Май 2018 г., № 5 (281)

Вестник

Института геологии Коми научного центра УрО РАН

Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Содержание

Научные статьи

Парагенетические ассоциации пород как отражение литогеодинамической эволюции окраины карбонатной платформы в позднем ордовике (бассейн р. Илыч, Северный Урал)
Л. А. Шмелёва 3

Визейские карбонатные отложения в бассейне р. Илыч (Северный Урал): литология, изотопия, эволюция осадконакопления
А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула 13

Немурюганская свита: петрографические и геохимические особенности
Н. С. Уляшева 22

Литология и микропалеонтология донных отложений малого озера острова Олений в Кандалакшском заливе Белого моря
В. В. Колька, Т. С. Шелехова, Н. Б. Лаврова, О. П. Корсакова 33

Парные пересечения точечных групп симметрии
Д. Г. Степенщиков 41

Полуцилиндрическая кристаллографическая проекция
В. И. Ракин 48

Минеральные пигменты резной иконы «Голгофский крест с орудиями страстей»
И. С. Астахова, Н. Е. Плаксина, С. В. Соколов 55

Хроника, события, факты

Палинолог высокой квалификации 60

Главный редактор А. М. Асхабов, **зам. главного редактора** О. Б. Котова,
ответственный секретарь Т. М. Безносова, **тех. редактор** Г. Н. Каблис, **зав. редакцией** Т. А. Некучаева

Редакционный совет — 2018:

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Апатиты, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
Н. Н. Герасимов, Сыктывкар, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
Р. И. Конеев, Ташкент, Узбекистан
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия

May, No. 5 (281), 2018

Vestnik

Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

Scientific information edition founded by Academician N. P. Yushkin in 1995

Content

Scientific articles

Paragenetic rock associations as a reflexion of carbonate platform margin lithogeodinamic evolution in the Late Ordovician (Ilych River basin, Northern Urals)
L. A. Shmeleva 3

Visean carbonate deposits in the Ilych river basin (Northern Urals): lithology, isotopes, evolution of sedimentation
A. N. Shadrin, A. N. Sandula 13

The Nemuryugan suite: petrographic and geochemical features
N. S. Ulyasheva 22

Lithology and micro-paleontology of small lake bottom sediments of the Oleniy Island in Kandalaksha Bay of the White Sea
V. V. Kolka, T. S. Shelekhova, N. B. Lavrova, O. P. Korsakova ... 33

Pair intersections of the symmetry point groups
D. G. Stepenshchikov 41

Semi-cylindrical crystallographic projection
V. I. Rakin 48

The mineral composition of colors of the carved wooden icon «Cross of Golgotha»
I. S. Astakhova, N. E. Plaksina, S. V. Sokolov 55

Chronicle, events, facts

A highly skilled palynologist 60

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Editor T. M. Beznosova, **Technical Editor** G. N. Kablis, **Managing Editor** T. A. Nekuchaeva

2018 Editorial Board:

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhovsky, Apatity, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Nikolay N. Gerasimov, Syktyvkar, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Rustam I. Koneev, Tashkent, Uzbekistan
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia
Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia

Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК[552.54:551.733]:551.83 (234.851) DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-3-12

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД КАК ОТРАЖЕНИЕ ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОКРАИНЫ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ (БАССЕЙН Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
lyubov.shmeleva@inbox.ru

Среди верхнеордовикских карбонатных и терригенно-карбонатных пород в разрезах бассейна р. Илыч Северного Урала на основе пространственно-временных взаимоотношений литотипов выделено шесть породных парагенетических ассоциаций. Их распределение характеризует частую смену обстановок осадконакопления и преобразование палеоландшафта внешней окраины карбонатной платформы в течение позднего ордовика. Смена парагенетических ассоциаций в разрезе отражает литогеодинамическую эволюцию карбонатной платформы от глубоководных обстановок континентального склона зоны батиали до мелководных отмельных обстановок окраины платформы-шельфа в позднеордовикской истории северо-востока Европейской платформы.

Ключевые слова: *литотипы, породные парагенетические ассоциации, обстановки осадконакопления, верхний ордовик, р. Илыч, Северный Урал.*

PARAGENETIC ROCK ASSOCIATIONS AS A REFLEXION OF CARBONATE PLATFORM MARGIN LITHOGEODINAMIC EVOLUTION IN THE LATE ORDOVICIAN (ILYCH RIVER BASIN, NORTHERN URALS)

L. A. Shmeleva
Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Six paragenetic associations on the basis of spatial-temporal relationships of lithotypes were recognized among the Upper Ordovician carbonate and terrigenous-carbonate rocks in sections of the Ilych River area, the Northern Urals. Their distribution characterizes frequent changes of depositional environments and the paleolandscape transformation of the carbonate platform outer margin during the Late Ordovician. In the Sandbian lime-lerrigenous mud was accumulated with activities of infauna (PA-1) at the continental slope foot of the platform-ramp. In the mid-Katian facially differentiated and diverse reef ecosystem (PA-2, PA-3) formed on the platform-shelf margin in a shallow environment. In the late Katian, in the conditions of the open platform-ramp, transgressive facies of carbonate sediments, concluding not only various fauna, but also periodic supply of debris from raised areas of the upper ramp, were accumulated (PA-4, PA-5). The Hirnantian is initially characterized by periodic eroding of the platform-shelf margin, and later by the accumulation of shallow crinoidal sands. Change of the paragenetic associations in succession reflects the lithogeodynamic evolution of the carbonate platform from the continental slope deep-water batyal to shallow-water environments of the platform-shelf during the Late Ordovician history of the northeastern European Platform.

Keywords: *lithotypes, rock paragenetic associations, depositional environments, Upper Ordovician, Ilych River, Northern Urals.*

Введение

Верхнеордовикские карбонатные отложения на Северном Урале наиболее распространены в бассейне р. Илыч. Впервые в этом районе верхний ордовик как нижний силур был выделен А. А. Кейзерлингом в 1843 г. Впоследствии они изучались В. А. Варсанофьевой, Н. Н. Иорданским, А. И. Першиной, А. И. Антошкиной, В. В. Юдиным, геолого-съемочные исследования проводились А. Г. Кондиайн, О. А. Кондиайн, А. П. Поповым, А. Ф. Барковым, Г. Ф. Проскуриным, Л. Н. Беляковым и Б. Я. Дембовским с коллективом палеонтологов. В тектоническом отношении разрезы верхнего ордовика приурочены к центральной и восточной подзонам Верхнепечорского поперечного опускания (рис. 1, а). Они слагают западное крыло и ядро Шантымской антиклинали (разрез на руч. Заколаёль, скалы Амбар Кырта), а также центриклиналь и западное крыло Косью-Уньинской синклинали (разрез на р. Б. Косью). Фрагментарный характер выходов и тектонические границы большинства стратонов способствовали тому, что на протяжении полуторавековой истории изучения отложений предлагалось несколько вариантов их стратиграфического расчленения, фациальной зональности и распространения по площади. В результате детальных литолого-палеоэкологических и палеонтологических исследований в 2014—2015 гг. были получены новые результаты по типизации и стратиграфическому положению этих разрезов [13, 15].

Целью данной работы является характеристика пространственно-временных взаимоотношений выделенных породных парагенетических ассоциаций (ПА) и условий их образования на основе новой стратиграфической схемы верхнего ордовика. Основными

методами на данном этапе исследований были химический, палеонтолого-стратиграфический, литолого-фациальный и парагенетический.

Стратиграфия и краткая литологическая характеристика

В скалах Амбар Кырта (рис. 1, b) находится разрез амбаркыртинской свиты (O_3^{amk}), имеющей тектонические контакты и выделенной в составе верхнеордовикских отложений А. Г. Кондиайн в 1960 г. Выше залегают доломиты шантымской свиты лландовери [5]. Как показали наши исследования, карбонатно-терригенная амбаркыртинская свита (259 м) представлена переслаиванием известковых сланцев и известняков тонкокристаллических тонкослоистых со следами жизнедеятельности роющих организмов *Chondrites*, со следами подчеркнутыми доломитизацией (рис. 2). Присутствуют маломощные прослои известняков тонкокристаллических с обильными члениками криноидей, из которых Л. С. Милициной были определены *Bystrowicrinus* cf. *composites* (Yelt.), *Dianthocoeloma* cf. *kegelensis* (Yelt.), *Particrinus* ex. gr. *Partitus* (Yelt.), *Fascicrinus oides* Milicina, *Fascicrinus* ex. gr. *kaljtschanensis* (Yelt.), *Cyclocyclicus* ex. gr *composites* Milicina, *Apertocrinus* sp. и цистоидеи *Aristocystites* (?) sp., *Hemicosmites* (?) cf. *vajgatschensis* (Yelt. et Stuk.). По комплексу данной фауны Б. Я. Дембовским данная свита была отнесена к чердынскому и тыпыльскому горизонтам среднего ордовика, которые, согласно современной схеме ордовикской системы, принадлежат к сандбийскому ярусу верхнего ордовика (рис. 3).

На руч. Закола-Ёль (рис. 1, b) в 150 м от устья вскрыт пограничный интервал (45 м) ордовика и силура, где обнажаются доломиты тонкозернистые плитчатые с реликтовыми первичными структурами известняков, остатками брахиопод, рецептакулит, кораллов и криноидей, иногда окремненных (рис. 2). По присутствию брахиопод *Holorhynchus* sp., *Proconchidium* cf. *munsteri* Kiaer (определения Т. М. Безносовой) и конодонтов *Belodina confluens* Sweet, *B. confluens*, *Protopanderodus* sp., *Periodon* sp., *Sagittodontus dentatus* (Ethington) (определения С. В. Мельникова, В. А. Наседкиной, Т. Ю. Толмачёвой) заключающие их доломиты соответствуют яптикшорской свите верхнего катия (O_3^{japt}) (рис. 3). Выше с перерывом в обнаженности (10 м) залегают тонкозернистые доломиты мощностью 53 м с остатками брахиопод *Virgiana* sp. и табулят *Catenipora* sp. (определения Н. А. Боринцевой) лландовери [3].

На р. Б. Косью (рис. 1, c) разрез верхнего ордовика (217 м) представлен тремя карбонатными толщами (снизу вверх): среднекатийским рифовым массивом Большая Косью (O_3^{rbk}), верхнекатийской яптикшорской свитой (O_3^{japt}) и хирнантской верхнеручейной

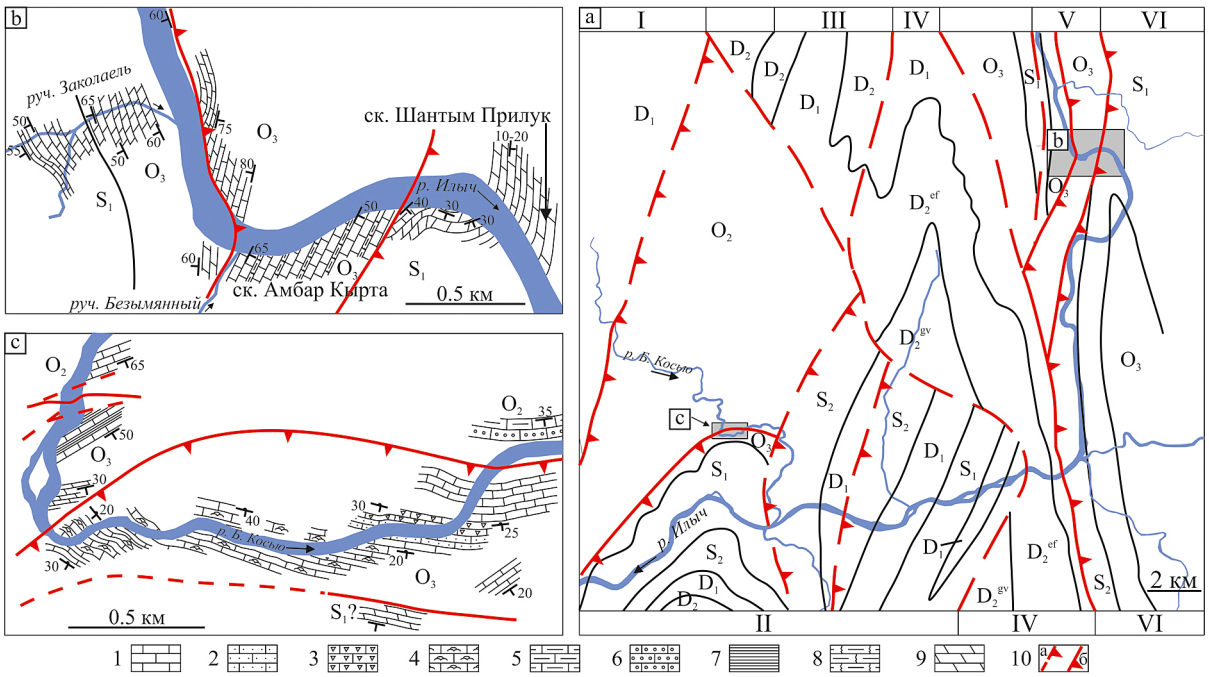

Рис. 1. Местоположение изученных разрезов: a — тектоническая схема района исследований [по: Юдин, 1983]; b — геологическое строение разреза Большая Косью; c — геологическое строение разреза Заколаельско-Шантымприлукского района. Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — известняковые песчаники; 3 — известняковые брекчии и конглобрекчии; 4 — известняки биогермные; 5 — известняки глинистые, слабоуглистые; 6 — известняковые гравелиты; 7 — известняки с шамозитовыми ооидами; 8 — известковые сланцы; 9 — доломиты эпигенетические; 10 — предполагаемые (а) и фактические (б) тектонические нарушения; I — Усть-Шежимская синклиналь; II — Косью-Уньинская синклиналь; III — Эбельизская антиклиналь; IV — Валганская синклиналь; V — Шантымская антиклиналь; VI — Шантымвожская синклиналь

Fig. 1. Location of studied sections: a — tectonic sketch of the study area (after: Yudin, 1983); b — geological structure of the Bolshaya Kosyu River section; c — geological structure of the Zakolayol–Shantym-Priluk section. Legend: 1 — limestones; 2 — calcareous sandstones; 3 — calcareous breccias and conglobreccias; 4 — boundstone; 5 — clayey limestones, weakly calcareous; 6 — calcareous gritstone; 7 — limestones with chamosite ooids; 8 — calcareous shales; 9 — epigenetic dolomites; 10 — probably (a) and actual (b) tectonic faults; I — Ust-Shezhim syncline; II — Kosyu-Unya syncline; III — Ehbel-Iz anticline; IV — Valgan syncline; V — Shantym anticline; VI — Shantym-Vozh syncline

