литературе породы любого состава, сложенные более чем на 50% зернами размером менее <63 мкм, называют “тонкозернистыми” (“fine-grained”). При этом если порода на 50% и более сложена силикокластикой (“siliciclastic”), используется термин “mudrocks” (Stow, 1981). На протяжении нескольких десятилетий термины “mudstone, mudrock, claystone, shale argillaceous rock, micstone (micrite carbonate mud), marls и др.” создавали путаницу из-за того, что разные исследователи придавали этим терминам разные значения, которые также со временем изменялись (Potter et al., 2005). Так, например, в работе П. Поттера с соавторами (Potter et al., 2005) “mudstone” – общий термин для всех тонкозернистых терригенных глинистых пород. Р. Данхем в своей класси-

фикации использует данный термин для карбонатных пород. А. Лазар с соавторами (Lazar et al., 2015, 2022) предложили использовать “mudstone” в качестве названия класса для всего спектра тонкозернистых (менее 62 мкм) осадочных пород, добавляя в название минеральные и текстурные особенности. В своей работе К. Милликен (Milliken, 2014) предложила для тонкозернистых пород смешанного состава на основании соотношений породообразующих компонентов выделять следующие типы пород: “tarl”, “sarl”, “carl”, “varl”. Эти названия являются аббревиатурами, в которых “арл” обозначает “тонкозернистое” строение, а для интерпретированного генезиса и доминирующих осадочных частиц используются приставки: t – терригенные, с – биогенные известковые, s – биогенные кремнистые и v – вулканогенные. Отметим, что интерес к классификации и терминологии тонкозернистых пород в последние десятилетия за рубежом резко возрос в связи с добычей “сланцевой” нефти и газа. До сих пор классификация этих пород дискуссионна (Lazar et al., 2022; Peng et al., 2022).

В отечественной литературе для терригенных пород, состоящих из примерно равного соотношения зерен алевритовой и пелитовой фракций, предложены термины “алевроаргиллит” или “алевропелит” (Маслов, Алексеев, 2007; Геологический словарь, 2010). Эти термины соответствуют “mudrocks” и “mudstone” в понимании Д. Стоу (Stow, 1981) и П. Поттера (Potter et al., 2005).

Наши исследования показали, что в строении нижней части лосиноостровской свиты значительную роль играют сланцеватые породы смешанного состава, состоящие преимущественно из зерен размером менее 0.05 мм и незначительного количества более крупных включений (зерна кварца до 0.08 мм, органические остатки до нескольких мм). Эти породы по вещественно-структурному признаку соответствуют “мадстоунам” в понимании О. Лазара (Lazar et al., 2015, 2022). В отечественной литературе подобный термин, характеризующий тонкое строение и смешанный многокомпонентный состав (карбонатно-алевритисто-кремнисто-глинистый) пород, отсутствует. Поэтому для структурной характеристики этих пород мы применяем общий термин “тонкозернистый”, соответствующий в английской номенклатуре термину “fine-grained”.

Важно подчеркнуть, что при классификации “тонкозернистых” пород иностранные исследователи в первую очередь делают упор на структуру, считая данный признак, как отметил М. Пикард (Picard, 1971), наиболее важным при полевом изучении пород. Отечественные исследователи на первый план ставят вещественный состав пород.

Изученные породы по вещественному составу, согласно работе (Систематика и классификации..., 1998), отнесены нами к группе смешанных пород

(микстолитам). По принципу близости компонентов микстолиты лосиноостровской свиты принадлежат к типу “сложных”, состав которых отражает смешение компонентов из разных надклассов (Систематика и классификации..., 1998). Отметим, что в современных отечественных исследованиях при классификации “тонкозернистых” пород смешанного состава баженовской свиты коллективом авторов (Конторович и др., 2016) использован термин “микстит”, но в работе (Систематика и классификации..., 1998) данный термин предлагается применять для пород, содержащих 10–50% крупногробломочного материала.

Для отображения состава осадочных пород часто используются различные треугольные диаграммы. В работе К. Милликен (Milliken, 2014) по классификации “тонкозернистых” пород была предложена треугольная диаграмма, основанная в первую очередь на дискриминации зерен вне- и внутрибассейнового происхождения, в вершинах которой расположены: 1) сумма терригенных и вулканогенных зерен; 2) известковые аллохемы; 3) биокремнистые аллохемы. Недостатком этой классификации, как позже отмечено В. Кэмпом с коллегами (Camp et al., 2016), является генетический принцип ее построения. Например, радиолярии кальцитового состава рассматриваются как кремнистые аллохемы, но некоторые карбонатные сферы без сохранения явной структуры могут быть кальцисферами. Данная классификация не подходит и для микстолитов лосиноостровской свиты, в которых количество карбонатных и кремнистых аллохем незначительное, за исключением отдельных образцов.

Классификация пород баженовской свиты, предложенная сибирскими геологами (Конторович и др., 2016), основывается на соотношении четырех породообразующих компонентов (кремнистого, глинистого, карбонатного и керогена). Вариации их содержаний показаны на отдельных гистограммах. Заметим, что по результатам их исследований микститы занимают около 70% от изученной выборки образцов. Годом позже в работе (Калмыков, Балущкина, 2017) предложена номограмма в виде призмы для изображения 4-компонентного состава пород. Однако при рассмотрении пород баженовской свиты Приобского месторождения упомянутые авторы используют 3-компонентную номограмму. На вершинах номограммы расположены все те же три главных компонента (нормированные к 100%), а содержание органического вещества выражено разными цветами фигуративных точек. Такой вид номограммы очень удобен, когда одним из четырех компонентов является неминеральная составляющая (например, органическое вещество). Для исследуемых микстолитов лосиноостровской свиты использовать подобную номограмму оказалось затруднительно, так как все по-

родообразующие компоненты являются минеральными, а их соотношения весьма изменчивы. Отметим, что в работе Г.А. Калмыкова и Н.С. Балущкиной (2017) не используется термин “микстит”, но выделяются “смешанные породы”.