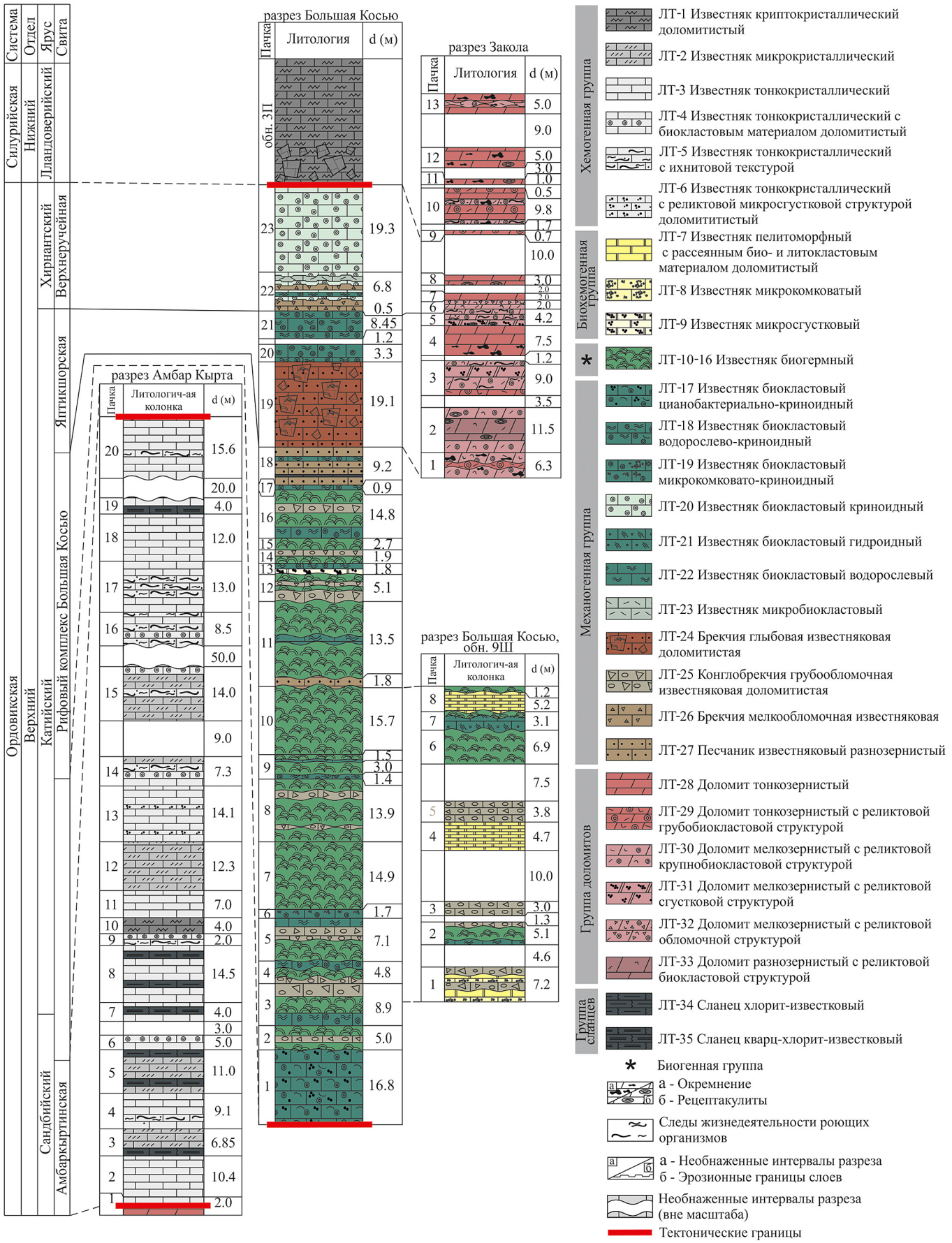

Рис. 2. Схема корреляции и строения изученных разрезов

Fig. 2. Correlation scheme and composition of the studied sections

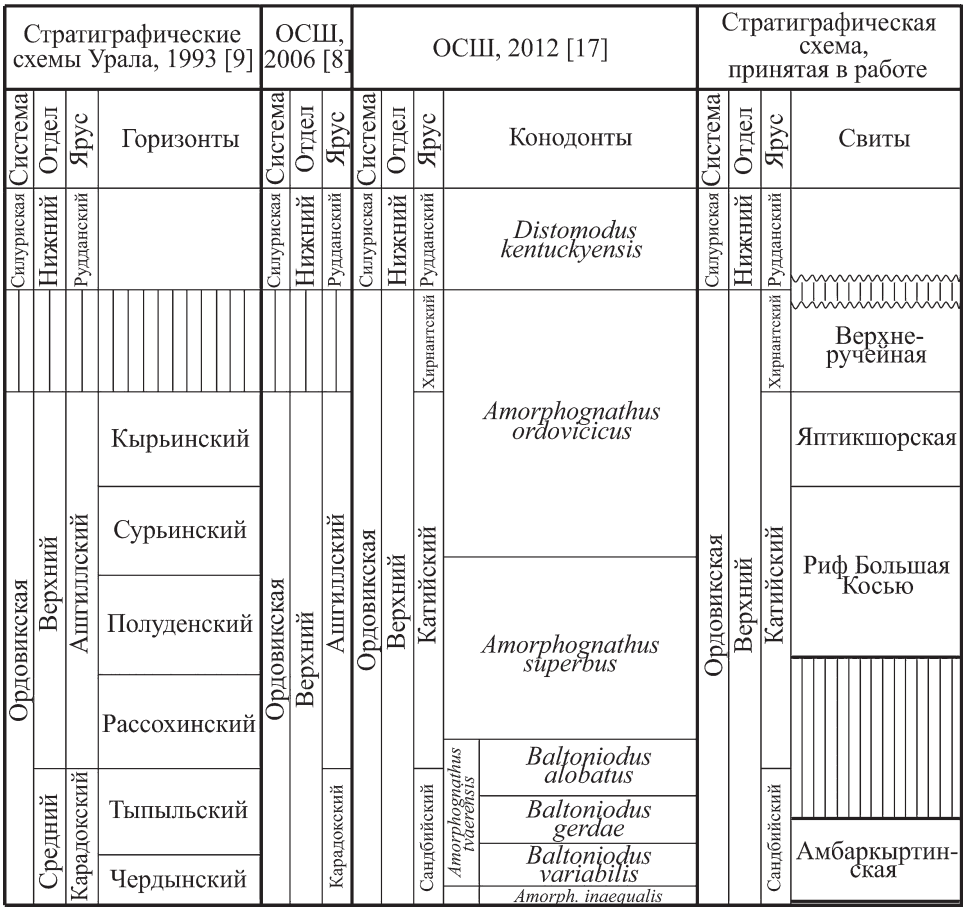

Рис. 3. Корреляция стратиграфических схем верхнеордовикских отложений

Fig. 3. Correlation scheme showing relations of stratigraphic units of the Upper Ordovician

свитой (O_3^{vr}) (рис. 2, 3). Рифовый массив и яптикшорская свита выделялись ранее [3], но наши исследования существенно дополнили их литолого-палеоэкологическую и палеонтологическую характеристики [6, 11, 12], верхнеручейная свита, обоснованная фауной конодонтов, выделена впервые [14, 15]. По данным геолого-съемочных работ Б. Я. Дембовского, в комплексе фауны из линз известняковых гравелитов в основании разреза силура встречены позднеордовикские строматопороидеи *Labechia regularis* (Yabe et Syg.), табуляты *Plasmoporella* sp., ругозы *Grewingkia*? sp. и конодонты *Dapsilodus oblicostatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus insculptus* (Graves et Ellison), *Decoriconus fragilis* (Branson and Mehl).

Генетические группы верхнеордовикских отложений

Разрезы представлены 35 литологическими типами (ЛТ) (рис. 2), которые по механизму образования карбонатного материала объединяются в четыре генетические группы: хемогенную, биохемогенную, биогенную и механогенную. В отношении хемогенного происхождения известняков в настоящее время существуют разные точки зрения, которые в данной работе пока не обсуждаются. В группу эпигенетически преобразованных пород выделены доломиты замещения и сланцы глинисто-известковые.

Хемогенная группа характеризуется известняками темно-серого цвета с голубоватым оттенком и текстурами, обусловленными распределением глинистого материала и следами роющих организмов. Группа представлена в основном тремя ЛТ известняков: криптокристаллическими (ЛТ-1), микрокристаллическими (ЛТ-2) и тонкокристаллическими (ЛТ-3), среди которых встречаются известняки тонкокристаллические с биокластовым материалом (ЛТ-4), с ихнитовой текстурой (ЛТ-5) и с микросгустковой структурой (ЛТ-6). Химический состав — н. о. (3.25—5.86 %), $CaMg(CO_3)_2$ (7.48—22.59 %), $CaCO_3$ (73.43—89.27 %). Эти ЛТ характерны для амбаркыртинской свиты. ***Биохемогенная группа*** включает массивного сложения темно-серые известняки, пелитоморфные, с рассеянным био- и литокластовым материалом (ЛТ-7), микрокомковатые (ЛТ-8) и микросгустковые (ЛТ-9) с неравномерной доломитизацией. Химический состав — н. о. (0.16—1.10 %), $CaMg(CO_3)_2$ (4.51—16.18 %), $CaCO_3$ (82.72—94.77 %). Эти известняки в виде пластов, линз и участков в биогермных известняках присутствуют в рифе Большая Косью. Светло-серые массивные биогермные известняки ***биогенной группы*** по преобладающим представителям подразделяются на цианобактериально-губковые (ЛТ-10), губково-водорослевые (ЛТ-11), водорослево-коралловые (ЛТ-12), водорослево-строматопоровые (ЛТ-13), гидроидные (ЛТ-14), водорослевые (ЛТ-15) и строматолитовые (ЛТ-16). Химический состав пород — н. о. (0.18—0.85 %), $CaMg(CO_3)_2$ (3.13—11.74 %), $CaCO_3$ (87.83—96.69 %). ***Механогенная группа*** подразделяется на две подгруппы известняков: биокластовые и литокластовые. Основная часть *биокласто-*

вых известняков, за исключением микробиокластового (ЛТ-23), относится к грубо- и крупнобиокластовым разностям. По преобладающему составу скелетных фрагментов выделяются известняки цианобактериально-криноидные (ЛТ-17), водорослево-криноидные (ЛТ-18), микрокомковато-криноидные (ЛТ-19), криноидные (ЛТ-20), гидроидные (ЛТ-21) и водорослевые (ЛТ-22). Химический состав пород — н. о. (0.10—4.26 %), $CaMg(CO_3)_2$ (2.63—8.57 %), $CaCO_3$ (91.13—97.02 %). Биокластовые известняки слагают гнезда, слои и пласты в рифе, в нижней части яптикшорской свиты они связаны с известняками литокластовыми. В основании верхнеручейной свиты ЛТ-18 часто чередуется с микробиокластовыми известняками (ЛТ-23) и мелкообломочными брекчиями (ЛТ-26). Эрозионные границы между ними подчеркиваются скоплением несортированного обломочного материала, что говорит об их образовании в обстановках крайнего мелководья. Маломощные прослои и линзы ЛТ-23 могли формироваться в результате кратковременных повышений уровня моря. Криноидные биокластовые известняки со спаритовым цементом (ЛТ-20) верхнеручейной свиты формировались в условиях песчаной отмели с активной гидродинамикой. *Литокластовые разности* включают глыбовые (ЛТ-24) и мелкообломочные (ЛТ-26) брекчии, грубообломочные конглобрекчии (ЛТ-25) и разнозернистые известняковые песчаники (ЛТ-27). Химический состав пород — н. о. (0.23—0.67 %), $CaMg(CO_3)_2$ (3.14—12.47 %), $CaCO_3$ (87.17—96.19 %). Они характерны для рифа Большая Косью, яптикшорской свиты и основания верхнеручейной свиты (рис. 2). В рифе они слагают гнезда и линзы, в яптикшорской свите — мощные пласты, а в верхнеручейной свите — слойки с эрозионными верхней и нижней границами. Известняковые песчаники массивного сложения, иногда со слоистой текстурой, характеризуются широким проявлением биокоррозии на структурных компонентах и присутствием вадозного цемента. В рифе они постепенно переходят в конглобрекчии, а в его кровле чередуются с биокластовыми известняками. ***Группа доломитов замещения*** включает доломиты тонкозернистые плитчатого сложения (ЛТ-28) и доломиты с реликтовыми структурами известняков: доломиты тонкозернистые с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ-29), доломиты мелкозернистые с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ-30), доломиты мелкозернистые с реликтовой сгустковой структурой (ЛТ-31), доломиты мелкозернистые с реликтовой обломочной структурой (ЛТ-32) и доломиты разнозернистые с реликтовой биокластовой структурой (ЛТ-33). Органические остатки — фрагменты иглокожих, брахиопод, кораллов и зеленых водорослей, иногда слагающие до 70 % породы. Химический состав пород — н. о. (0.60—13.02 %), $CaMg(CO_3)_2$ (85.98—98.40 %), $CaCO_3$ (< 1 %). ***Группу известковых сланцев*** представляют темно-серые тонкоплитчатые с шелковистым блеском на плоскостях сланцы хлорит-известковые (ЛТ-34) и кварц-хлорит-известковые (ЛТ-35). Микроскопически это ассоциация зерен кварца, хлорита и кальцита, иногда вместе с ориентированными зернами хлорита встречаются включения порфиробластов из сростков кварца, расположенных в крест сланцеватости. Химический состав пород — н. о. (34.45 %), $CaCO_3$ (41.04 %) и $CaMg(CO_3)_2$ (24.51 %).

Породные парагенетические ассоциации (ПА)

Понятие «парагенезис пород» было обосновано Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым при изучении геологических формаций как парагенезисов горных пород. Позднее это направление как стадиально-парагенетический анализ развивалось в работах А. И. Елисеева о породных парагенетических ассоциациях (ПА), являющихся вещественным выражением определенной стадии развития крупной палеотектонической зоны [4]. Исходя из этого, выделение парагенезов пород и выяснение условий их образования является ключом к установлению литогеодинамических этапов/стадий геологического развития конкретной территории. Анализ пространственно-временных взаимоотношений литотипов генетических групп верхнеордовикских отложений показал, что они группируются в шесть ПА (рис. 4).

ПА-1. *Парагенетическая ассоциация разнокристаллических известняков и известковых сланцев* типична для амбаркыртинской свиты мощностью 259 м. В строении ассоциации участвуют в основном тонкокристаллические известняки (ЛТ-3—6), с которыми в нижней и средней частях разреза переслаиваются крипто- (ЛТ-1) и микрокристаллические (ЛТ-2) разности. Известковые сланцы (ЛТ-34, 35) в нижней части ПА переслаиваются с тонко- и микрокристаллическими известняками. Характерными признаками известняков являются незначительное количество биокластового материала, фактическое отсутствие микрофауны и обилие ихнитовых текстур, обусловленные распространением ЛТ-хемогенной группы. Терригенно-карбонатные осадки ПА-1 накапливались в глубоководных условиях со спокойной гидродинамикой в обстановке нижней части континентального склона.

ПА-2. *Парагенетическая ассоциация биогермных и биокластовых известняков, грубообломочных известняковых конглобрекчий и разнозернистых известняковых песчаников* характеризует разрез рифовой толщи на р. Б. Косью (мощность 150 м). В ее строении преобладают известняки: биогермные (ЛТ-10—15), биокластовые (ЛТ-17—19, 21, 22), литокластовые (ЛТ-25, 27), а также микросгустковые (ЛТ-9). Основными признаками ПА-2 являются массивность пород, текстурная неоднородность как результат гнездовидных образований всех ЛТ и незначительная примесь терригенного материала. Литогенетические особенности этой ПА обусловлены сосуществованием породных разностей, практически не образующих самостоятельных прослоев. Формирование такой ассоциации обусловлено биогенной и механогенной группами ЛТ, определяемыми гидродинамическими обстановками рифовой отмели, палеоландшафтом рифового плато и формированием биогенного каркаса рифа Большая Косью.

ПА-3. *Парагенетическая ассоциация грубообломочных известняковых конглобрекчий, биокластовых, биогермных, пелитоморфных и микрокомковатых известняков* установлена в разрезе рифовой толщи на р. Б. Косью (мощность 64 м). Главной особенностью ее строения является плитчатое сложение литотипов и их неравномерное, иногда линзовидное переслаивание. ПА-3 представляет фациальный аналог ПА-2,

ПА-1. Парагенетическая ассоциация разнокристаллических известняков и известковых сланцев	**ПА-2.** Парагенетическая ассоциация биогермных и биокластовых известняков, грубообломочных известняковых конглобрекчий и разнозернистых известняковых песчаников	**ПА-3.** Парагенетическая ассоциация грубообломочных известняковых конглобрекчий, биокластовых, биогермных, пелитоморфных и микрокомковатых известняков	**ПА-4.** Парагенетическая ассоциация известняковых брекчий и биокластовых известняков	**ПА-5.** Парагенетическая ассоциация мелко- и тонкозернистых вторичных доломитов с реликтовыми первичными структурами	**ПА-6.** Парагенетическая ассоциация мелкообломочных известняковых брекчий, водорослево-криноидных и криноидных биокластовых известняков
Литогенетические особенности					
Скудность биокластового материала Обилие ихнитовых, тонкослоистых и сланцеватых текстур Преобладание хемогенных известняков Мощность пород ассоциации 259 м	Разнообразие органических остатков и биогермных структур Массивность сложения Тесное сонахождение известняков механогенной, биохемогенной и биогенной (преобладающей) групп Мощность пород ассоциации 150 м	Плитчатое сложение Обилие слоистых текстур Тесное сонахождение известняков механогенной, биохемогенной и биогенной групп Мощность пород ассоциации 64 м	Обилие и разнообразие органических остатков Массивно-плитчатое сложение Преобладание известняков механогенной группы Мощность пород ассоциации 32 м	Обилие и разнообразие сортированного биокластового материала Линзовидно-плитчатое сложение Преобладание пород первично механогенной и биохемогенной групп Мощность пород ассоциации 45 м	Скудность органических остатков Плитчатое и массивное сложение Обилие эрозионных поверхностей Преобладание известняков механогенной группы Мощность пород ассоциации 27 м

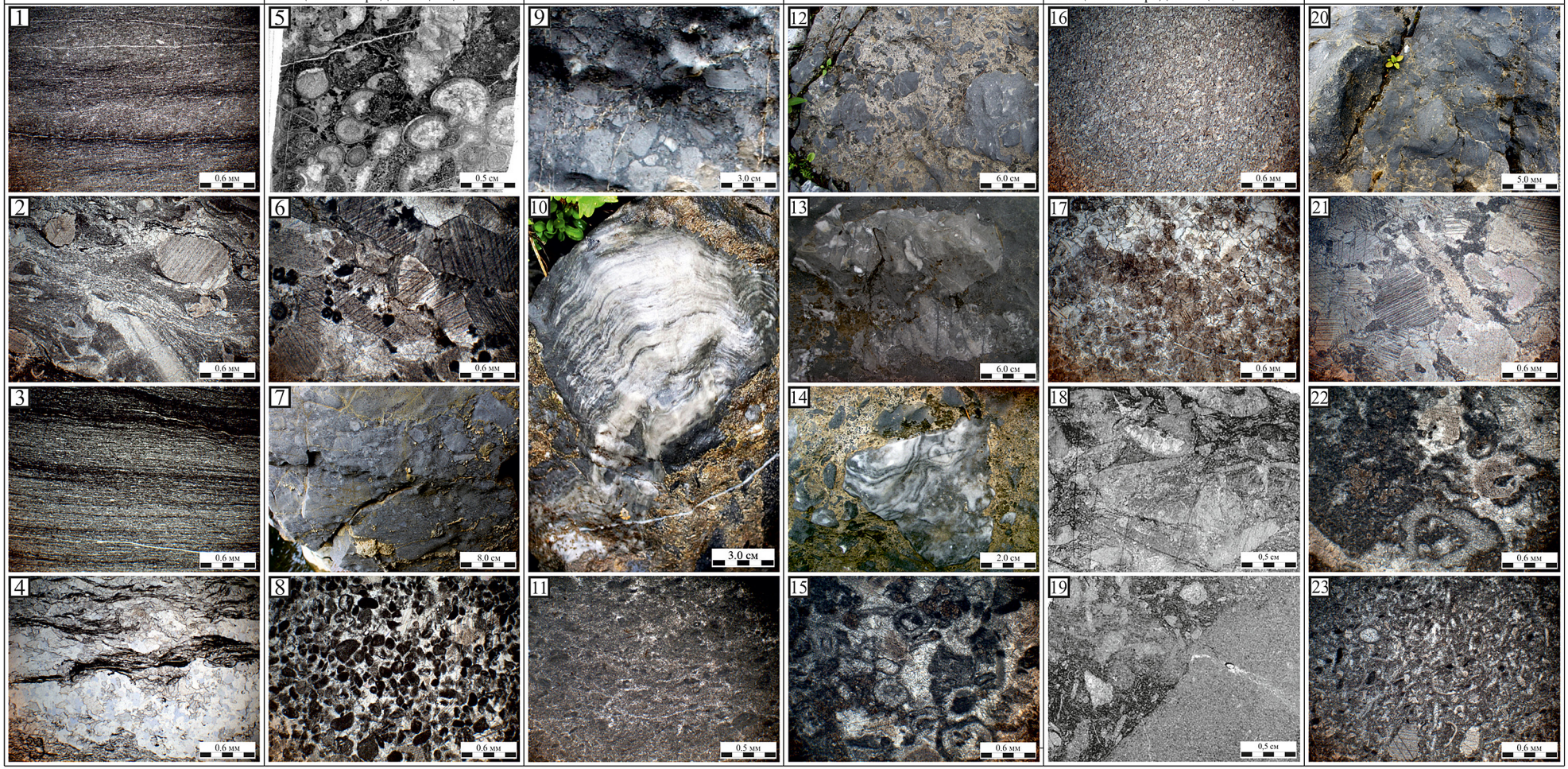

Рис. 4. Характерные типы пород ПА и их литогенетические особенности: 1—2 — известняки доломитистые: 1 — криптокристаллические (ЛТ-1); 2 — тонкокристаллические с биокластовым материалом (ЛТ-4); 3—4 — сланцы: 3 — хлорит-известковые (ЛТ-34); 4 — кварц-хлорит-известковые (ЛТ-35); 5—6 — известняки: 5 — биогермные губково-водорослевые (ЛТ-11); 6 — биокластовые цианобактериально-криноидные (ЛТ-17); 7, 9 — известняковые конглобрекчии грубообломочные доломитизированные (ЛТ-25); 8 — песчаники известняковые разнозернистые (ЛТ-27); 10—11 — известняки: 10 — строматолитовый биогерм (ЛТ-16); 11 — пелитоморфные с рассеянным био- и литокластовым материалом доломитистые (ЛТ-7); 12—14 — известняковые брекчии глыбовые доломитистые (ЛТ-24); 15 — известняки биокластовые водорослево-криноидные (ЛТ-18); 16—19 — доломиты: 16 — тонкозернистые (ЛТ-28); 17 — мелкозернистые с реликтовой сгустковой структурой (ЛТ-31); 18 — тонкозернистые с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ-29); 19 — мелкозернистые с реликтовой обломочной структурой (ЛТ-32); 20 — известняковые брекчии мелкообломочные (ЛТ-26); 21—23 — известняки: 21 — биокластовые криноидные (ЛТ-20); 22 — биокластовые водорослево-криноидные (ЛТ-18); 23 — микробиокластовые (ЛТ-23)

Fig. 4. Characteristic rock types (LT) of paragenetic association and their lithogenetic features: 1—2 — dolomitic limestones: 1 — cryptocrystalline (LT 1); 2 — finely crystalline with bioclastic material (LT 4); 3—4 — shales: 3 — chlorite-calcareous (LT 34); 4 — quartz-chlorite-calcareous (LT 35); 5—6 — limestones: 5 — biohermal sponge-algae (LT 11); 6 — bioclastic cyanobacterial-crinoidal (LT 17); 7, 9 — dolomitic calcareous psephytic conglobreccias (LT 25); 8 — inequigranular calcareous sandstones (LT 27); 10—11 — limestones: 10 — biohermal stromatolitic (LT 16); 11 — dolomitic pelitomorphic with multiple bio- and lithoclastic material (LT 7); 12—14 — dolomitic calcareous clumpy breccias (LT 24); 15 — bioclastic algal-crinoidal limestones (LT 18); 16—19 — dolostones: 16 — fine-grained (LT 28); 17 — fine-grained with relict clotty structure (LT 31); 18 — fine-grained with relict coarse-bioclastic structure (LT 29); 19 — fine-grained with relict lithoclastic structure (LT 32); 20 — calcareous finely clastic breccias (LT 26); 21—23 — limestones: 21 — bioclastic crinoidal (LT 20); 22 — bioclastic algae-crinoidal (LT 18); 23 — microbioclastic (LT 23)

отличаясь преобладанием в ней плитчатых пелитоморфных (ЛТ-7) и микрокомковатых (ЛТ-8) известняков, присутствием строматолитовых построек (см. рис. 4) и распространением слоистых текстур. Ее формирование происходило в спокойноводных обстановках межкаркасного пространства в биогермных телах и внутририфовых лагун, что определялось палеоландшафтом рифового плато и колебаниями уровня моря.

ПА-4. *Парагенетическая ассоциация глыбовых известняковых брекчий и биокластовых известняков* развита на р. Б. Косью в разрезе яптикшорской свиты (мощность 32 м). Наиболее характерными для нее являются известняковые брекчии и конглобрекчии (ЛТ-24—25) массивного сложения, отличающиеся резкой несортированностью обломочного материала. Матрикс представлен комковатым, био- и литокластовым известняком с обилием и разнообразием органических остатков. Их обломочный материал чаще всего представлен известняками биогермными, биокластовыми и характеризуется плохой сортировкой, разной окатанностью. Характерной особенностью ПА-4 является присутствие участков биокластовых водорослевых известняков (ЛТ-22), часто связанных с конглобрекчиями постепенным переходом. К тому же биокластовые водорослево-криноидные известняки (ЛТ-18) с прослоями микросгустковых (ЛТ-9), выделяющиеся плитчатым сложением и практически однородным составом литотипов, сменяют конглобрекчии в разрезе ПА. Формирование данной ПА происходило в условиях тектонической активизации окраины платформы-рампы и отражает интенсивность процессов волновой абразии и гравитации в условиях верхней части континентального склона при наступлении моря. Увеличение роли биокластовых разностей вверх по разрезу ПА можно связать с увеличением потока скелетного материала, что, возможно, определялось повышением уровня моря и удалением источника литокластового материала.

ПА-5. *Парагенетическая ассоциация мелко- и тонкозернистых вторичных доломитов с реликтовыми первичными структурами* установлена на руч. Закола-Ёль в разрезе яптикшорской свиты (мощность 45 м). ПА выделяется преобладанием плитчатых тонкозернистых доломитов с различными реликтовыми структурами и текстурами и частой сменой доломитов с обилием разнообразных остатков брахиопод, рецептакулитных губок, члеников криноидей, окремненных строматопороидей (ЛТ-28—33). Характерно присутствие ихнитовых текстур. Формирование первичных органогенных известковых илов происходило в условиях сублиторали, и по стратиграфическому положению ПА-5 представляет фациальную разновидность ПА-4 в более глубоководных обстановках карбонатной рампы, о чем свидетельствует фактическое отсутствие обломочных разностей, характерных для ПА-4 в разрезе р. Б. Косью.

ПА-6. *Парагенетическая ассоциация известняковых мелкообломочных брекчий, водорослево-криноидных и криноидных биокластовых известняков* развита на р. Б. Косью в разрезе верхнеручейной свиты (мощность 27 м). Для основания разреза характерно частое чередование плитчатых крупнобиокластовых водорослево-криноидных (ЛТ-18) и криноидных (ЛТ-20), микробиокластовых (ЛТ-23) известняков и мелкообломочных известняковых брекчий (ЛТ-26). Кроме того, присутствуют эрозионные границы слоев со скоплением литокластового материала. В верхней части разреза преобладают крупнобиокластовые криноидные известняки (ЛТ-20), формирующие более массивные слои, иногда с тонкой горизонтально-слоистой текстурой. Такая сложная породная ассоциация могла сформироваться только в резко изменяющихся обстановках окраины платформы-шельфа, когда влияние тектонических движений и колебаний уровня моря существенным образом преобразовывало ее палеоландшафт и, соответственно, характер осадконакопления.

Эволюция обстановок осадконакопления

Анализ парагенетических породных ассоциаций позволил реконструировать историю осадконакопления на окраине карбонатной платформы в течение позднего ордовика (рис. 5).

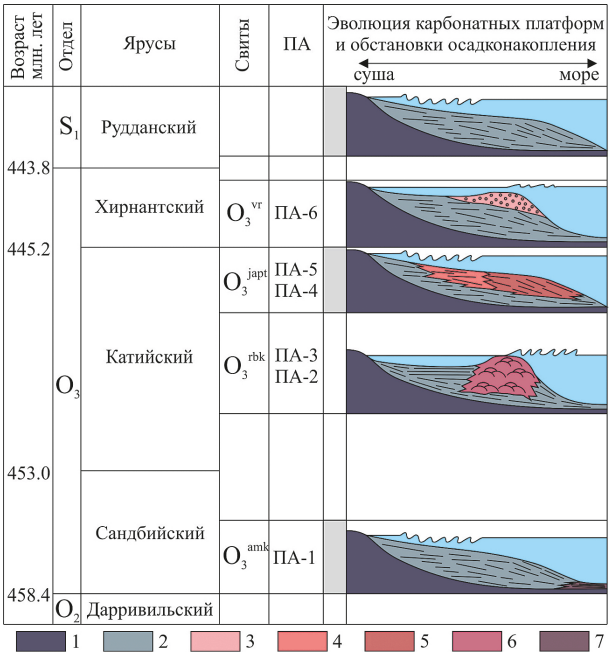

Рис. 5. Литогеодинамическая эволюция окраины карбонатной платформы на западном склоне Северного Урала и распределение обстановок осадконакопления в позднеордовикскую эпоху: 1 — континент; 2 — шельфовые осадки; 3—7 — парагенетические ассоциации: 3 — ПА-6; 4 — ПА-4; 5 — ПА-5; 6 — ПА-2, ПА-3; 7 — ПА-1.

Fig. 5. Lithogeodynamic evolution of the carbonate platform margin on western slope of the Northern Urals and distribution of depositional environments during the Late Ordovician epoch: 1 — continent; 2 — shelf deposits; 3—7 — paragenetic association of rocks (PA): 3 — PA-6; 4 — PA-4; 5 — PA-5; 6 — PA-2, PA-3; 7 — PA-1

Сандбийский век. В амбаркыртинское время в глубоководных условиях со спокойной гидродинамикой в обстановках нижней части батиальной зоны формировались терригенные и карбонатные илы (ПА-1), характеризующиеся тонкой горизонтальной слоистостью, распространением следов роющих организмов, типичных для глубоководных фаций *Chondrites* [19]. Крайне незначительное количество тонкого биокластового криноидного материала, повышенная концентрация н. о. (30.0 %), присутствие терригенного и карбонатного илов говорят о значительном удалении областей сноса от области седиментации. Интенсивное поступление осадочного материала в глубоководные обстановки континентальной окраины было обеспечено отсутствием физического барьера с активным гидродинамическим режимом на континентальной окраине типа платформы-рампы.

Катийский век. К началу среднего катия на северо-восточной континентальной окраине Европейской платформы оформился типичный карбонатный шельф с развитием на окраине рифовых отмелей [1], представленных в разрезе р. Б. Косью ПА-2 и ПА-3. Рифовая отмель ограничивала свободный водообмен с зарифовым шельфом, о чем свидетельствует существование позднеашгильских (среднекатийских) осолоненных лагун с накоплением доломит-ангидритовых осадков в пределах современной Верхнепечорской впадины [7]. Развитие рифа было прервано резкой регрессией, что фиксируется сменой светло-серых массивных рифогенных известняков серыми плитчатыми биокластовыми водорослево-криноидными известняками (биокластовые пески) и известняковыми песчаниками (литокластовые пески) отмельных фаций с присутствием вадозной цементации (супралиторальные субаэральные обстановки). Аналогичная ситуация, выраженная формированием эрозионной кровли рифа Бадья, проявилась и на Приполярном Урале [1]. В начале позднего катия (яптикшорское время) накапливаются биокластовые пески с градационной слоистостью (ПА-4), характеризующие склоновые фации, свидетельствующие о смене крайне мелководных отмельных условий более глубоководными склоновыми открытошельфовыми с периодическим поступлением обломочных потоков, отражающих региональную трансгрессию, характерную для этого времени. Дальнейшее углубление окраины платформы фиксируется накоплением грубообломочных брекчий, включающих глыбы рифовых известняков. В формировании таких брекчий и конглобрекчий, вероятно, участвовал целый комплекс геологических процессов. По Н. И. Тимонину [10], при становлении рифтогенной окраины Печорской плиты процессы растяжения вызывали образование криволинейных разрывов («листрических сбросов»), способствовавших обособлению блоков фундамента с разными скоростями погружения на континентальной окраине [16]. Формирование пассивного внутриплитного рифта в позднемалотавротинское время на границе блоков могло вызывать разрушение рифовых известняков при резкой трансгрессии, что объясняет скопление глыб различных размеров и форм в нижних горизонтах брекчий яптикшорской свиты на р. Б. Косью, подобно образованию малотавротинских обвально-оползневых брекчий на гряде Чернышева [2]. Логично предположить существование близко расположенной территории, где разрушение рифа началось в начале яптикшорского времени. О существовании более обширного рифового плато, чем представлено в разрезе р. Б. Косью, свидетельствует надвиг среднеордовикских сланцев на рифовую толщу [16]. Выше по разрезу брекчии сменяются плитчатыми биокластовыми известняками с обилием брахиопод, водорослей, криноидей и кораллов, представляющими отложения окраины карбонатной платформы-рампы в условиях сублиторали и характеризующими устойчивое развитие позднекатийской трансгрессии, которая фиксируется в разных разрезах Балтики [18]. ПА-5, представленная в разрезе руч. Закола-Ёль (одновозрастная с ПА-4), характеризуется практическим отсутствием обломочных разностей и формировалась в более глубоководных обстановках рамповой окраины платформы.

Хирнантский век. Хирнантский ярус установлен в разрезе р. Б. Косью и охарактеризован ПА-6, сменяющей ПА-4 верхнего катия. Раннехирнантское время отчетливо выделяется резким обмелением, о чем свидетельствуют эрозионные поверхности и обилие обломочных разностей, а появление маломощных прослоев и линз микробиокластовых известняков с пелитоморфным цементом говорит о неустойчивом характере седиментации в это время. Вероятно, такой характер осадконакопления определялся помимо региональ-

ных тектонических событий фазой раннехирнантского оледенения на Гондване. Временной интервал формирования эрозионных поверхностей, фиксируемых известняковыми мелкообломочными брекчиями ПА-6 в основании верхнеручейной свиты на Северном Урале, может быть сопоставлен с формированием седиментационно-диагенетических брекчий бадъяшорской свиты нижнего хирнанта на Приполярном Урале [2]. Позднее характер осадконакопления становится более устойчивым, что подтверждается формированием криноидных осадков в условиях песчаной отмели на окраине платформы. Подобные обстановки существовали и на Приполярном Урале во время накопления криноидных осадков, включающих небольшие биогермы, характеризующие каменнобабскую свиту верхнего хирнанта [2]. Однако присутствие позднеордовикской фауны в комплексе с раннелландоверийской в разрезе силурийских отложений ниже по р. Б. Косью говорит об эродировании верхних слоев хирнантских отложений на Северном Урале.

Заключение

Широкое распространение ЛТ механогенной группы в разрезах верхнеордовикских отложений на территории современного Северного Урала свидетельствует о существенном влиянии на их формирование синседиментационных процессов волновой абразии, эрозии и гравитации. Это было обусловлено тектонической эволюцией блоковой структуры карбонатной платформы, выраженной в сандбийско-хирнантское время трансформацией ее континентальной окраины из платформы-рампы в платформу-шельф и обратно.

Смена ПА в разрезе отражает изменение обстановок осадконакопления, образующих палеогеоморфологический профиль окраины карбонатной платформы от глубоководных обстановок континентального склона зоны батиали с накоплением известково-терригенных илов (ПА-1) до мелководных отмельных обстановок окраины платформы-шельфа (ПА-6). В сандбийский век на подножье континентального склона платформы-рампы накапливались известково-терриенные илы с активным участием ихнофауны (ПА-1). В среднем катии на окраине платформы-шельфа в обстановке отмели формировались фациально-дифференцированная и разнообразная рифовая экосистемы (ПА-2, ПА-3). В позднем катии уже в условиях открытой платформы-рампы накапливались трансгрессивные тракты карбонатных осадков, заключающих не только разнообразную фауну, но и периодические поступления обломочного материала с приподнятых областей верхней рампы (ПА-4, ПА-5). Хирнантский век вначале характеризуется периодическим эродированием окраины платформы-шельфа, а позднее — накоплением отмельных криноидных песков. Смена палеоландшафта и обстановок осадконакопления на окраине карбонатной платформы отражает литогеодинамическую эволюцию северо-восточной части континентальной окраины Европейской платформы, проявившуюся в сложной позднеордовикской истории всей северной части западного склона Урала.

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

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-Ф17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. *Антошкина А. И.* Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с геобиосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. М.: ПИН РАН, 2011. С.116—141. (Геобиологические системы в прошлом).

2. *Антошкина А. И.* Особенности хирнантского осадконакопления в Североуральском регионе // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Мат-лы VIII Всерос. литолог. совещ. (Москва, 27—30 октября 2015 г.) Москва: ГАНГ им. И. М. Губкина, 2015. С. 53—56.

3. *Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар, 1989. 16 с.

4. *Елисеев А. И.* Геологические формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.

5. *Кондиайн А. Г.* Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала // Труды ВСЕГЕИ. Том 144: Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: Недра, 1967. С. 87—123.

6. *Пономаренко Е. С., Шмелёва Л. А.* Верхний ордовик р. Б. Косью (бассейн р. Илыч) — уникальный памятник биогеологических процессов прошлого // Природное геологическое наследие Европейского Севера России: Материалы всерос. науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 54—56.