Классификация “тонкозернистых” пород О. Лазара с соавторами (Lazar et al., 2022) основывается в первую очередь на структуре (размере зерен), дополнительно – на текстуре и составе. Для иллюстрации состава мадстоунов они предложили использовать треугольную диаграмму, в вершинах которой находятся общие содержания кварца, карбонатных (кальцита и доломита) и глинистых (иллита, смектита и др.) минералов. Данная классификация показывает вещественный состав на конечном этапе (стадии) породообразования без генетической интерпретации минералов. Такая классификационная диаграмма лучше всего подошла бы для наглядного представления соотношения компонентов пород смешанного состава лосиноостровской свиты. Однако, учитывая значительное количество обломочного кварца в изученных микстолитах, сопоставимое с аутигенным кремнеземом, мы считаем, что при классификации пород необходимо разделять разные по происхождению типы кварца. Поэтому нами предложены две треугольные диаграммы. В их вершинах находятся породообразующие компоненты (или их суммы), приведенные к 100% (рис. 6). Центральное поле IV каждого треугольника, построенного по 50%-му содержанию компонентов, отвечает микстолитам. Поля II, III, V и VII отвечают группам пород – карбонатолитам (в данном случае известнякам), силицитолитам, аргиллитам и алевролитам соответственно. Из отобранных и комплексно изученных образцов 19 попали в поле микстолитов, 7 – в поле карбонатолитов и 2 – в поле силицитолитов. Заметим, что микстолиты, расположенные в поле I (на треугольнике А), близки к алевроаргиллитам, по А.В. Маслову и В.П. Алексею (2007), но с различными содержаниями кремнистого и карбонатного материала.

Мы разделяем мнение исследователей, считающих, что классификации должны основываться в первую очередь на структурно-вещественном признаке, но при этом стремиться быть объяснительными и прогностическими. На наших диаграммах, отражающих прежде всего весьма изменчивый состав исследуемых пород, мы попытались внести дополнительно генетический признак и провели прерывистую линию, отделяющую материал внебассейнового происхождения от внутрибассейнового (включая постседиментационные изменения).

В дополнение следует подчеркнуть, что ни один из изученных образцов не относится к мергелям, если понимать их как глинисто-карбонатные породы, состоящие на 25–50% из глинистого вещества и на 50–75% из кальцита и (или) доломита (Систематика и классификации..., 1998).

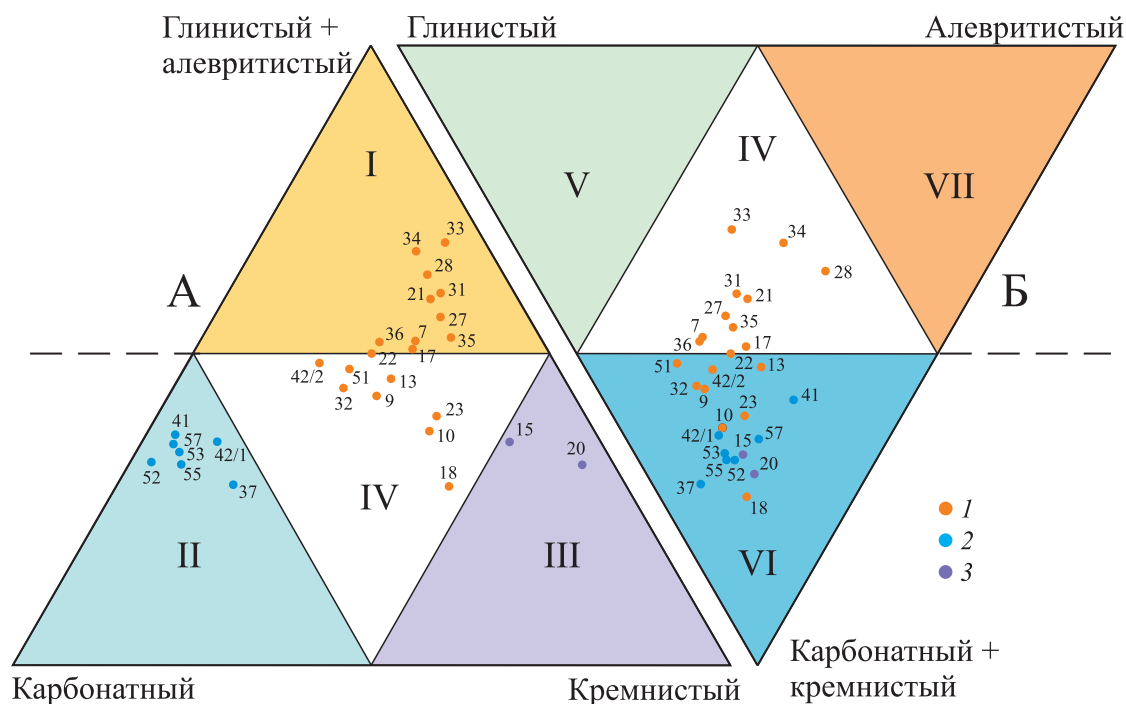


Рис. 6. Треугольные диаграммы с фигуративными точками компонентного состава пород лосиноостровской свиты.

I – преобладание внебассейнового материала, II – карбонатолиты, III – силицитолиты, IV – микстолиты, V – аргиллиты, VI – преобладание внутрибассейнового материала, VII – алевролиты. Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов. 1 – микстолиты, 2 – карбонатолиты, 3 – силицитолиты.

Fig. 6. Triangular diagrams with figurative points of the component composition of the rocks of the Losinoostrov Formation.

I – predominance of extrabasinal material, II – carbonatolites, III – silicitolites, IV – mixtolites, V – claystones, VI – the predominance of intrabasinal material, VII – siltstones. The numbers of the figurative points correspond to the numbers of the samples. 1 – mixtolites, 2 – carbonatolites, 3 – silicitolites.

ОБСУЖДЕНИЕ

Целенаправленное изучение пород позволило установить очень изменчивый и смешанный состав лосиноостровской свиты. Ее нижняя часть сложена преимущественно микстолитами и силицитолитами с редкими прослоями и линзами биокластовых известняков, а верхняя – известняками. Известняки и силицитолиты были известны ранее, а наши исследования позволили выявить более широкое их разнообразие. Микстолиты в лосиноостровской свите установлены впервые, поэтому их обсуждению отводится особое место.

Многокомпонентный состав микстолитов – это результат физических, химических и биологических процессов, происходивших во время осадконакопления и после него. Достаточно уверенно минералы алевроитистого и глинистого компонентов по форме и характеру распределения мы относим к терригенным (кварц, ПШ, иллит, хлорит) и связываем с внебассейновым источником. Исключением является

каолинит, интерпретируемый нами как аутигенный. Природа смешанослойных глинистых минералов до конца не ясна, так как их образование могло происходить и в области сноса, и при транспортировке или в конечном бассейне на разных стадиях породообразования. Алевроитовая размерность и угловатая форма кварца в “тонкозернистых” породах (мадстоунах) не всегда указывает на его обломочную природу, как, например, в позднедевонских сланцах Чаттануга и Нью-Олбани на востоке США (Schieber et al., 2000). Основная часть зерен кварца алевроитового размера в исследуемых породах имеет красновато-коричневый и сине-фиолетовый цвета КЛ. Согласно классификации (Götze et al., 2001), данные цвета КЛ характерны для обломочного кварца в основном из регионально-метаморфических и изверженных пород. Тем не менее встречены зерна кварца слабо- или нелюминесцирующие, а также со смешанными цветами КЛ, генезис которых неясен.

На графике распространения основных породообразующих компонентов по разрезу (см. рис. 16)

наблюдается сходная тенденция изменения количества глинистых минералов и обломочного кварца с ПШ, что свидетельствует о их совместном поступлении. Перенос мог осуществляться ветром или различными морскими, а также экстрабассейновыми течениями. Современные исследования переноса осадков алевроито-глинистой размерности от берега в сторону открытого моря на пологом шельфе показали широкое участие в этом процессе осадочно-гравитационных потоков, вызванных волнами (Macquaker et al., 2010; Aplin, Macquaker, 2011). Однако рассеянность терригенного материала, отсутствие самостоятельных слоев и текстур волочения, широкое распространение текстур биотурбации затрудняют выяснение механизма переноса. Принимая во внимание, что в позднекаменноугольно-раннепермское (по сакмарское) время на окраине шельфа повсеместно существовали карбонатные обстановки осадконакопления, а продукты разрушения восточного орогена накапливались в основном в глубоководном остаточном океаническом бассейне, можно предполагать привнос терригенного материала ветром, а не иными способами. Наличие биотита в составе всех типов пород, обогащенных терригенной примесью, может указывать на его петрогенную природу, так как этот минерал является химически не устойчивым, но легко транспортируемым (Бергер, 1986; Дриц, Коссовская, 1991).

Кремнистый компонент микстолитов представлен несколькими формами: волокнистым халцедоном, яснозернистым и скрытокристаллическим (микрозернистым) кварцем. Халцедон и яснозернистый кварц, развитые по известковым органическим остаткам, являются результатом замещения в диагенезе. Встречен скрытокристаллический (микрозернистый) кварц, наблюдаемый только при электронно-микроскопических исследованиях при больших увеличениях (около 4000), двух типов: 1) в агрегатной форме в виде цепочек и линзочек и 2) в виде отдельных зерен. Если формы выделения первого типа в совокупности со слабо- или нелюминесцирующими КЛ-характеристиками указывают на аутигенное (вероятно, диагенетическое) происхождение, то отдельные зерна с разными цветами и интенсивностью КЛ могут быть как аутигенными, так и обломочными (внебассейновыми).

Потенциальным источником кремнезема для новообразованного кварца в осадочных породах являются: 1) растворение и повторное осаждение аморфного биогенного кремнезема и трансформация его через промежуточные фазы в кварц; 2) преобразования смектита в иллит; 3) растворение обломочного кварца под давлением и 4) изменение вулканического стекла (Milliken, Olson, 2017; Emmings et al., 2020). Геологическая ситуация, складывавшаяся в рассматриваемое время в районе исследований, позволяет исключить по-

следний вариант. Учитывая наличие смешанослойных минералов, а также принимая во внимание степень преобразования нижнепермских пород (МК₃) в регионе, можно предположить, что какая-то часть кремнезема могла быть образована за счет трансформации глинистых минералов. Встреченные микротекстуры растворения под давлением в силицитолитах также могут указывать на участие кремнезема из источника, описанного под пунктом три. Однако нам представляется, что основным источником аутигенного кремнезема для микстолитов лосиноостровской свиты, как и для многих других мадстоунов разных районов мира (Schieber et al., 2000; Taylor, Macquaker, 2014; Milliken, Olson, 2017; Emmings et al., 2020), являлся биогенный опал. В нашем случае это остатки радиоларий и спикулы губок.