7. *Рассказова Н. В.* Корреляция продуктивных горизонтов верхнего ордовика — нижнего девона // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 30—36.

8. *Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований* // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

9. *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой).* Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993.

10. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

11. *Шмелёва Л. А.* Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. 2016. № 1. С. 154—162.

12. *Шмелёва Л. А.* Новые данные о микробиально-водорослевых ассоциациях в верхнекатийском рифе Большая Косью, Северный Урал // Водоросли в эволюции биосферы: Материалы II Палеоальгологической конференции (10—16 октября 2016 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. С. 179—181.

13. *Шмелёва Л. А.* Фациальное разнообразие верхнеордовикских карбонатных отложений в бассейне р. Илыч (Северный Урал): проблемы и задачи // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. Т. II. С. 270—271.

14. Шмелёва Л. А. Характеристика верхнеручейной свиты верхнего ордовика на р. Б. Косью (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. XXVI науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 274—280.

15. Шмелёва Л. А., Толмачева Т. Ю. Карбонатные отложения верхнего ордовика на р. Б. Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конодонтам // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 50—59.

16. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 174 с.

17. Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. The Geologic Time Scale 2012: 2-volume set. Elsevier Science Ltd., 2012. 1177 p.

18. Munnecke A., Calner M., Harper D. A. T., Servais T., 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 296: 389—413.

19. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin: Springer, 2007. 226 p.

References

1. Antoshkina A. I. *Rannepaleozojskoe rifoobrazovanie na Severe Urala kak primer ego vzaimosvyazi s geo-biosfernymi izmeneniyami* (Early Paleozoic reef formation in the north of the Urals as an example of its relationship with geo-biospheric changes). Rifogennye formazii I rify v evolyuzii biosfery. Seriya «Geobiologicheskie sistemy v proshlom» (Reef formations and reefs in biosphere evolution. Series “Geo-bilogical systems in the past”). Moscow: PIN RAS, 2011, pp.116—141.

2. Antoshkina A. I. *Osobennosti hirnantskogo osadkonakopleniya v Severoural'skom regione* (Features hirnantian sedimentation in the Northern Ural region). Proceedings of conference Moscow, 27—30 October 2015, Moscow: GANG named after I. M. Gubkin, 2015, pp. 53—56.

3. Antoshkina A. I., Afanasev A. K., Beznosova T. M. *Novaya stratigraficheskaya skhema verhnego ordovika i silura severa Urala (Eletskaya zona)* (New stratigraphic scheme of the Upper Ordovician and Silurian in the northern part of the Urals (Elets zone)). Syktyvkar, 1989, 16 pp.

4. Eliseev A. I. *Geologicheskie formatsii i metody formatsionnogo analiza* (Geological formations and methods of formation analysis). Syktyvkar: Geoprint, 2008, 36 pp.

5. Kondiajn A. G. *Silurijskie i nizhnedevonskie otlozheniya Bel'sko-Eletskoj fatsialnoj zony Pechorskogo Urala* (Silurian and Lower Devonian deposits of the Belsk-Elets facial zone of the Pechora Urals). Proceedings of VSEGEI, V. 144: Materialy po stratigrafii i tektonike Urala (Materials on Ural stratigraphy). Leningrad: Nedra, 1967, pp. 87—123.

6. Ponomarenko E. S., Shmelyova L. A. *Verhnij ordovik r. B. Kosyu (bassejn r. Ilych) — unikal'nyj pamyatnik biogeologicheskih protsessov proshlogo* (Upper Ordovician of the Bol'shaya Kos'yu river (basin of the river Ilych) is a unique monument biogeological processes of the past). Prirodnoe geologicheskoe nasledie Evropejskogo Severa Rossii (Natural geological heritage of European North of Russia): Proceedings. Syktyvkar, Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, pp. 54—56.

7. Rasskazova N. V. *Korrelyaciya produktivnyh gorizontov verhnego ordovika-nizhnego devona* (The correlation of the productive horizons of Upper Ordovician-Lower Devonian). Stratigrafiya i litologiya neftegazonosnyh otlozhenij Timano—Pechorskoj provincii (Stratigraphy and lithology of petroliferous deposts of the Timan-Pechora Province). Leningrad: VNIGRI, 1988, pp. 30—36.

8. Sostoyanie izuchennosti stratigrafii dokembriya i fanerozoya Rossii. Zadachi dal'nejshih issledovanij *(State of knowledge stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic of Russia. Tasks of further research)*. Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannyh komissij (Acts of stratigraphical committee), 38, St. Petersburg: VSEGEI, 2008, 131 pp.

9. Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrij, paleozoj) *(Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)*. Ekaterinburg: Roskomnedra, IGiG UrO RAN, 1993.

10. Timonin N. I. *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoe* (The Pechora Plate: history of geological development in the Phanerozoic). Ekaterinburg: UB RAS, 1998, 240 pp.

11. Shmelyova L. A. *Litologo-paleoekologicheskaya harakteristika verhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kosyu (bassejn r. Ilych, Severnyj Ural)* (Litho-paleoecological characteristics of the Upper Ordovician reef Bol’shaya Kos’yu (Ilych River, Northern Urals)). Litosfera, 2016a, No.1, pp. 154—162.

12. Shmelyova L. A. *Novye dannye o mikrobialno-vodoroslevyh assotsiatsiyah v verhnekatijskom rife Bolshaya Kosyu, Severnyj Ural* (New data about microbial-algal associations in the Upper Katian reef Bolshaya Kos'yu, Northern Urals). Vodorosli v evolyutsii biosfery (Algae in biosphere evolution): Proceedings of conference (10—16 October 2016). Novosibirsk: INGG SB RAS, 2016b, pp. 179—181.

13. Shmelyova L. A. *Fatsialnoe raznoobrazie verhneordovikskih karbonatnyh otlozhenij v bassejne r. Ilych (Severnyj Ural): problemy i zadachi* (A variety of facies of the Upper Ordovician carbonate sediments in the basin of the river Ilych (the North Urals): problems and challenges). Geologiya i mineralnye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka Rossii (Geology and mineral resources of European North-East of Russia): Proceedings of 14th Congress, V. 2, Syktyvkar: Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2014, pp. 270—271.

14. Shmelyova L. A. *Harakteristika verhneruchejnoj svity verhnego ordovika na r. B. Kosyu (Severnyj Ural)* (Feature of Verh Ruchej Suite of the Upper Ordovician on the Bol'shaya Kos'yu River (Northern Urals)). Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta (structure, substance, history of lithosphere): Proceedings of conference. Syktyvkar: Geoprint, 2017, pp. 274—280.

15. Shmelyova L. A., Tolmacheva T. Yu. *Karbonatnye otlozheniya verhnego ordovika na r. B. Kosyu (Severnyj Ural): harakteristika razreza i pervye dannye po konodontam* (Carbonate deposits of the Upper Ordovician on the Bolshaya Kosyu River (Northern Urals): sequence characteristic and the first data on conodonts). Regionalnaya geologiya i metallogeniya, 2016, No. 65, pp. 50—59.

16. Yudin V. V. *Varistsidy Severnogo Urala* (Variscides of the Northern Urals). Leningrad: Nauka, 1983, 174 pp.

17. Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. The Geologic Time Scale 2012: 2-volume set. Elsevier Science Ltd., 2012, 1177 p.

18. Munnecke A., Calner M., Harper D. A. T., Servais T., 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296, pp. 389—413.

19. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin: Springer, 2007, pp. 226

Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК [552.52+550.42]:551.735.1 (282.247.111) DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-13-21

ВИЗЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАССЕЙНЕ Р. ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ): ЛИТОЛОГИЯ, ИЗОТОПИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
anshadrin@geo.komisc.ru, sandula@geo.komisc.ru

В работе приводятся результаты литологических исследований и первые сведения по изотопному составу визейсих карбонатных пород восточных разрезов в бассейне р. Илыч на Северном Урале. Изученные породы представлены в основном различными типами известняков (биокластовых, оолитовых, пелитоморфных, комковато-сгустковых и обломочных), иногда в той или иной степени доломитизированных или окремненных. Терригенные породы (тонкозернистые кварцевые песчаники и аргиллиты) присутствуют в виде прослоев и маломощных пачек в нижней части разреза. Соотношения стабильных изотопов углерода и кислорода в рассматриваемых породах чаще всего согласуются со среднестатистическими их значениями в визейских морских карбонатах Восточно-Европейской платформы и Урала. Характер изменения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатных породах соответствует тренду изменения условий осадконакопления в визейский век на восточной окраине карбонатного шельфа Верхнепечорского палеобассейна: глубокое море — мелкое море — островное мелководье.

Ключевые слова: *карбонатные отложения, $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал.*

VISEAN CARBONATE DEPOSITS IN THE ILYCH RIVER BASIN (NORTHERN URALS): LITHOLOGY, ISOTOPES, EVOLUTION OF SEDIMENTATION

A. N. Shadrin, A. N. Sandula
Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The paper presents the results of lithological studies and the first data on carbon and oxygen isotope composition in limestones of Visean deposits at the eastern outcrops (Ilych River, Northern Urals). The main part of studied rocks are represented by different types of limestone: bioclastic and oolitic wackestones and grainstones, peloids wackestones and calcareous rudstones. Sometimes limestones are variosly dolomitized and silicified. Fine-grained quartz sandstones and claystone occur in the lower part of the studied section.

A total of 144 samples of limestones have been analysed for their carbon and oxygen isotopic values: $\delta^{13}C_{DPB}$ = –2.9...+4.2 ‰ and $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +23...+28.5 ‰. Most of these values are located within Visean marine carbonates of the East European platform and the Urals. Variations in the carbon and oxygen isotopic composition of limestones are in some extent consistent with the revealed trend of changes in the conditions of sedimentation in the Eastern Upper Pechora paleobasin in Visean.

In Visean at the observed area the sedimentation occurred within shallow-water carbonate shelf. The transition from terrigenous to calcareous sedimentation occurred in the period of maximum transgression within Radaevkian-Tulian time. It took place gradually with a few short-lived inversions. Similarly this transition was reflected by the isotopes composition. Change curves of average values $\delta^{13}C$ have the form of a sine wave with an amplitude within +2.4...+3.9 ‰. Average values of $\delta^{18}O$ vary linearly from +23 to +27 ‰. Almost until the end of the Mikhailovian time the conditions of sublittoral sedimentation dominated. At this time there was a gradual shallowing of the sea. Concurrently, the value of carbon isotopes become heavier from +0.9 to +3.6 ‰ to the mid-Aleksinian, and later $\delta^{13}C$ = +3 ± 0.25 ‰. At the end of Mikhailovian time the Islands area was formed nearby the Ilych River basin. This change of condition of sedimentation is well reflected in the isotope system of the carbonate rocks. The isotopic composition of carbon have a sharp relief from +3 to –2.9 ‰ and $\delta^{18}O$ has a small relief from +26.5 to +25 ‰.

Keywords: *carbonate deposits, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, Visean, Lower Carboniferous, Northern Urals.*

Введение

В середине визейского века на северо-восточной окраине Европейской платформы в результате трансгрессии моря терригенное осадконакопление сменилось карбонатным. На территории Верхнепечорского палеобассейна смена была постепенной. Причём, если в центральной и западной его частях накопление терригенных осадков происходило практически до начала алексинского времени, то на востоке осадконакопление стало существенно карбонатным уже в позднерадаевское время [3, 4, 8].

В течение последних лет на территории бассейна р. Илыч визейские отложения были детально изучены. Выявлен общий тренд развития условий осадконакопления и характер фациальных изменений в среднем — позднем визе [9, 10, 11, 13, 14]. Целью данной работы является установление закономерностей распределения соотношений стабильных изотопов кислорода и углерода в визейских карбонатных отложениях на примере крайне восточного и наиболее полного разреза, вскрытого в районе плеса Патракарием, и сопоставление изотопного состава с условиями осадконакопления.

Объекты и методы исследования

Объект исследований — обнажения 89 и 87[1] на р. Илыч (рис. 1). Первое из них располагается по ле-

[1] Номера обнажений даны по В. А. Варсанофьевой [2].

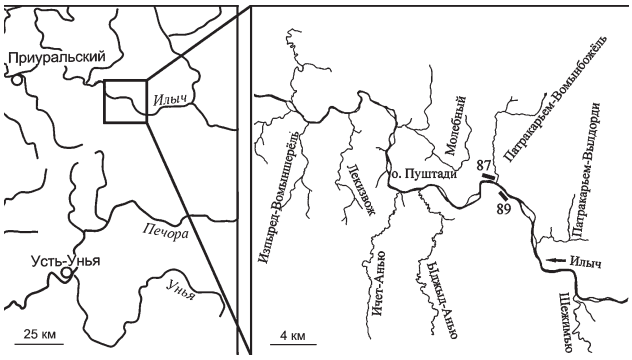

Рис. 1. Схема расположения обнажений (номера обнажений по В. А. Варсанофьевой [2])

Fig. 1. The scheme of location of outcrops (after Varsanofieva V. A. [2])

вому берегу реки, в 2 км выше о. Еремей-Шляпа-Ди, напротив устья руч. Патракарием-Вомын-Беж-Ель. Второе — на противоположном берегу, несколько ниже по течению. При этом на закрытый интервал в русле реки приходится порядка 50 м [1, 8, 11].

Литолого-фациальный анализ проводился на основе детального литологического описания разрезов и результатов изучения шлифов (160 шт.), штуфов и пришлифовок пород, данных карбонатного анализа. Определение значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ производилось в 144 пробах карбонатолитов, отобранных совместно с литологическими образцами. Изотопный анализ производился на базе ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН на аналитическом комплексе Flash EA, соединенном с масс-спектрометром Delta V Advantage (аналитик И. В. Смолева). Значения $\delta^{13}C$ приведены в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ — относительно стандарта SMOW. Ошибка измерений составляет 0.04 и 0.06 ‰ соответственно.

Строение разреза

Изученный разрез сложен различными типами известняков [10, 11, 12, 13], иногда в той или иной степени доломитизированных и окремненных, с единичными прослоями и маломощными пачками тонкозернистых кварцевых песчаников и аргиллитов в нижней части. У всех изученных пород хорошо сохранились первичные структуры и текстуры, структурные компоненты гранулированы слабо. Заметные изменения несут лишь породы, подверженные доломитизации и окремнению.

В разрезе *радаевского горизонта* (C_1v rd) в обн. 89 можно выделить 3 пачки (рис. 2, 3, A).

Первая из них (rd_I, 26.2 м) сложена чередующимися известняками, глинистыми и слабоглинистыми шламовыми, мелкобиокластовыми, несортированными биокластовыми, с конкрециями кремней. Внешне слабоглинистые породы относительно массивны, слоистость в них практически не выражена. Глинистые разности, наоборот, тонкослоистые или волнисто-тонкослоистые, менее прочные и часто разбиваются на тонкие плиточки (рис. 2, D).

В основании второй пачки (rd_II, 3.5 м) залегают кварцевые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу переслаивающимися черными аргиллитами и известняками с различным содержанием (5–10 %) тонкого терригенного материала. В аргиллитах встречаются мелкие (0.5 см) полуразложившиеся сидеритовые конкреции. На поверхностях наслоения наблюдаются следы жизнедеятельности организмов.

В третьей пачке (rd_III, 9.3 м), обнажающейся после 7-метрового перерыва[1], наблюдается примерно такое же строение, как и в первой. В известняках присутствуют разноориентированные колонии кораллов *Syringopora*, створки брахиопод (до 5 см), мелкие (до 1—2 мм) членики криноидей, ихнофоссилии. Глинистые известняки сильно рассланцованы. Они включают линзы (от 3 × 10 до 15 × 150 см) более прочных, чем вмещающая порода, биокластовых известняков.

Изотопный состав углерода и кислорода в интервале этого горизонта устанавливается в следующих пределах: $\delta^{13}C = +2.8...+3.5$ ‰, а $\delta^{18}O = +23...+26,8$ ‰ (см. таблицу).

Бобриковские отложения (C_1v bb) общей мощностью 34.8 м в основном сложены толстонапластованными биокластовыми известняками с кремнями (рис. 2). Упомянутые породы часто содержат заметное количество пелитового терригенного материала (до 10 %), включения мелких (до 1 мм) зерен пирита. Особенно хорошо это видно в основании горизонта (около 4 м), где массивные биокластовые карбонаты переслаиваются с рассланцованными глинистыми известняками. В остальной части разреза глинистых разностей заметно меньше, а толщина их прослоев составляет первые сантиметры. В известняках $\delta^{13}C = +2.4...+3.5$ ‰, $\delta^{18}O = +24.7...+27$ ‰ (см. таблицу и рис. 3, A).

Отложения *тульского горизонта* (C_1v tl) вскрываются в нижней по реке части обн. 89. Видимая их мощность — 22.3 м (рис. 2) [3]. Породы представлены темно-серыми массивными биокластовыми известняками, в некоторых случаях — глинистыми с линзами малоглинистых. Крупные органические остатки обычно редки, но в отдельных прослоях наблюдаются скопления створок брахиопод, члеников криноидей и фрагменты кораллов. Изотопный состав $\delta^{13}C = +3.2...+3.9$ ‰, $\delta^{18}O = +25.8...+28.1$ ‰ (см. таблицу и рис. 3, A).

Алексинские отложения (C_1v al) обнажаются после 50 м перерыва на противоположном (правом) берегу реки, в обн. 87 (рис. 2). По литологическим характеристикам здесь выделяются 4 пачки.