Таким образом, основная часть кремнистого компонента микстолитов сложена аутигенным кварцем с биогенным внутрибассейновым источником кремнезема. Поэтому кремнистый компонент отнесен в поле “внутрибассейнового происхождения”.

Карбонатный компонент представлен двумя разновидностями – биогенной (биокластикой) и, возможно, абиогенной (хемогенной). Основная доля приходится на скрытокристаллический и микрозернистый кальцит неясного (спорного) происхождения. Возможно, это тонкая перетертая биокластика, внебассейновые обломки, результат хемогенного (или бактериального) осадконакопления или постседиментационных изменений, кроме того, могут совместно присутствовать продукты нескольких процессов. Нами не найдены признаки, отчетливо указывающие на какой-то конкретный источник образования кальцита. Однако, учитывая региональные геологические реконструкции, а также отсутствие экзотических обломков карбонатных пород (каliche, спелеотем, микрокодиумов и т.д.) и смешанного разновозрастного комплекса органических остатков в изученных отложениях, становится сомнительным привнос карбонатных частиц с суши. Исходя из этого, предположим, что карбонатный компонент микстолитов на классификационной диаграмме представляет собой продукты внутрибассейнового происхождения и результат постседиментационных изменений.

Отмеченная предпочтительная ориентировка глинистых чешуек в некоторых микстолитах могла возникнуть при осаждении частиц или в результате захоронения и уплотнения под давлением вышележащих толщ. Принимая во внимание хаотичное распределение глинистых минералов в биотурбированных частях микстолитов и “обтекание” глинистыми минералами кремнистых новообразований, мы интерпретируем эту предпочтительную ориентировку как реликты первичной текстуры. Тогда как глинистые минералы, ориентированные

перпендикулярно к напластованию, мы связываем с влиянием боковых тектонических напряжений.

Образование биогенных силицитолитов и карбонатолитов, бесспорно, имеет внутрибассейновую природу. Находки остатков радиолярий и спикул губок, замещенных кальцитом, и одновременное присутствие окремненных фрагментов известковых организмов указывают на неоднократные фазы окремнения и кальцитизации на разных стадиях породообразования. Растворы кремнезема, по-видимому, мигрировали по разрезу в выше- и нижележащие отложения, формируя вторичные силицитолиты и аутигенный кварц в микстолитах.

Образование биокластовых известняков обычно связывают с повышенной гидродинамикой среды. Сопоставляя ассельские отложения лосиноостровской свиты с одновозрастной частью Кожимской органогенной постройки (Антошкина, 2003), где также широко развиты биокластовые известняки, можно отметить близкое сходство биокластового материала. Подчеркнем, что в этих разнофациальных толщах распространены образования типа *Tubiphytes*. Возможно, источником биокластового материала послужила упомянутая органогенная постройка. Во всех биокластовых известняках лосиноостровской свиты наблюдаются в разной степени микритизированные аллохемы и участки спаритового цемента, а также пеллоиды. Процессы микритизации и образование пеллоидов представляют собой одну из загадочных и противоречивых проблем карбонатной седиментологии (Kaźmierczak et al., 1996). Долгое время микритовые известняки рассматривались как индикатор низкоэнергичной осадочной среды в защищенных областях шельфа или в относительно глубоких водах ниже базиса действия обычных волн. Мы также первоначально интерпретировали переслаивание биокластовых и пеллоидно-микритовых известняков как результат смены гидродинамического режима. Однако существуют и иные представления о гидродинамических условиях микритизации. В работах Р. Рейда с соавторами (Reid et al., 1990, 1998) на основании прецизионных исследований современных карбонатных отложений показано, что для микритизации наиболее благоприятны высокоэнергетические обстановки, а сам процесс может начинаться еще в раковинах живых организмов и продолжаться в диагенезе. Кроме того, авторы отмечают, что наиболее важным процессом микритизации является рекристаллизация зерен, а не общепризнанные процессы многократного сверления водорослями (или другими микроорганизмами) и заполнения микроотверстий микритовыми осадками. Заметим, что в большинстве работ, посвященных микритовым известнякам, представлены исследования карбонатных пород, образованных в мелко-водно-морских обстановках.

Изучив карбонатные породы лосиноостровской свиты, можно отметить следующее. Во-первых, обнаруженные следы микросверлений в органических остатках биокластовых известняков указывают на биогенную природу микритизации, возможно, на синседиментационном этапе. Во-вторых, по распространению микрита по яснокристаллическим зернам цемента (спарита) можно предполагать продолжение этого процесса и в диагенезе, в том числе без участия микроорганизмов.

Пеллоидно-микритовые известняки, вероятно, являются результатом более интенсивной микритизации, чем в биокластовых известняках. Находки реликтов иглокожих и мшанок, а также наблюдаемые участки яснокристаллического кальцита (остатки спаритового цемента?) среди сплошной пеллоидно-микритовой массы могут указывать на их былую биокластовую природу. Отличительной особенностью микритовых известняков является присутствие спикул губок и повышенное содержание терригенного материала. Их осаждению могло способствовать ослабление гидродинамического режима. Вероятно, с этим же связана более интенсивная микритизация на синседиментационно-раннедиагенетической стадии.