Нижняя пачка (al_I, 27.5 м) сложена плитчатыми (по 0.1—0.3 м) темно-серыми, почти черными полибиокластовыми известняками, слоистыми и массивными, иногда глинистыми, с линзами и желваками кремней (рис. 2, C). Глинистые известняки редки, встречаются лишь в нижней половине пачки и имеют малую мощность 0.02—0.10 м. Повсеместно наблюдается большое количество остатков одиночных и колониальных кораллов, в основном опрокинутых. $\delta^{13}C = +0.9...+2.6$ ‰, $\delta^{18}O = +26.1...+27.2$ ‰ (см. таблицу и рис. 3, B).

Вторая пачка (al_II, 32 м) характеризуется чередованием биокластовых и доломитизированных биокластовых известняков. В верхней части разреза пач-

[1] На необнаженном интервале, по данным В. А. Варсанофьевой, залегают породы пачки rd_II [3].

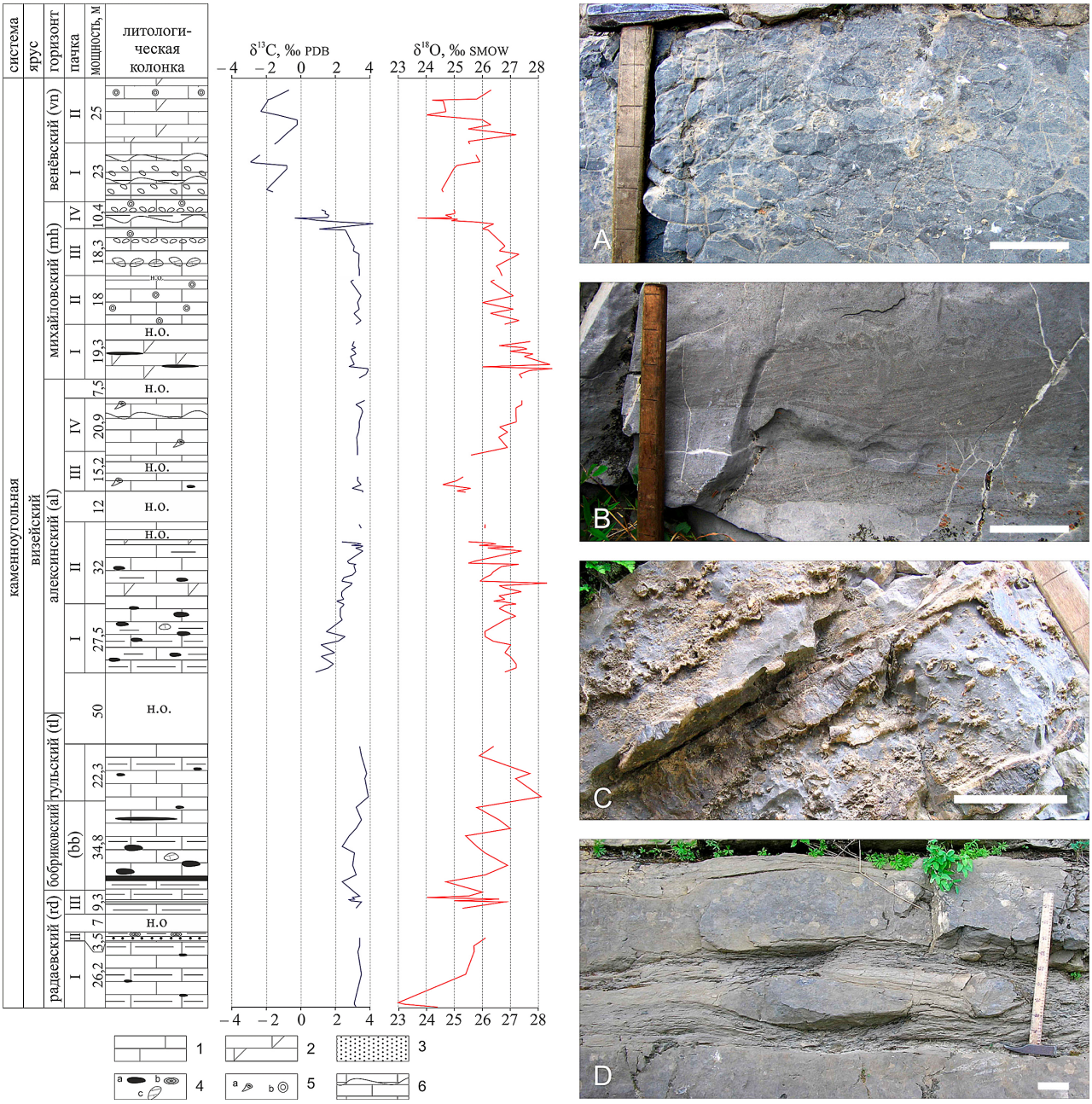

Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез с кривыми изотопного состава углерода и кислорода в обн. 89 (радаевский, бобриковский, тульский горизонты), 87 (алексинский, михайловский, веневский горизонты) на р. Илыч. Условные обозначения: 1) известняк; 2) доломитизированный известняк; 3) песчаник кварцевый; 4) включения: a — кремнистые стяжения, b — сидеритовые конкреции, c — обломки пород; 5) органические остатки: a — кораллы, b — криноидеи; 6) поверхности размыва. A, B — структурно-текстурные особенности пород визейского возраста в обн. 89 и 87 на р. Илыч: A — известняковый конгломерат (михайловский горизонт, mh_III); B — косая слоистость в известняке (алексинский горизонт, al_IV); C — морфология кремней в известняках в виде линз и псевдоморфоз по органическим остаткам (алексинский горизонт, al_I); D — переслаивание глинистых и слабоглинистых известняков (радаевский горизонт, пачка rd_I). Масштабная линейка — 10 см

Fig. 2. Lithologic-stratigraphic section with the curves of the isotopic composition of carbon and oxygen in the outcrop 89 (Radaevkian, Bobrikian, Tulian) and 87 (Aleksinian, Mikhailovian, Venevian) on the river Ilych. Legend: 1) limestone; 2) dolomitized limestone; 3) quartz sandstone; 4) a,b,c — inbeddings: a — cherts, b — siderite nodules, c — rock fragments; 5) a, b — fossils: a — corals, b — crinoids; 6) erosional surface. A—B — Structural-textural features of the Visean limestones in the outcrop 89 and 87 on the Ilych river: A — calcareous conglomerate (Mikhailovian, mh_III); B — cross bedding of a grainstone (Aleksinian, al_IV); C — morphology of cherty concretions in limestone: lenses and pseudomorphs of organic residues (Aleksinian, al_I); D — interbedding of different degree clayey limestones (Radaevkian, member rd_I). Scale — 10 cm

Результаты анализа изотопного состава углерода и кислорода в визейских породах из обн. 89 и 87 (р. Илыч, Северный Урал)

The carbon and oxygen isotope value of the Visean rocks from the outcrops #87 and #89 (Ilych river, Northern Urals)

Горизонт, индекс Horizont, index	Пачка / Member	Обр. sample Ил89	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW	Горизонт, индекс Horizon index index	Пачка / member	Обр. Sample Ил89	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW	Горизонт, индекс Horizon index	Пачка / member	Обр. Sample Ил89	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
радаевский (rd) / radaevskian	I	1—1	3,2	24,4	алексинский (al) / alexinian	II	25	2,4	27,4	михайловский (mh) / mikhaylovian	I	76	3,1	27
		1-2	3,1	23,2			26	2,6	26,8			77	2,95	27,6
		2	3,1	23			27	2,9	26,6			78-1	3,2	27,4
		6-1	3,5	25,4			28	3	28,3			78-2	3	26,6
		7	3,3	25,7			29	2,4	25,9			79-2	3,1	27,7
		9	3,4	25,7			30	2,5	26,1		II	81-1	3,2	26,8
	II	13-1	3,4	26,1			31	3	26,3			81-2	3,5	27,3
	III	16	3,2	25,3			32	3,2	26,4			82-2	3,1	26,3
		18	3,5	26,8			33	3,1	26,7			83	3,4	27,1
		19	2,9	25			34	3,1	27,1			84	3,3	26
		20-1	2,8	26,1			34д	3,2	27,3			85	3,5	27,1
		20-2	3,1	26,6			35	2,8	25,5			87	2,9	26,3
		21-1	3	24			36	2,7	25,7		III	88-1	3,4	26,7
		21-2	3,4	25,5			38	3,6	27,4			90	3,4	26,6
		23-2	3,1	26			39	3,2	26,2			91-1	3,35	26,5
бобриковский (bb) bobrikian		28-3	2,4	24,7			40	3,5	27,1			91-2	3,4	27,3
		31-2	3,2	26,1			41	3,6	26,6			92об3	3,05	26,6
		35	3	26,9			42	2,95	25,9			93-1	3,1	26,8
		38-2	3,1	26,1			45	3,5	26,5			93-2	3	26,7
		40-2	2,4	25,8			46	3,1	26,2			98-1	2,6	26,2
		41-3	2,8	25,4			47	2,4	25,5		IV	98-2	1,1	26
		44	3,2	27			48	3,5	26,1			101	4,2	26,4
		46	3,5	26,6			49	3,4	26,1			102-1	2,3	25,8
		49	3,2	25,8		III	50	3,6	25,4			102-2	1	24,9
тульский (tl) tulian		51	3,9	28,1			51	3,6	25,1			102-3	0,5	25,1
		54-3	3,7	27,2			53	3	25,6			103-2вкл	-0,3	23,7
		56-1	3,8	27,7			54	3,5	24,6			103-2вм	1,3	24,8
		58	3,5	25,9			55	3,3	25,1			103-5	1,6	24,9
		60	3,4	26,4			56	3,3	25,3			105-1	1,65	24,7
алексинский (al) / alexinian	I	1	0,9	26,8			57	3,3	25,6			105-2	1,4	25
		2	1,6	27,2		IV	59	3,3	26,9			106-1	1,45	25
		3	1,9	27,2			60	3,25	26,6	веневский (vn) / venevskian	I	111	-2	24,55
		5и	1,2	27			61б	3,35	26,9			115-2	-0,8	25
		6	2	26,8			62	3,4	26,6			116	-0,8	25,1
		8	1,2	27			63	3,4	27,2			117-1	-2,6	25,6
		9	2,2	26,4			65	3,6	27,2			117-2	-2,9	25,9
		10	2,6	26,1			66	3,5	27,2			117-3	-1,7	31,2
		11	1,5	26,1			67	3,2	27,4		II	121-1	-1,3	25,5
		14	2,4	26,8			68	3,7	27,4			121-2	-0,9	27,2
		15	2,3	27,2	михайловский (mh) mikhaylovian	I	69	3,4	27,4			122-1	-0,5	25,5
		16	1,2	25			70	3,8	27,3			122-2	-0,2	26,3
		17	2,3	26,6			71	3,9	27,7			122-3	-0,2	26
	II	18	2,5	26,8			72	3,9	28,5			123-1	-1,3	24
		19	2,5	27,2			73	2,8	26			123-2	-2,3	24,7
		21	2,2	26,8			73кр	0,2	24,4			125	-1,9	24,6
		22	2,1	26,4			74-1	3,1	28,4			125-1	-1,9	24,2
		23	2,5	26,8			75-2	2,9	27,5			125-2	-1,7	25,8
		24	2,4	26,6			75-3	3,2	27,8			125-3	-0,7	26,3

Примечание. Анализы проводились И. В. Смолевой в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Note. Analyses were conducted in the «Geonauka» (The Center for Collective Use) of the IG Komi SC UB RAS by I. V. Smoleva.

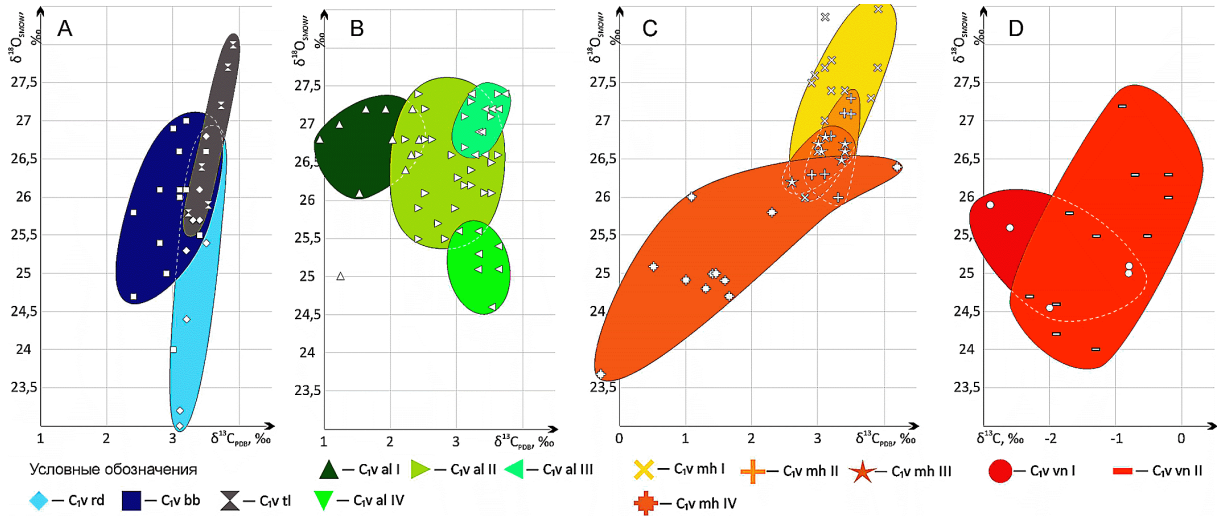

Рис. 3. Диаграммы распределения изотопного состава углерода и кислорода в известняках из обн. 89, 87 на р. Илыч: A — радаевского (C_1rd), бобриковского (C_1bb), тульского (C_1tl); B — алексинского (C_1al); C — михайловского (C_1mh); D — веневского (C_1vn) горизонтов

Fig. 3. Carbon and oxygen isotope ratios of limestones from the outcrops #89 and #87 on the Ilych river: A — Radaevkian (C_1rd), Bobrikian (C_1bb), Tulian (C_1tl), B — Aleksinian (C_1al); C — Mikhailovian (C_1mh); D — Venevian (C_1vn)

ки встречаются прослои (~ 0.5 см) сильно выветрелых глинистых известняков. Породы плитчатые (по 0.3–1 м), серые, с тонкой горизонтальной, реже линзовидной и градационной слоистостью, обусловленной распределением биокластового материала. Колонии кораллов часто опрокинуты. В темно-серых разностях нередки ихнофоссилии. $\delta^{13}C$ = +2.1...+3.6‰, $\delta^{18}O$ = +25.5...+28.3‰ (см. таблицу и рис. 3, B).

Верхняя часть разреза (пачки al_III и al_IV мощностью соответственно 15.2 и 20.9 м) прослеживается после необнаженного интервала мощностью в 12 м. Литологически она практически однородна. Это плитчатые (по 0.1–1.5 м) серые полибиокластовые известняки. Текстура пород обычно массивная, реже горизонтально-, а также косослоистая (рис. 2, B). В составе пород встречается большое количество органических остатков. Крупные колонии *Lithostrotion* находятся в опрокинутом положении. Породы пачки al_III отличаются наличием кремней черного цвета, уплощенной, иногда линзовидной формы размером до 10 см. В пачке al_IV встречен пласт (2.5 м), нацело сложенный грубым криноидно-биокластовым материалом, а в её кровле в известняках отмечены микроразмывы. Для пород пачки al_III $\delta^{13}C$ = +3.0...+3.6 ‰, а $\delta^{18}O$ = +24.6...+25.6 ‰, а для пачки al_IV $\delta^{13}C$ = = +3.2...+3.7 ‰, $\delta^{18}O$ = +26.6...+27.4 ‰ (см. таблицу и рис. 3, B).

Отложения *михайловского горизонта* (C_1v mh) вскрываются после 7.5 м необнаженного участка. Его разрез, по литологическим данным, можно разделить на 4 пачки (рис. 2).

Нижняя пачка (mh_I, 19.3 м) сложена серыми несортированными биокластовыми известняками. Мощность пластов — 0.1—0.5 м, при этом в основании пачки преобладают маломощные, а ближе к кровле — более толстые разности. Характерно наличие тонкой горизонтальной и (редко) волнистой слоистости. В нижней части пачки залегает серия (~ 5 м) сильнодоломитизированных мелкобиокластово-шламовых известняков с кремнями. Выше них породы сложены более грубым биокластовым материалом, а в целом наблюдается ритмичное чередование полибиокластовых и криноидно-полибиокластовых известняков с небольшими (до 2 см) створками брахиопод и единичными обломками кораллов. На последних 7 м пачки криноидно-биокластовые известняки часто налегают с размывом на подстилающие породы. Значения $\delta^{13}C$ в известняках колеблются в пределах +2.8...+3.9 ‰, а $\delta^{18}O$ = +26.0...+28.5 ‰ (см. таблицу и рис. 3, C).

После 2 м необнаженного участка начинается разрез второй пачки (mh_II, 18 м). Она образована серыми толстонапластованными (до 2 м) крупно-, грубобиокластовыми и оолитовыми известняками. В грубобиокластовых разностях хорошо заметна косая слоистость с падением на северо-восток. Снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение количества крупного биокластового материала. $\delta^{13}C$ = +2.9...+3.5 ‰, а $\delta^{18}O$ = +26.0...+27.3 ‰ (см. таблицу и рис. 3, C).