Кремнисто-алевритисто-глинистые известняки, как и алевритисто-глинистые силицитолиты, по вещественному составу являются промежуточными между чистыми известняками/силицитолитами и микстолитами. Вероятно, они образовались в периоды, когда на фоне преобладающего карбонатного (верхняя часть свиты) и кремнистого (нижняя часть свиты) осадконакопления усиливалось поступление терригенного материала. Основная масса в кремнисто-алевритисто-глинистых известняках, представленная пелитоморфно-микрозернистым кальцитом, может быть результатом разных процессов. С одной стороны, микрозернистый кальцит мог образоваться биохемогенным путем на седиментационной стадии. С другой, присутствие в них органических остатков со следами сверления указывает на процессы микритизации, в результате которой мог образоваться пелитоморфный кальцит основной массы. Осаждение (и дальнейшее сохранение) тонкого глинистого материала и распространение текстур биотурбации в этом типе известняков могут свидетельствовать об относительно спокойных гидродинамических режимах и замедленной скорости осадконакопления.

Во всех типах пород встречен пирит в виде отдельных монокристаллических и фрамбоидальных выделений. Как известно, образование пирита в осадочных породах ограничено скоростью поступления разлагаемого органического вещества, растворенного сульфата и реактивных обломочных минералов железа (Rickard, 2012). Пирит образуется на разных стадиях – седиментационной, ранне- и

позднедиагенетической. Седиментационный фрамбоидный пирит образуется в водоемах с аноксическими условиями, например в Черном море. Нахождение Кожимской органогенной постройки в позднекаменноугольно-раннепермское время вблизи района накопления лосиноостровских отложений, по-нашему мнению, противоречит образованию седиментационного пирита. В нормально-морских кислородсодержащих условиях пирит лимитируется скоростью поступления органических соединений, представляющих собой остатки морских организмов. Распространение идиоморфного и фрамбоидного пирита указывает на восстановительные условия поровых вод лосиноостровских осадков в диагенезе, обусловленные сульфатредуцирующими бактериями, поставляющими H_2S или HS^- . Низкая скорость накопления осадков дает соединениям железа больше времени для реакции с H_2S (Berner et al., 1984). Встреченные фрамбоиды сидеритового состава (обр. 33) мы интерпретируем как псевдоморфозу по пириту. Об этом свидетельствуют формы микрокристаллов во фрамбоидах и в основной массе, а также пиритовые реликты в центре фрамбоидов (см. рис. 4). Образование в изученных породах пиритов, позднее замещенных сидеритом, свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий в поровых водах осадка от восстановительных до дисоксидных, чему могла благоприятствовать биотурбация.

Рассматривая строение разреза в целом, можно предположить, что микстолиты в ассоциации с пластовыми биоморфными силицитолитами, вероятно, образовывались в более глубоководных и гидродинамически спокойных условиях. Кроме того, нижняя подсвита характеризуется более высоким количеством терригенного материала. Это можно трактовать либо более активным поступлением внебассейнового материала во время осадконакопления, либо повышенной концентрацией, образованной за счет более низкой скорости осадконакопления по сравнению с верхней карбонатной подсвитой. В пользу последнего могут свидетельствовать многочисленные следы биотурбации, развитые в большей степени в нижней части свиты. Присутствие в нижней подсвите маломощных слоев (5–10 см) и линз биокластовых известняков можно объяснить периодическими осадочно-гравитационными потоками, переносившими внутрибассейновый биокластовый материал. Это косвенно подтверждается сохранением в основании свиты (интервал разреза, срезанный тектоническим контактом) слоя с градиентной слоистостью. Отложения верхней подсвиты образовались в более мелководных условиях, где преобладало карбонатное осадконакопление с редкими периодами более интенсивного поступления (или концентрации) терригенного материала. Смена типов известняков, возможно, отражает изменения гидродинамического режима.

Анализируя все изложенное и принимая во внимание тот факт, что разнофациальные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения на р. Кожим формировались в пределах одного бассейна, а тектонический контакт лосиноостровской свиты с нижележащими каменноугольными породами является результатом сугубо локальной подвижки, можно предположить, что лосиноостровские отложения образовались на рампе. Нижнюю подсвиту мы связываем с обстановками дистальной, а верхнюю – с проксимальной частью рампы.

ВЫВОДЫ

Установлены три основных группы пород, составляющих лосиноостровскую свиту: микстолиты, карбонатолиты и силицитолиты. Каждая группа по структурно-вещественным признакам подразделена на разновидности. Группа микстолитов выделена для этого разреза впервые.

Выявлено, что микстолиты лосиноостровской свиты имеют “тонкозернистую” структуру и изменчивое соотношение четырех порообразующих компонентов – алевроитового (обломочные кварц и полевые шпаты), глинистого (иллит и хлорит), карбонатного (кальцит) и кремнистого (аутигенный кварц). По соотношению порообразующих минералов можно предполагать, что в составе более чем половины изученных образцов микстолитов преобладает материал внебассейнового происхождения.

Повышение содержания внебассейного материала алевро-пелитовой размерности в карбонатолитах может указывать на периодические ослабления гидродинамического режима во время накопления верхней части свиты.

Сделано предположение об образовании лосиноостровских отложений в дистальных (нижняя часть свиты) и проксимальных (верхняя часть свиты) обстановках рампы.

Благодарности

Авторы благодарны Ю.С. Симаковой и Б.А. Макееву за проведение рентгеноструктурных исследований, А.С. Шуйскому, Е.М. Тропникову и И.Л. Потапову – за электронно-микроскопические исследования (в том числе КЛ); сотрудникам лаборатории “Химии минерального сырья” – за аналитические работы и работникам центра “Пробоподготовки и обработки каменного материала” – за техническую помощь. Особую благодарность выражаем рецензентам за ценные замечания и полезные рекомендации, которые значительно улучшили статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анищенко Л.А., Клименко С.С., Рябинкина Н.Н., Рябинкин С.В., Малышев Н.А., Куплевич И.Л., Захаров А.А., Прозоров С.Ф., Антонов В.И., Иванов В.В.,

- Кузнецов Н.И., Юдин В.М. (2004) Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральяского прогиба. СПб.: Наука, 213 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 284 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Рябинкина Н.Н. (2006) Палеозойские отложения Приполярного Урала. Мат-лы полевого семинара 5–20 июля 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 81 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Е.С., Шадрин А.Н., Шеболин Д.Н., Канева Н.А. (2011) Палеозойской осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Бергер М.Г. (1986) Терригенная минералогия. М.: Недра, 227 с.
- Барабошкин Е.Ю. (2009) Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования. *Вестн. Московского гос. ун-та (МГУ)*, сер. 4, геол., №3, Москва, 13–20.
- Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Викулова М.Ф., Македоннов А.В., Тихомирова Н.Я., Осипова А.И., Феофилова А.П., Кулакова Г.В., Земова Н.Н. (1973) Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 288 с.
- Геологический словарь. (2010) Изд-е 3-е, перераб. и доп. (Гл. ред. О.В. Петров). Т. 1. А–Й, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 432 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. (1991) Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 176 с. (Тр. ГИН, вып. 465).
- Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар, 72 с. (Науч. докл. / Коми НЦ УрО РАН, вып. 481).
- Инкина Н.С. (2019) Новые представления о сезымской свите Полярного Урала (нижняя пермь). *Докл. АН*, 489(1), 48–51.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. (2017) Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 247 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. (2016) Классификация пород баженовской свиты. *Геология и геофизика*, 57(11), 2034–2043. <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Черных В.А., Еномян Н.В., Гуськов В.А., Вирбицкас А.Б., Манасва Г.Г., Сосипатрова Г.П., Шуреков Н.А. (1980) Опорный разрез нижней перми р. Кожим. (Сер. препр. “Науч. докл.”, вып. 58). Коми фил. АН СССР, 53 с.
- Маслов А.В., Алексеев В.П. (2007) Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). *Изв. вузов. Геол. и разведка*, (2), 21–30.
- Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим. (1995) (Ред. колл. А.Ю. Розанов, М.Ф. Богословская, Т.А. Грунт, Т.Б. Леонова, И.П. Морозова). Палеонтол. ин-т РАН. М., 45 с. (Международ. симпозиум. “Проблемы эволюции пермской морской биоты” 15–25 августа 1995 г.).
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Салдин В.А. (2018) История осадконакопления в позднем палеозое на севере Урала и Пай-Хоя. *Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра*. Мат-лы 12-го Уральск. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 306–311.
- Салдин В.А. (2002) Новые данные по геологии нижнепермских отложений р. Кожым (Приполярный Урал). *Литогеоз и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона*, (4), 11–33. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, вып.111).
- Салдин В.А. (2010) Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала. *Геология рифов*. Мат-лы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 155–157.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. (1998) (Отв. ред. В.Н. Шванов). СПб.: Недра, 352 с.
- Фортунова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. (2005) Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 440 с.
- Фролов В.Т. (1992) Литология. Кн. 1: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 336 с.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Кн. 2: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 432 с.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. (1990) Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 368 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 284 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Aplin A.C., Macquaker J.H.S (2011) Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 95(12), 2031–2059.
- Berner R.A., Leeuw J., Spiro B., Murchison D.G., Eglington G. (1984) Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim.*, 48, 605–615.
- Camp W.K., Egenhoff S., Schieber J., Slatt A.M. (2016) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks – discussion. *Sediment. Res.*, 86, 1–5. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.100>
- Emmings J.F., Dowey P.J., Taylor K.G., Davies S.J., Vane C.H., Moss-Hayes V., Rushton J.C. (2020) Origin and implications of early diagenetic quartz in the Mississippian Bowland Shale formation, Craven Basin, UK. *Marine Petrol. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104567>
- Götze J., Plötze M., Habermann D. (2001) Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. *Mineral. Petrol.*, 71, 225–250.
- Kaźmierczak J., Coleman, M.L., Gruszczynski M., Kempe S. (1996) Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontol.*