Третья пачка (mh_III, 18.3 м) обнажается после перерыва в 1 м. В её составе большую роль играют серые биокластовые известняковые песчаники и карбонатные псефитолиты [13]. В составе органогенного материала преобладает криноидный лом, а в некоторых прослоях — створки брахиопод. Известняковые конгломераты (рис. 2, A) формируют два слоя мощностью 0.7 и 0.3 м на десятом и четырнадцатом метре пачки. Количество галек в составе первого пласта увеличивается от 20 % в основании до 80 % в кровле, а во втором пласте они распределены равномерно при количестве около 80 %. Диаметр обломков достигает 0.1 м, форма — круглая и эллипсоидальная. По составу это более или менее темные (относительно цвета матрикса) биокластовые известняки (иногда слоистые), фрагменты колоний кораллов. Внутри некоторых галек наблюдаются более мелкие окатыши. Часть обломков в одной плоскости сечения овальные, в другой — изогнутые. Матрикс базальный, грубобиокластовый криноидный известняк. В породах этой пач-

ки $\delta^{13}C$ = +2.6...+3.4 ‰, а $\delta^{18}O$ = +26.2...+27.3 ‰ (см. таблицу и рис. 3, C).

Четвертая пачка (mh_IV, 10.4 м) характеризуется наиболее сложным составом. Это микрозернистые породы с неокатанными обломками гравийной размерности, тонкослоистые глинистые, биокластовые и косослоистые оолитовые известняки, известняковая конглобрекчия. Преобладают породы с мелким и тонким размером компонентов. Для них характерна тонкая горизонтальная слоистость. Часто пласты с размывом залегают на подстилающих породах. $\delta^{13}C$ = –0.3...+4.2 ‰, а $\delta^{18}O$ = +23.7...+26.4 ‰ (см. таблицу и рис. 3, C).

Нижняя граница *веневского горизонта* (C_1v vn) литологически четко выражена. Это слой (0.2 м) черных глинистых пород, глубоко вымытых в глубь скалы, перекрытых почти черным горизонтально-слоистым шламовым известняком (0.1 м), местами с псевдообломочными структурами. По литологии в разрезе горизонта выделяются 2 пачки (рис. 2).

Нижняя пачка (vn_I, 23 м) сложена известняками, аналогичными описанным в пачке mh_IV. Это биокластовые, пелитоморфные, обломочные и оолитовые разности. Кроме того, здесь играют значительную роль комковато-сгустковые известняки. Чередование пород различного литологического состава образует три трансгрессивно-регрессивных циклита с эрозионными границами. Основание циклитов сложено литокластово-грубобиокластовыми известняками, которые постепенно сменяются биокластовыми известняковыми песчаниками и оолитовыми известняками с ярко выраженной разнонаправленной косой слоистостью (мощность серий — 30—40 см, а в кровле пачки — 10 см, падение слойков — на СВ и ЮВ) или линзовидно-наслоенными водорослево-биокластовыми и биокластовыми известняками, волнисто- и горизонтально-слоистыми, с текстурами микроразмывов. Эти породы, в свою очередь, сменяются горизонтально-слоистыми тонкозернистыми известняками. Изотопный состав пород[1] заметно отличается, все значения изотопного состава углерода находятся в отрицательной области, $\delta^{13}C$ = –2.9...–0.8 ‰, а $\delta^{18}O$ = +24.6...+25.9 ‰ (см. таблицу и рис. 3, D).

Верхняя пачка (vn_II, 25 м) представлена чередующимися доломитизированными светло-серыми известняками, биокластово-оолитовыми, водорослевыми и биокластовыми, с окатанными органическими остатками. Мощность пластов изменяется в пределах 0.7—1.5 м. По всему объему пачки наблюдаются серии (по 15 см) с горизонтальной, косой и, реже, разнонаправленной косой слоистостью. В кровле пластов с косой слоистостью часто наблюдаются следы биотурбации. $\delta^{13}C$ = –2.3...–0.2 ‰, а $\delta^{18}O$ = = +24.0...+27.2 ‰ (см. таблицу и рис. 3, D).

Характер распределения значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$

В изученном разрезе визейских карбонатных отложений $\delta^{13}C_{PDB}$ варьируют в пределах –2.9...+4.2 ‰, а $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +23...+28.5 ‰ (рис. 2). Как можно заметить, область полученных значений находится за пределами поля осадочных морских карбонатов ($\delta^{13}C$ = –2...+2 ‰; $\delta^{18}O$ > +30 ‰) [6]. В то же время среднестатистический состав стабильных изотопов визейских карбонатных отложений, полученный из брахиопод и слабоизмененных карбонатов Восточно-Европейской платформы и Урала [15, 16, 18], имеет следующий состав: $\delta^{13}C$ = 0...+5 ‰ (PDB) и $\delta^{18}O$ = +26...+29.8 ‰ (SMOW[2]). Таким образом, большая часть полученных нами данных попадает в это поле.

Характер изменения соотношения изотопов углерода и кислорода в карбонатных породах восточной полосы выходов на р. Илыч в некоторой степени согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления [9, 10, 11]. Так, начиная со второй половины радаевского времени поступление терригенного материала с платформы в Верхнепечорский палеобассейн ослабло, что, вероятно, соответствует трансгрессии Верхнепечорского моря, продолжавшейся до раннетульского времени. Одновременно с этим в осадке существенно повысилась доля карбонатов. В обн. 89, в радаевском интервале, отмечены лишь единичные пласты кварцевых песчаников. Состав радаевско-тульских пород остается практически неизменным. Это преимущественно почти черные, часто глинистые, несортированные шламово-биокластовые, мелкобиокластовые и шламовые известняки с кремнями. Однако снизу вверх по разрезу постепенно уменьшается количество глинистого материала, а с основания бобриковского горизонта — конкреций кремня. Вместе с указанными изменениями меняется и состав стабильных изотопов (рис. 3, A). Так, кривая изменения средних значений $\delta^{13}C$ имеет синусовидную форму. Её минимальные значения (+2.4 ‰) наблюдаются на интервале развития большого количества кремней, а максимальные (+3.5...+3.9 ‰) — с их незначительным количеством. Средние значения $\delta^{18}O$ практически прямолинейно увеличиваются от +24 до +27 ‰.

Отложения алексинского времени формировались в условиях уменьшения глубины морского бассейна. Их нижняя часть (пачка al_I) имеет несколько сходный состав с отложениями тульского горизонта (C_1v tl), но глинистые известняки в них образуют лишь небольшие по мощности (2—10 см) прослои. Среди биокластовых разностей бóльшую роль играют известняки с более сортированным детритом, причем крупные органогенные остатки могли быть принесены с мелководных участков, возможно во время крупных штормов (большинство колоний кораллов захоронено в опрокинутом положении). Таким образом, отложения данного интервала, по всей видимости, сформированы в более мелководных условиях, чем тульские, но все же ниже базиса действия штормовых волн. Ещё более мелководными являются породы пачки al_II. Это обстоятельство обусловило уменьшение количества кремнезема в её составе, формирование чередующихся в разрезе тонкослоистых, линзовидных и градационных текстур пород. Изменения условий осадконакопления фиксируются и в очерта-

[1] На данном интервале и далее шаг опробования несколько более разреженный.

[2] Пересчитано по формуле $\delta^{18}O_{SMOW}$ = 1.03091 $\delta^{18}O_{PDB}$ + 30.91 ‰ [17].

ниях изотопных кривых (рис. 2). Среднее значение $\delta^{13}C$ в пределах пачек al_I и al_II плавно увеличивается от +0.9 до +3.6 ‰. Кривая распределения изотопного состава кислорода имеет ступенчатый характер в пределах значений +25.5...+28.3 ‰, что обусловлено, скорее всего, наличием доломитовых пород в составе этих пачек.

Произошедшее обмеление морского бассейна привело к установлению условий открытого мелководья, господствовавшего с середины алексинского до середины михайловского времени. По данным Н. В. Калашникова [5], отложения зоны отмелей были образованы на отдаленных от берега участках. Здесь отлагались преимущественно биокластовые осадки, сложенные почти целиком скелетными остатками кораллов, криноидей, брахиопод, мшанок, гастропод и др. Детрит часто окатан. К этой зоне приурочено также накопление криноидно-оолитовых песков. Породы содержат признаки течений и волнения — текстуры косой слоистости. В изученном разрезе хорошо заметно, как менялась гидродинамическая активность. Если в пачках al_III и al_IV биокластовые известняки в основном имеют массивную и тонкую горизонтально-слоистую текстуры, а косая слоистость встречается лишь в редких случаях, то выше по разрезу, в пачках mh_I — mh_II, преобладают косослоистые биокластово-оолитовые известняки. Мощность косых серий (до 1.5 м), тип слоистости (косая однонаправленная) и следы микроразмывов в кровле косослоистых пластов свидетельствуют о формировании подвижных подводных валов и баров вдольбереговыми течениями с участием поперечных волновых движений [7]. В интервале пачек al_I — mh_II значения изотопного состава углерода в породах остаются на одном уровне — $\delta^{13}C$ = +3.0...+3.4 ‰, однако изменчив изотопный состав кислорода (рис. 2): в пачке al_IV изотопы кислорода постепенно утяжеляются до уровня +28 ‰, а с подошвы михайловского горизонта к кровле пачки mh_II значение $\delta^{18}O$ снова пилообразно снижается до +26.7 ‰. Причиной таких колебаний, кроме вторичных процессов, вероятно, является изменение генетического типа осадков этого времени: если в составе верхней части алексинского горизонта преобладают биогенные породы, то в михайловском — механогенные и биохемогенные.

В позднемихайловское время условия отмелей открытого моря неоднократно сменялись обстановками островного мелководья. По данным Н. В. Калашникова [5], наиболее ярко они проявились несколько севернее, в бассейне р. Подчерье. Там около м. Залаздибож встречены глинистые известняки с крупными пентагональными трещинами усыхания [5]. В обн. 87 на р. Илыч о близости литорали свидетельствуют довольно резко сочетающиеся в разрезе пачек mh_III и mh_IV слои косослоистых биокластовых песчаников и оолитовых известняков, тонкослоистых глинистых пород и мелкообломочных конгломератов, часто со следами размыва.

Изотопный состав углерода и кислорода в породах пачки mh_III, несмотря на указанное литологическое разнообразие, остается на прежнем уровне: $\delta^{13}C$ = +2.9...+3.5 ‰ и $\delta^{18}O$ = +26...+27.3 ‰ соответственно, а точки на диаграмме в координатах $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ образуют довольно компактное поле, практически совпадающее с таковым для пород пачки mh_II (рис. 3, C). В разрезе пачки mh_IV, в интервале пачки тонкослоистых глинистых известняков и аргиллитов, в слое будинированного микрозернистого известняка фиксируется резкое облегчение $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (+0.3 и +23.7 ‰ соответственно). Выше, после пласта мелкообломочного конгломерата, эти соотношения устанавливаются на уровне около +1.5 и +25 ‰ соответственно, что существенно ниже, чем в породах пачки mh_III.

Приведенные выше данные могут свидетельствовать о том, что район исследований оставался в сублиторальной зоне практически до конца михайловского времени. Только во время накопления осадков пачки mh_IV можно предполагать довольно близкое расположение островной суши.

В веневское время значительных изменений обстановок осадконакопления не происходило. Продолжает формироваться тот же набор пород, закономерное чередование которых отражает эвстатические колебания уровня моря. Однако уменьшаются мощности циклитов и меняется состав структурных компонентов пород. Чаще на первый план выходят микробиальные образования, а в породах пачки vn_II многочисленными становятся водорослевые остатки.

Соотношения изотопов кислорода в породах этого возраста остаются на уровне кровли михайловского горизонта ($\delta^{18}O$ = +24.6...+25.9 ‰), а значения $\delta^{13}C$ смещаются в отрицательную область –2.9...–0.2 ‰ (рис. 3, D). Вероятно, поведение изотопов кислорода является следствием некоторого опреснения морского бассейна, начавшегося в конце михайловского времени. Облегчение состава изотопов углерода может быть спровоцировано рядом причин, напрямую связанных с усилением фактора мелководности зоны осадконакопления. Возможно, произошло снижение биопродуктивности, обусловленное более бедным и менее разнообразным комплексом органических остатков. Увеличение количества фитогенных остатков свидетельствует о накоплении их в фотической зоне и насыщении верхнего слоя осадков кислородом, что в совокупности с интенсивной биотурбацией приводит к более глубокой переработке органического вещества. Кроме того, активная гидродинамическая обстановка мелководья могла способствовать переотложению органогенного материала в более глубоководные области шельфа.

Выводы

Анализ литологических и изотопных данных показал, что характер изменения содержания изотопов углерода и кислорода в карбонатных породах восточной полосы выходов на р. Илыч в некоторой степени согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления.

Переход от терригенного осадконакопления к карбонатному на протяжении радаевско-тульского времени отразился на изотопных кривых в виде периодичных изменений средних значений $\delta^{13}C$ и прямолинейного утяжеления средних значений $\delta^{18}O$.

До конца михайловского времени наблюдается некоторое утяжеление изотопного состава углерода от +0.9 до +3.6 ‰, что может быть отражением уве-

личения биопродуктивности. Средние значения $\delta^{18}O$ большей частью находятся в пределах +26...+27 ‰ и только на уровне пачки al_III снижаются до +24.6 ‰. Этот пик совпадает со сменой обстановок относительно глубоководного шельфа условиями открытого мелководья.

В породах кровли михайловского горизонта и выше зафиксировано небольшое облегчение изотопного состава кислорода, а также существенное (до –2.9 ‰) облегчение изотопного состава углерода. Это может быть обусловлено довольно близким расположением островной суши, снижением биопродуктивности и/или существенной переработкой и переотложением органогенного материала в более глубоководные области шельфа.

Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА-А17-117121270034-3 и при финансовой поддержке проекта № 18-5-5-31 УрО РАН.

Литература

1. *Абашкина А. В.* Визейские отложения бассейна р. Илыч // Металлургия и технология цветных металлов, геология и горное дело. М.: Металлургиздат, 1957. С. 406—415. (Сб. науч. тр. Моск. ин-та цв. мет. и золота им. М. И. Калинина, № 27).

2. *Варсанофьева В. А.* Геологическое строение территории Печорско-Илычского государственного заповедника // Тр. Печорско-Илычского гос. заповедника. Вып. 1. М: Красный пролетарий, 1940. 302 с.

3. *Варсанофьева В. А., Калашников Н. В., Постоялко М. В.* Новые данные о нижневизейских отложениях на Северном Урале (бассейн р. Илыч) // Сб. научн. тр. Пермского политехн. ин-та. 1973. № 121. С. 113—120.

4. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука; Ленинградское отделение, 1978. 203 с.

5. *Калашников Н. В.* Экосистемы раннего карбона Европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 164 с.

6. *Кулешов В. Н.* Эволюция изотопных систем углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491—508.

7. *Кутырев Э. И.* Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.

8. *Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань: Изд-во КГУ, 1968. 226 с.

9. *Шадрин А. Н.* Визейское осадконакопление на Северном Урале // Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы / А. И. Антошкина, В. А. Салдин, А. Н. Сандула и др. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 91—108.

10. *Шадрин А. Н.* Визейские отложения р. Илыч (нижний карбон, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 24-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 166—169.

11. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Строение визейско-серпуховских отложений восточной полосы выходов бассейна р. Илыч // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 16-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 221—224.

12. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Литологическая характеристика депрессионных отложений визейской карбонатной формации бассейна верхней Печоры // Тезисы докладов Четвертой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2008. С. 278—279.

13. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Обломочные карбонатные породы в составе платамовой формации бассейна верхней Печоры // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 188—190.

14. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Изотопная характеристика верхневизейско-нижнесерпуховских отложений восточной полосы выходов на р. Илыч // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Мат-лы научной конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. 235—238 с.

15. *Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J.* Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics // Chemical Geology 161 (1999). 127—163.

16. *Grossman E. L., Bruckschen P., Mii H.-S., Chuvashov B. I., Yancey T. E., and Veizer J.* Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 61—71.

17. *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. 5th, completely rev., updated, and enl. Springer, New York, 2004. 244 p.

18. *Mii H.-S., Grossman E. L., Yancey T. E., Chuvashov B., Egorov A.* Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation // Chemical Geology 175 (2001). 133—147.

References

1. Abashkina A. V. *Vizeyskie otlozheniya basseyna r. Ilych* (Visean deposits of the Ilych river basin). *Metallurgiya i tekhnologiya cvetnyh metallov, geologiya i gornoe delo*. Moscow: *Metallurgizdat*, 1957, 406—415 pp.

2. Varsanofeva V. A. *Geologicheskoe stroenie territorii Pechorsko-Ylychskogo gosudarstvennogo zapovednika* (Geological structure of the Pechora-Ilychski state reserve area). Proceedings of Pechorsko-Ylychsky Reserve. No. 1. Moscow: Krasny proletary, 1940, 302 p.

3. Varsanofeva V. A., Kalashnikov N. V., Postoyalko M. V. *Novye dannye o nizhnevizeyskih otlozheniyah na Severnom Urale (basseyn r. Ilych)* (New data about the Lower Visean sediments in the Northern Urals (the Ilych river basin). Proceedings of Perm polytechnical institute, No.121, Perm: PPI, 1973, 113—120 pp.

4. Eliseev A. I. *Formatsii zon ogranicheniya severo-vostoka Evropeyskoy platformy (pozdniy devon i karbon)* (Formation of the North-East European platform margin (Late Devonian and Carboniferous). Leningrad: Nauka, 1978, 203 p.

5. Kalashnikov N. V. *Ekosistemy rannego karbona Evropeyskogo Severa Rossii* (Ecosystems of the Early Carboniferous of the European North of Russia). Ekaterinburg: UB RAS, 2005. 164 p.

6. Kuleshov V.N. *Evolyutsiya izotopnyh sistem uglikislotnovodnyh sistem v litogeneze. Soobschenie 1. Sedimentogenez i diagenez* (Evolution of the isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis: communication 1. sedimentogenesis and diagenesis). *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2001, No. 5, 491—508 pp.

7. Kutyrev E. I. *Usloviya obrazovaniya i interpretatsiya kosoy sloistosti* (Conditions of creation and interpretation of cross lamination). Leningrad: Nedra, 1968, 128 p.