- tol. Polonica*, **41**(4), 319-338.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M. (2015) Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *J. Sediment. Res.*, **85**, 230-246.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M. (2022) Mudstone nomenclature. Sequence stratigraphy: Applications to fine-grained rocks. *AAPG Memoir*, **126**, 21-34.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. (1988) Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. Sea-Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Spec. Publ.*, (42), 183-216.
- Macquaker J.H.S., Adams A.E. (2003) Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive Nomenclature for mudstones. *J. Sediment. Res.*, **73**(5), 735-744.
- 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>
- Macquaker J.H.S., Gawthorpe R.L. (1993) Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 1129-1143.
- Milliken K. (2014) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *J. Sediment. Res.*, **84**, 1185-1199.
- Milliken K.L., Ergene S.M., Ozkan A. (2016) Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas, USA. *Sediment. Geol.*, **339**, 273-288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.012> 0037-0738
- Milliken K.L., Olson T. (2017) Silica Diagenesis, Porosity Evolution and Mechanical Behavior In Siliceous Mudstones, Mowry Shale (Cretaceous), Rocky Mountains, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **87**(4), 366-387.
- Peng J., Zeng Y., Yang Y., Yu L., Xu T. (2022) Discussion on classification and naming scheme of fine-grained sedimentary rocks. *Petrol. Explor. Develop.*, **49**(1), 121-132.
- Picard M.D. (1971) Classification of fine-grained sedimentary rocks. *J. Sediment. Petrol.*, **41**(1), 179-195.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 297 p.
- Reid R.P., Macintyre I.G. (1998) Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *J. Sediment. Res.*, **68**(5), September, 928-946.
- Reid R.P., Macintyre I.G., James N.P. (1990) Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sediment. Geol.*, **68**, 163-170.
- Rickard D. (2012) Sedimentary Pyrite. *Developments in Sedimentology*. (Ed. D. Rickard). Elsevier, 233-278.
- Schieber J., Krinsley D., Riciputi L. (2000) Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications of silica cycling. *Nature*, (406), 981-985.
- Schieber J., Zimmerle W. (1998) The history and promise of shale research. *Shales and Mudstones: Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*. V. 1. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 1-10.
- Stow D.A.V. (1981) Fine-grained sediments: Terminology. *Q. J. Eng. Geol. Lond.*, **14**, 243-244. (Downloaded from <http://qjgeh.lyellcollection.org/> at The City University on April 12, 2016).
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S. (2014) Diagenetic alterations in a silt- and clayrich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA. *Clay Miner.*, **49**, 213-227.

REFERENCES

- Anishchenko L.A., Klimenko S.S., Ryabinkina N.N., Ryabinkin S.V., Malyshev N.A., Kuplevich I.L., Zakharov A.A., Prozorov S.F., Antonov V.I., Ivanov V.V., Kuznetsov N.I., Yudin V.M. (2004) Organic Geochemistry and Petroleum Potential of Permian Sediments in the North of the Pre-Ural Foredeep. St.Petersburg, Nauka Publ., 213 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (the north of the Urals and adjacent areas). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 284 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Ryabinkina N.N. (2006) Paleozoic deposits of the Subpolar Urals. *Proceedings of the field workshop July 5-20, 2006*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 81 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Sandula A.N., Nikulova N.Yu., Ponomarenko Ye.S., Shadrin A.N., Shebolkin D.N., Kaneva N.A. (2011) Paleozoic sedimentation on the outer zone of the shelf of the passive margin of the northeast of the European Platform. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Aplin A.C., Macquaker J.H.S. (2011) Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **95**(12), 2031-2059.
- Baraboshkin E.Yu. (2009) Condensed sections: terminology, types, formation conditions. *Vestn. Moskovskogo Gos. Universiteta (MGU), ser. 4, Geol.*, No. 3, 13-20. (In Russ.)
- Berger M.G. (1986) Terrigenous mineralogy. Moscow, Nedra Publ., 227 p. (In Russ.)
- Berner R.A., Leeuw J., Spiro B., Murchison D.G., Eglinton G. (1984) Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim.*, **48**, 605-615.
- Camp W.K., Egenhoff S., Schieber J., Slatt A.M. (2016) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks – discussion. *J. Sediment. Res.*, **86**, 1-5. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.100>
- Chuvashov B.I., Dyupina G.V., Mizens G.A., Chernykh V.V. (1990) Reference sections of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the western slope of the Urals and Cis-Urals. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 368 p. (In Russ.)
- Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1991) Clay minerals: mica, chlorites. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (Tr. GIN, vyp. 465). (In Russ.)
- Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006) Paleozoic formations of the northeastern margin of the European Platform. Syktyvkar, 72 p. (Nauchnye doklady / Komi nauchnyi tsentr UrO RAN, vyp. 481). (In Russ.)
- Emmings J.F., Dowey P.J., Taylor K.G., Davies S.J.,