8. Muravev I. S. *Karbon Pechorskogo Priuralya* (The Carboniferous of the Pechora Urals). Kazan: Kazan University, 1968, 226 p.

9. Shadrin A. N. *Vizeyskoe osadkonakoplenie na severnom Urale* (The Visean sedimentation in the Northern Urals). In: *Paleozoyskoe osadkonakoplenie na vneshney zone shel'fa passivnoy okrainy severo-vostoka Evropeyskoy platformy* (Paleozoic sedimentation on the outer shelf zone of the passive margin on the North-East European platform). A. I. Antoshkina, V. A. Saldin, A. N. Sandula et al. Syktyvkar: Geoprint, 2011, 91—108 pp.

10. Shadrin A. N. *Vizeyskie otlozheniya r Ilych (nizhniy karbon, Severnyy Ural)* (The Visean deposits of Ilych river (Lower Carboniferous Northern Urals). *Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta*: Proceedings of conference. Syktyvkar: Geoprint, 2015, 166–169 pp.

11. Shadrin A. N., Sandula A. N. *Stroenie vizeysko-serpuhovskih otlozheniy vostochnoy polosy vyhodov basseyna r. Ilych* (The structure of the Visean and Serpukhovian deposits of the Eastern area of the Ilych river basin). *Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta*: Proceedings of conference. Syktyvkar: Geoprint, 2007, 221—224 pp.

12. Shadrin A. N., Sandula A.N. *Litologicheskaya harakteristika depressionnyh otlozheniy vizeyskoy karbonatnoy formatsii basseyna Verhney Pechory* (The lithological characteristics of the depression deposits of the visean carbonate formations in the Upper Pechora river basin). Proceedings. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 2008, 278—279 pp.

13.Shadrin A. N., Sandula A. N. *Oblomochnye karbonatnye porody v sostave platamovoy formatsii basseyna verhney Pechory* (The lithoclastic carbonate rocks in The Platamovaya formation in the upper Pechora river basin). Proceedings of conference Reefs and carbonate psephytolites. Syktyvkar: Geoprint, 2010, 188—190 pp.

14. Shadrin A. N., Sandula A. N. *Izotopnaya harakteristika verhnevizeysko-nizhneserpuhovskih otozheniy vostochnoy polosy vyhodov na r. Ilych* (Isotopic composition of the Upper Visean-Lower Serpukhovian deposits on the Eastern of the Ilych river basin). Geodynamics, substance, ore genesis of the East European Platform and its folded framing: Abstract of scientific conf. reports. Syktyvkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, 235—238 pp.

15.Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. Chemical Geology 161, 1999, pp.127—163.

16. Grossman E. L., Bruckschen P., Mii H.-S., Chuvashov B. I., Yancey T. E., and Veizer J. Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform. Stratigrafiya i paleogeografiya karbona Evrazii. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2002, 61—71 pp.

17. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 5th, completely rev., updated, and enl. Springer, New York, 2004, 244 p.

18. Mii H.-S., Grossman E. L., Yancey T. E., Chuvashov B., Egorov A. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciations. Chemical Geology, 175, 2001, pp.133—147.

Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 552.163;552.24 (234.851) DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-22-32

НЕМУРЮГАНСКАЯ СВИТА: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Н. С. Уляшева
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nsulasheva@geo.komisc.ru

Немурюганская свита верхнего рифея Центральной тектонической зоны Полярного Урала привлекает внимание исследователей в связи с повышенными содержаниями в сланцах Au и Ag. В результате интерпретации петрографических и геохимических особенностей пород проведена их типизация, реконструкция первичного состава метаморфитов, а также выявлена предполагаемая обстановка формирования протолитов.

Установлено, что немурюганская свита представлена филлитовидными сланцами, кварцитами, карбонатсодержащими эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми породами и углеродистыми кварц-карбонатными породами. Филлитовидные сланцы разделяются на бескарбонатные и карбонатсодержащие разновидности. Существенная доля при формировании протолитов филлитовидных сланцев принадлежала частицам глинистой и алевритовой фракций. Протолитом для эпидот-кварц-альбит-хлоритовых сланцев служили туфы среднего-основного состава. Кварцит и филлитовидные сланцы по геохимическому составу схожи соответственно с углеродсодержащими кремниевыми и терригенно-кремниевыми образованиями нижележащей няровейской серии, а также с надсубдукционными гранитоидами и гнейсами докембрийских зеленокаменных поясов. Последние могли быть поставщиком терригенного материала. По их геохимическим данным можно предположить, что протолиты изученных метаморфитов немурюганской свиты сформировались в глубоководной части задугового моря.

Ключевые слова: *немурюганская свита, первичный состав, сланцы, геохимия.*

THE NEMURYUGAN SUITE: PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES

N. S. Ulyasheva
Institute of Geology Komi SC UB of the RAS, Syktyvkar

The object of our study is Nemuryugan suite in Upper Riphean Central Tectonic zone of the Polar Urals. These rocks are characterized by scarn and high gold content. The formation conditions of ore mineralization are still poorly known. We studied primary composition and formation conditions of Nemuryugan suite. The rocks are phyllite, shale, quartzite, carbonate-epidote-quartz-albite-chlorite rocks, carbonaceous quartz-carbonate rocks and marble. Phyllitic shales are divided into non-carbonate and carbonate varieties. They consist of clay and a fraction of aleurites. Prototypes for epidote-quartz-albite-chlorite shales are tuffs of intermediate and basic composition. Phyllitic quartzite and shales are geochemically similar to, respectively, silicon and silicon terrigenous formations of underlying Nyarovey series, as well as to subduction granitoids and gneisses of Precambrian greenstone belt. Supra-subduction granitoids are parent species. The protoliths of Nemuryugan suite formed in the deep water part of the back-arc sea.

Keywords: *Nemuryugan suite, primary composition, shales, geochemistry.*

Немурюганская свита верхнего рифея представляет собой изредка прерывающуюся полосу длиной около 80 км от верховьев р. Лонготъеган на юге до р. Байдарата-Яха на севере в западной части Харбейского антиклинория Центральной тектонической зоны Полярного Урала (рис. 1). Она согласно залегает на породах няровейской серии, возраст которой, по последним данным [13], также является верхнерифейским, несогласно перекрывается толщами орангской свиты ордовика и состоит из переслаивающихся сланцев, мраморов, кварцитов и метаэффузивов основного, кислого и среднего состава. Мощность свиты составляет 800—1500 м [4]. Металлогения свиты, характеризующаяся проявлениями скарнового типа с надкларковыми содержаниями Cu, Pb-Zn, W, Mo, а также повышенным количеством золота в сульфидно-кварцевых ассоциациях [5], выводит ее в ранг перспективных объектов полезных ископаемых, в том числе и благородных металлов. В то же время изученность условий формирования пород, вмещающих рудную минерализацию, остается на низком уровне.

Нами исследована немурюганская свита по р. Немуръеган, проведена реконструкция первичного состава и палеотектонических условий формирования метаморфитов, а также установлены предполагаемые источники сноса для терригенной составляющей.

Геологическая позиция

Впервые немурюганская свита выделена А. В. Цымбалюком со стратотипом по р. Немуръеган. Наиболее полные разрезы картируются по р. Немуръеган, руч. Озерному, Крестовому, Мраморному и Бадьяеган. Нижняя граница свиты проводится по подошве первого горизонта алевролитов; верхняя граница — по основанию базальных конгломератов орангской свиты ордовика и туфоконгломератов сядатинской свиты венда [4].

Свита характеризуется пестрым и фациально изменчивым литологическим составом. Широко распространены филлитовидные, часто углеродистые серицит-кварцевые, серицит-биотит-кварцевые, хло-

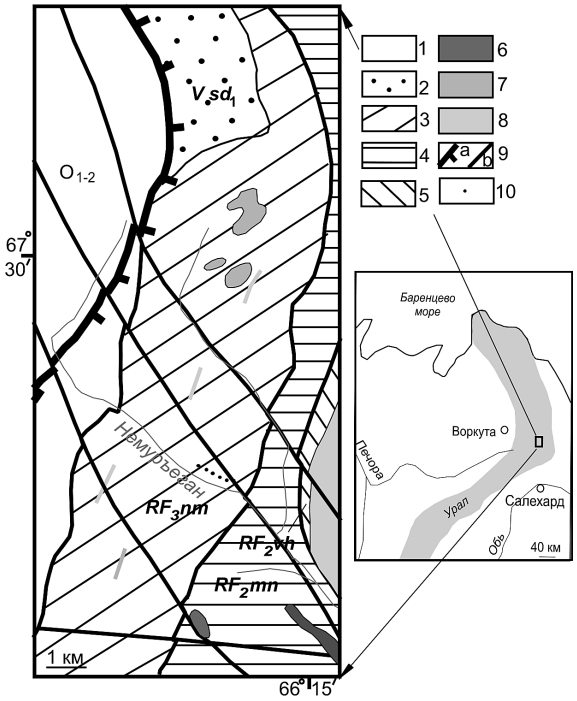

Рис. 1. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Немуръеган (по В. А. Душину [4]). Условные обозначения: 1 — орангская свита (O_{1-2}), 2 — сядатинская свита (Vsd_1), 3 — немурюганская свита (RF_3nm), 4 — минисейшорская свита (RF_2mn), 5 — верхнехарбейская свита (RF_2 vh), 6 — габбро харбей-собского комплекса (RF_3–V_1), 7 — диориты харбей-собского комплекса (RF_3–V_1), 8 — граниты сядатояхинского комплекса (V–$\in_1$), 9 — разрывные нарушения: a — главные, b — второстепенные, 10 — места отбора проб

Fig. 1. Schematic geological map of the middle reaches of Nemuryugan river (by V. A. Dushin [3]). Legend: 1 — orangskaya suite (O_{1-2}), 2 — sadatinskaya suite (Vsd_1), 3 — nemuryuganskaya suite (RF_3nm), 4 — miniseyshorskaya suite (RF_2mn), 5 — verhneharbeyskaya suite (RF_2vh), 6 — gabbro of harbey-sobsky complex (RF_3-V_1), 7 — diorites of the harbey-sobsky complex (RF_3-V_1), 8 — granites of the sadatoyakhinsky complex (V-$\in_1$), 9 — dislocations: a — main, b — minor, 10 — sampling

рит-серицит-кварцевые сланцы, карбонатные породы, кварциты, аркозовые кварцито-песчаники, метаморфизованные основные эффузивы и их туфы. В пределах водораздела рек Лонгот-Юган и Гена-Хадата разрез является терригенно-карбонатным, далее на север разрез становится преимущественно терригенным. На контакте осадочных пород с интрузиями наблюдаются изменения: сланцы гранитизированы и имеют густую вкрапленность пирита, а по мраморам образуются эпидот-гранатовые и эпидот-гранат-амфиболовые скарны с гематитом и молибденитом [15]. Уровень метаморфизма немурюганской свиты, как и нижележащей няровейской серии [3], достигал зеленосланцевой фации. Имеющиеся данные о геодинамической обстановке формирования пород свиты сводятся к работам В. А. Душина [5], где отмечается схожесть химических составов кислых метаэффузивов с составом образований островных дуг.

В 2001 г. Л. Я. Островским в карбонатной части разреза, в верховье р. Немуръеган, установлен марганценосный горизонт (Mn 19 %). Сланцы имеют повышенные содержания Ag, Au, близкие к кларковым Ti, Zn, Be, U [4].

Верхнепротерозойский возраст свиты был принят после находки в известняках А. В. Хабаковым водоросли *Collenia maslovi Vologd*. Позднее этот возраст подтвердился обнаружением других типов водорослей IV комплекса рифея: *Osagia nimus Z. Zhur., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Vesicularites concretus Z. Zhur.* Душиным В. А. и др. Rb-Sr-методом был получен возраст долерита, комагматичного с вулканитами немурюганской свиты, равный 616 млн лет [5], что соответствует венду.

Объект и методы исследования

Объектом исследования являются породы, наблюдаемые и отобранные по р. Немуръеган. Минеральный состав, текстурные и структурные особенности пород изучались под микроскопом в шлифах. Для проведения химических анализов были использованы образцы, не подвергшиеся вторичным изменениям. Породообразующие оксиды определялись методом мокрой химии в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в ЦКП «Геонаука». Определение концентраций редких и рассеянных элементов выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (FS HR ICP-MS) Element 2 в Институте геологии и геохимии А. Н. Заварицкого в Екатеринбурге (аналитик Ю. Л. Ронкин). Интерпретация петрогеохимических данных для восстановления первичного состава и палеотектонических условий формирования пород, а также установления состава питающей провинции для терригенной составляющей проводилась с помощью известных методик [2, 9, 16].

Петрографическая характеристика пород

Немурюганская свита была изучена в отдельных разрозненных обнажениях по левобережью р. Немуръеган. Простирание ее имеет северо-западное направление, согласное с ориентировкой структурных элементов нижележащих образований минисейшорской свиты няровейской серии. Свита представлена филлитовидными сланцами, карбонат-содержащими эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми породами или зелеными сланцами, кварцитами, углеродсодержащими кварц-карбонатными породами и мраморами.

Филлитовидные сланцы встречаются в виде толщ мощностью от 1 до 10 м и более, макроскопически представляют собой светло-серые и серые сланцеватые с шелковистым блеском образования с полосчатой плойчатой текстурой. По минеральному составу они разделяются на несколько групп: хлорит-кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые, карбонат-содержащие хлорит-мусковит-кварцевые и карбонат-содержащие альбит-хлорит-мусковит-кварцевые разновидности.

Хлорит-кварц-серицитовые сланцы имеют полосчатую плойчатую текстуру, гранолепидобластовую структуру (рис. 2, а) и состоят в основном из серицита (45—50 %), кварца (до 40—45 %), хлорита (до

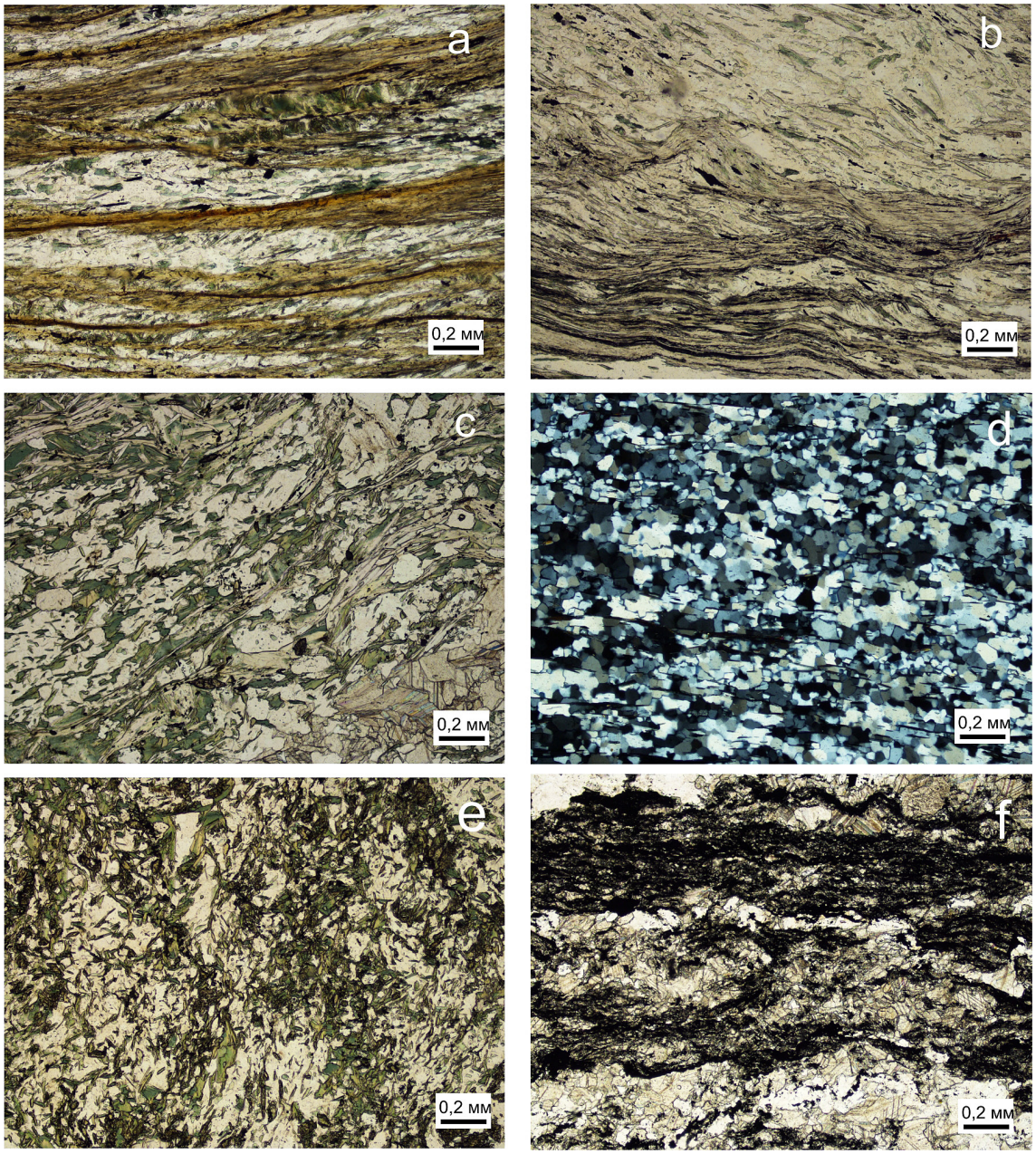

Рис. 2. Фотографии шлифов пород немурюганской свиты: a — бескарбонатные хлорит-кварц-серицитовые филлитовидные сланцы, b — бескарбонатные хлорит-серицит-кварцевые филлитовидные сланцы, c — карбонатсодержащие хлорит-мусковит-кварцевые филлитовидные сланцы, d — кварциты, e — карбонатсодержащие мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовые породы, f — углеродсодержащие кварц-карбонатные породы, a, b, c, e, f — в проходящем свете, d — в скрещенных николях

Fig. 2. Images of thin sections of nemuryugan suite: a — non-carbonate chlorite-quartz-sericite phyllitic schists, b — noncarbonate chlorite-sericite-quartz phyllite schists, c –carbonate-containing chlorite-muscovite-quartz phyllite schists, d — quartzites, e — carbonate-bearing muscovite-epidote-quartz-albite-chlorite, f — carbon-containing quartz-carbonate rocks, a, b, c, e, f — in transmitted light, d — in crossed nicol prisms

5 %) и альбита (до 2—3 %). В качестве акцессориев наблюдаются турмалин (до 3 %), апатит и циркон (< 1 %). Рудный минерал представлен ильменитом (до 3—4 %). Полосчатость породы обусловлена чередованием прослоев и линзообразных выделений шириной от 0.2 до 4 мм кварцевого и хлорит-кварцевого состава с полосами, сложенными в основном серицитом. Кварц представлен мелкими зернами с извилистыми ограничениями размером до 0.2 мм. Изредка встречаются обособления или прожилки крупнозернистого вторичного кварца. Хлорит образует чешуйки зеленой окраски размером до 0.5 мм. Ильменит и турмалин в большей степени ассоциируют с хлоритом и серицитом. Ильменит образует удлиненные неправильной формы пластинки до 0.5 мм и ориентирован параллельно сланцеватости. Турмалин равномерно распределен по породе и образует призматические, хорошо ограненные зерна зеленоватой и буроватой окраски размером до 0.4 мм.