- Vane C.H., Moss-Hayes V., Rushton J.C. (2020) Origin and implications of early diagenetic quartz in the Mississippian Bowland Shale formation, Craven Basin, UK. *Marine Petrol. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104567>
- Fortunatova N.K., Kartseva O.A., Baranova A.V., Agafonova G.V., Ofman I.P. (2005) Atlas of structural components of carbonate rocks. Moacow, VNIGNI Publ., 440 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1992) Lithology. B. 1: Study guide. Moscow, MGU Publ., 336 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1993) Lithology. B. 2: Study guide. Moscpw, MGU Publ., 432 p. (In Russ.)
- Geological Dictionary. (2010) Third edition, revised. and add. (Ch. ed. O.V. Petrov). T. 1. A–Y. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 432 p. (In Russ.)
- Guide for excursions to the Permian deposits of the river Kozhim. (1995) (Eds A.Yu. Rozanov, M.F. Bogoslovskaya, T.A. Grunt, T.B. Leonova, I.P. Morozova). Paleontol. Institute of the RAS, Moscow. (International Symposium “Problems of evolution of Permian marine biota” August 15–25, 1995), 45 p. (In Russ.)
- Götze J., Plötze M., Habermann D. (2001) Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. *Mineral. Petrol.*, **71**, 225–250.
- Inkina N.S. (2019) New data about the Sezym Formation of the Polar Urals (Lower Permian). *Dokl. Akad. Nauk*, **489**(1), 48–51. (In Russ.)
- Kalmykov G.A., Balushkina N.S. (2017) Model of oil saturation of the pore space of rocks of the Bazhenov formation of Western Siberia and its use for assessing the resource potential. Moscow, GEOS Publ., 247 p. (In Russ.)
- Kaźmierczak J., Coleman, M.L., Gruszczynski M., Kempe S. (1996) Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontol. Polonica*, **41**(4), 319–338.
- Kontorovich A.E., Yan P.A., Zamirailova A.G., Kostyreva E.A., Eder V.G. (2016) Classification of rocks of the Bazhenov Formation. *Geol. Geophys.*, **57**(11), 2034–2043. <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Kuz'kokova N.N., Mikhailova Z.P., Chermnykh V.A., Enokyan N.V., Gus'kov V.A., Virbitskas A.B., Manaeva G.G., Sosipatrova G.P., Shurekov N.A. (1980) Reference section of the Lower Permian of the Kozhim River (Ser. prepr. “Sci. dokl.”, iss. 58). Komi branch of the USSR Academy of Sciences, 53 p. (In Russ.)
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M. (2015) Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *J. Sediment. Res.*, **85**, 230–246.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M. (2022) Mudstone nomenclature. Sequence stratigraphy: Applications to fine-grained rocks. *AAPG Memoir*, **126**, 21–34.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. (1988) Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. Sea-Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Spec. Publ.*, (42), 183–216.
- Macquaker J.H.S., Adams A.E. (2003) Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive Nomenclature for mudstones. *J. Sediment. Res.*, **73**(5), 735–744.
- 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>
- Macquaker J.H.S., Gawthorpe R.L. (1993) Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 1129–1143.
- Maslov A.V., Alekseev V.P. (2007) Features of the chemical composition and REE-Th-Sc-systematics of fine-grained terrigenous rocks of the Lower Mesozoic of the Shaim oil and gas region (Western Siberia). *Izv. Vuzov. Geol. i Razvedka*, (2), 21–30. (In Russ.)
- Milliken K. (2014) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *J. Sediment. Res.*, **84**, 1185–1199.
- Milliken K.L., Ergene S.M., Ozkan A. (2016) Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas, USA. *Sediment. Geol.*, **339**, 273–288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.012>
- Milliken K.L., Olson T. (2017) Silica Diagenesis, Porosity Evolution and Mechanical Behavior In Siliceous Mudstones, Mowry Shale (Cretaceous), Rocky Mountains, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **87**(4), 366–387.
- Peng J., Zeng Y., Yang Y., Yu L., Xu T. (2022) Discussion on classification and naming scheme of fine-grained sedimentary rocks. *Petrol. Explor. Develop.*, **49**(1), 121–132.
- Picard M.D. (1971) Classification of fine-grained sedimentary rocks. *J. Sediment. Petrol.*, **41**(1), 179–195.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 297 p.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Reid R.P., Macintyre I.G. (1998) Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *J. Sediment. Res.*, **68**(5), September, 928–946.
- Reid R.P., Macintyre I.G., James N.P. (1990) Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sediment. Geol.*, **68**, 163–170.
- Rickard D. (2012) Sedimentary Pyrite. *Developments in Sedimentology*. (Ed. D. Rickard). Elsevier, 233–278.
- Saldin V.A. (2002) New data on the geology of the Lower Permian deposits of the river. Kozhym (Polar Urals). *Litogenez i Geokhimiya Osadochnykh Formatsii Timano-Ural'skogo Regiona*, (4), 11–33. (Tr. In-ta geologii Komi nauchnogo tsentra UrO RAN, vyp. 111). (In Russ.)
- Saldin V.A. (2010) Spatial distribution of the Middle Carboniferous-Lower Permian organogenic structures and depression deposits in the north of the Urals. *Reef geology*. Materials of the international meeting. Syktyvkar, Geoprint Publ., 155–157. (In Russ.)
- Saldin V.A. (2018) The history of sedimentation in the late Paleozoic in the north of the Urals and Pai-Khoi. *Sedimentary geology of the Urals and adjacent regions: today and tomorrow*. Materials of the 12th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 306–311. (In Russ.)

- Schieber J., Krinsley D., Riciputi L. (2000) Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications of silica cycling. *Nature*, (406), 981-985.
- Schieber J., Zimmerle W. (1998) The history and promise of shale research. *Shales and Mudstones: Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*. V. 1. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 1-10.
- Stow D.A.V. (1981) Fine-grained sediments: Terminology. *Q. J. Eng. Geol. Lond.*, **14**, 243-244. (Downloaded from <http://qjegh.lyellcollection.org/> at The City University on April 12, 2016).
- Systematics and classifications of sedimentary rocks and their analogues. (1998) (Ed. V.N. Shvanov). St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S. (2014) Diagenetic alterations in a silt- and clayrich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA. *Clay Miner.*, **49**, 213-227.
- Vikulova M.F., Burkov Yu.K., Vikulova M.F., Makedonov A.V., Tikhomirova N.Ya., Osipova A.I., Feofilova A.P., Kulakova G.V., Zemova N.N. (1973) Facies types of clay rocks (and their primary lithological features). Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogeny of the northern Urals and Paj-Khoi. Ekaterinburg, UIF "Nauka" Publ., 284 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)