Хлорит-серицит-кварцевые сланцы также имеют полосчатую плойчатую текстуру, лепидогранобластовую структуру (рис. 2, b). От предыдущих сланцев они

отличаются повышенным содержанием кварца и хлорита, а также появлением титанита (до 1 %).

Карбонатсодержащие хлорит-мусковит-кварцевые сланцы представлены полосчатыми, плойчатыми серыми образованиями с лепидогранобластовой структурой (рис. 2, c) и имеют следующий минеральный состав: кварц (40—60 %), мусковит (15—40 %), хлорит (3—30 %), кальцит (5—20 %), альбит (1—25 %), циркон (меньше 1 %), турмалин, апатит (1 %), рутил (1 %).

Эти породы, в отличие от вышеописанных сланцев, характеризуются присутствием карбоната, рутила и отсутствием гематита. Карбонат представлен в основном кальцитом и образует две генерации. В основной массе он приурочен к кварцевым прослоям, образует неправильные и ромбической формы зерна размером до 0.4 мм и нередко скопления зерен. Иногда крупные зерна кальцита и кварца (до 0.8 мм) поздней генерацией выполняют прожилки в породе. Рутил представлен в виде игольчатых, мелких призматических зерен, ассоциирующихся с мусковитом и кальцитом.

Карбонатсодержащие альбит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы имеют полосчатую мелкоочковую текстуру и лепидогранобластовую структуру. Состоят из кварца (30—35 %), мусковита (25—30 %), хлорита (20—25 %), кальцита (5 %), альбита (3—5 %), титанита (1—2 %), апатита, циркона, турмалина (до 1 %), рутила (1 %).

Наряду с мелкозернистым кварцем в породе наблюдаются более крупные удлиненные, изометричные и овальной формы зерна альбита размером до 1 мм. Он содержит включения мусковита, кварца и, возможно, является вторичным. Рудные и акцессорные минералы в основном приурочены к слюдистым прослоям.

Петрографическое изучение филлитовидных сланцев немурюганской свиты показало, что они разделяются на две группы — бескарбонатные образования, имеющие повышенные содержания серицита и турмалина, а также ильменита, и карбонатсодержащие метаморфиты, для которых в качестве акцессориев характерны рутил, титанит.

Кварциты образуют слои мощностью до 1 м и представлены светло-серыми массивными образованиями (рис. 2, d) с характерными макроскопически наблюдаемыми розовыми и зеленоватыми полосами, что придает породе яшмовидный облик. Порода сложена в основном кварцем (80—90 %). Сланцеватую текстуру кварциту придают параллельно ориентированные чешуйки хлорита (до 4 %) и мусковита (до 10 %). Акцессорные минералы представлены рутилом и турмалином (до 1 %). Редко встречаются зерна пирита кубической формы размером до 0.1 мм. Кварц имеет неправильные изометричные удлиненные зерна размером от 0.04 до 0.4 мм. Хлорит распределен в породе равномерно в виде чешуек размером до 0.3 мм. Мусковит нередко образует тонкие прослои мощностью около 0.03 мм. К этим прослоям приурочены мелкие игольчатые выделения рутила.

***Карбонатсодержащие мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовые* породы** (зеленые сланцы) образуют тела мощностью до 2—3 м среди филлитовидных сланцев. Они имеют темно-зеленую окраску, слабосланцеватую текстуру и нематолепидогранобластовую структуру (рис. 2, e). В породе содержатся хлорит (20—30 %), альбит (20—30 %), кварц (10—20 %), эпидот (до 5 %), мусковит (до 5 %), кальцит (до 5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом (1—2 %), цирконом (меньше 1 %), рутилом (1—2 %) и титанитом (1—2 %).

Полосчатость породы выражается наличием тонких прослоев, обогащенных мелким титанитом и рутилом размерами до 0.05 мм. Кварц и альбит равномерно распределены по породе, образуя неправильной формы зерна до 0.4 мм. Альбит идентифицируется по наличию простых двойников и трещинок спайности. В породе имеются изометричные и линзовидные обособления — скопления мелкого кварца. Возможно, что это признаки позднего окварцевания. Хлорит и эпидот также равномерно распределены по породе. Эпидот образует изометричные образования размером до 0.8 мм с включениями титанита. Апатит представлен овальной формы зернами размером до 0.5 мм и замещается по краям хлоритом и кварцем.

Кварц-карбонатные углеродсодержащие породы были обнаружены в делювии. Породообразующими минералами этих пород являются кальцит (70—80 %), доломит (5—10 %), кварц (20—25 %), мусковит (до 1—2 %). Углеродистое вещество составляет около 5 %. Кальцит представлен зернами размером до 0.8 мм и ассоциирует с кварцем. Доломит меньше по размерам (до 0.4 мм), трещиноват, ассоциирует с углеродистым веществом. Кварц представлен двумя генерациями. Более крупный кварц (до 0.4 мм) образует овальной формы скопления и является, скорее всего, вторичным. Мелкие зерна кварца (до 0.1 мм) заполняют породу также в виде отдельных скоплений вытянутой, линзовидной и прожилковой форм. Углеродистое вещество представлено облаковидными, ватоподобными, иногда комковатыми выделениями, нередко обособленными в полосы (рис. 2, f).

Петрографические исследования пород немурюганской свиты показали, что она представлена метаморфитами. Наличие линзовидных макроскопически распознаваемых образований кварцевого состава, а также редко встречаемых кварц-карбонатных прожилков может указывать на вторичные карбонатизацию и окварцевание. Учитывая низкий уровень метаморфизма свиты, можно предположить, что полосчатость сланцев характеризует первичные условия образования.

Первичный состав и геохимические особенности пород

Так как масштабы вторичных изменений локальны, были использованы традиционные методы реконструкции первичного состава метаморфических пород по их химическому составу (табл. 1): дискриминантная функция С. Д. Великославинского и др. (2013), диаграмма А. Н. Неелова (1980) и петрохимические модули Я. Э. Юдовича (2000). Дискриминантная функция С. Д. Великославинского рассчитана на разделение силикатных осадочных и магматических пород (DF (x) > 3 — осадочные образования, DF(x) < –0.8 магматические образования, —0.8 < DF(x) < 3 — область неопределенности), диаграмма А. Н. Неелова идентифицирует составы всех типов пород, а с помо-

Таблица 1. **Химические составы пород немурюганской свиты, мас. %**

Table 1. **Chemical compositions of the rocks of the nemuryugan suite, wt. %**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Components	Нм-20	Нм-29	Нм-18	Нм-23	Нм-17	Нм-19	Нм-21	Нм-24	Нм-22	Нм-26	Нм-25	Нм-27	Нм-28
SiO_2	64.48	63.54	64.66	67.21	63.04	67.49	51.24	63.7	94.48	51.5	13.66	25.30	23.12
TiO_2	0.81	0.86	0.88	0.75	0.6	0.62	0.41	0.87	0.08	1.21	0.08	0.07	0.04
Al_2O_3	17.81	17.74	15.49	16.19	11.39	11.77	7.49	11.46	1.68	16.65	1.94	1.25	1
Fe_2O_3	4.33	2.09	3.4	1.9	0.49	1.4	0.28	2.4	0.08	1.6	0.23	0.09	0.08
FeO	1.8	4.87	3.09	3.23	3.75	2.36	3.06	3.82	1.22	6.38	0.42	0.39	0.34
MnO	0.05	0.09	0.21	0.10	0.11	0.07	0.16	0.23	0.02	0.13	0.02	0.03	0.03
MgO	1.39	1.45	2.81	1.4	5.35	3.73	10.29	3.53	0.74	3.94	2.7	6.36	8.43
CaO	0.05	0.05	0.5	0.5	3.94	2.21	8.52	3.94	0.5	5.95	42.77	32.52	31.46
Na_2O	1.2	1.16	1.25	1.21	0.98	1.06	1.46	1.76	0.05	3.94	0.15	0.12	0.09
K_2O	3.77	3.22	3.45	4.22	2.18	3.72	0.69	1.51	0.33	0.67	0.42	0.27	0.09
P_2O_5	0.09	0.08	0.12	0.069	0.17	0.18	0.26	0.15	0.014	0.16	0.43	0.22	0.15
ППП	3.62	3.40	3.46	3.06	7.31	5.16	15.32	5.93	0.63	6.3	37.06	32.93	34.98
Сумма / Total	99.73	99.30	99.41	99.87	99.69	100.01	99.49	99.73	99.44	99.110	99.88	99.6	99.74
CO_2	0.1	0.1	0.1	0.1	4.15	2.69	12.65	2.8	0.1	3.55	34.79	31.01	32.78
DF (x)	1.85	2.06	1.71	1.39	2.1	1.64	2.8	1.62	2.5	0.26	-	-	-
ГМ	0.38	0.40	0.36	0.33	0.26	0.24	0.22	0.29	0.03	0.5	0.20	0.07	0.06
ТМ	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.07	0.04	0.06	0.04
ЖМ	0.33	0.38	0.40	0.31	0.36	0.31	0.44	0.52	0.75	0.45	0.33	0.38	0.43
ФМ	0.12	0.13	0.15	0.10	0.15	0.11	0.27	0.16	0.02	0.23	0.25	0.27	0.38
НКМ	0.28	0.25	0.3	0.34	0.280.18	0.41	0.29	0.29	0.23	0.28	0.29	0.31	0.18
АМ	0.28	0.28	0.24	0.24	0.18	0.17	0.15	0.18	0.02	0.32	0.14	0.05	0.04

Примечание: 1, 2 — хлорит-кварц-серицитовые филлитовидные сланцы; 3, 4 — хлорит-серицит-кварцевые филлитовидные сланцы, 5—7 — карбонатсодержащие хлорит-мусковит-кварцевые филлитовидные сланцы, 8 — карбонатсодержащие альбит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, 9 — кварциты, 10 — карбонатсодержащие эпидот-кварц-альбит-хлоритовые породы, 11—13 — углеродсодержащие кварц-карбонатные породы.

Note: 1,2 — chlorite-quartz-sericite phyllitic shales, 3, 4 — chlorite-sericite-quartz phyllite shales, 5—7 — carbonate-containing chlorite-muscovite-quartz phyllitic schists, 8 — carbonate-containing albite-chlorite-muscovite-quartz schists, 9-quartzites, 10 — carbonate-containing epidote-quartz-albite-chlorite, 11—13 — carbon-bearing quartz-carbonate rocks.

щью петрохимических модулей (ГМ, АМ, НКМ, ФМ, ЖМ, ТМ) можно классифицировать осадочные породы и обнаружить в них примесь вулканогенного материала.

Вычисленные значения дискриминантной функции DF(x) по составу всех типов филлитовидных сланцев и кварциту оказались больше 0.3, что указывает на осадочный генезис этих образований. Карбонатсодержащей эпидот-кварц-альбит-хлоритовой породе со значением функции 0.26 соответствует поле неопределенности.

Точки составов первых двух групп бескарбонатных филлитовидных сланцев на диаграмме А. Н. Неелова (рис. 3) занимают область полимиктовых и граувакковых алевропелитовых аргиллитов и алевролитов. По значению гидролизатного модуля они относятся к нормо- и гипосиалитам (ГМ 0.33—0.40). На существенную долю глинистого материала в рассматриваемых породах указывают повышенные значения алюмокремниевого модуля (АМ 0.24—0.28) и пониженные — нормированной щелочности (НКМ 0.25—0.3).

Составы карбонатсодержащих филлитовидных сланцев, согласно диаграмме А. Н. Неелова, соответствуют карбонатистым и железистым полимиктовым песчаникам. Содержание CO_2 в них колеблется от 2.69 до 12.65 %. В породах с максимальным содержанием CO_2, CaO и MgO уменьшаются количества кремнезема, глинозема и щелочей. По значениям петрохимических модулей породы являются псевдомиосилитами. Повышенное содержание MgO связано с присутствием в породе доломита и, возможно, высокомагниевого хлорита. Изученные в шлихах зерна цирконов, которые не подвергаются перекристаллизации при низких ступенях метаморфизма, имеют размеры меньше 0.05 мм. Следовательно, несмотря на пониженные значения алюмокремниевого модуля (АМ 0.15—0.18), соответствующие песчаникам, основная доля осадочного материала при формировании протолитов этих сланцев принадлежала частицам алевритовой размерности.

Кварцит с содержанием кремнезема 94.48 % на диаграмме А. Н. Неелова обнаруживает схожесть с псаммитолитами и ультрасилицитами. Порода имеет низкие значения ГМ — 0.03, АМ — 0.02 и ФМ — 0.02, повышенные ЖМ — 0.75 и относится к гиперсилиту. На аквагенную природу кварцита может указывать яшмовидный облик породы.

Согласно диаграмме А. Н. Неелова, карбонатсодержащая мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовая порода по составу соответствует области пересечения андезит-базальтоида и карбонатистого железистого аргиллита. Порода относится к псевдосуперсиалиту. На повышенное содержание в породе MgO влияет присутствие доломита, а также, скорее всего, вулканического материала основного состава. Учитывая сочетание высоких значений ФМ — 0.23 и ТМ — 0.07 и пониженного значения ЖМ — 0.45, можно сделать предположение, что протолитом рассматриваемого метаморфита служила вулканическая порода основного-среднего состава с примесью терригенного материала — туф.

Кварц-карбонатные углеродсодержащие породы, согласно классификации А. Н. Неелова и Я. Э. Юдо-

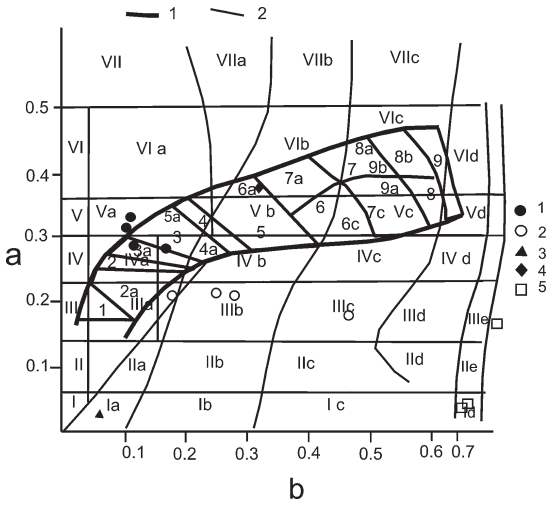

Рис. 3. Распределение точек составов пород немурюганской свиты на диаграмме А. Н. Неелова [9]: а — Al_2O_3/SiO_2, ат. кол.; b — Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO, ат. кол.

Поля: 1 — магматических пород, 2 — осадочных образований. Условные обозначения: 1 — риолиты, 2 — риолит-дациты, 2а — трахириолит-дациты, 3а — трахидациты, 3 — дациты, 4 — андезит-дациты, 4а — трахиандезит-дациты, 5 — андезитоиды, 5а — трахиандезиты, 6 — андезит-базальтоиды, 6а — трахиандезит-базальты, 6с — толеитовые андезит-базальты, 7 — базальтоиды, 7а — трахибазальты, 7с — толеитовые базальты, 8 — базанит-базальтоиды, 8а — трахибазанит-базальты, 8b — щелочные базанит-базальты, 9а — оливиновые базанит-базальты, 9 — базанитоиды, 9b — трахибазаниты. Поля осадочных пород: I — мономиктовые псаммитолиты, силициты: Ia — слабокарбонатистые, Ib — карбонатистые, Ic — карбонатные, Id — песчанистые карбонатолиты; II — олигомиктовые псаммитолиты, силициты: IIa — слабокарбонатистые, IIb — карбонатистые, IIc — карбонатные, IId — песчаные карбонатолиты; III — кислые туффиты, субсилициты: IIIa — аркозы, IIIb — граувакковые песчаники, туффиты среднего состава, IIIc — карбонатные, IIId — песчаные карбонатолиты; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IVa — полимиктовые алевролиты, IVb — граувакковые алевролиты, аргиллиты, туффиты основного состава, IVc — карбонатные алевролиты, IVd — алевролитовые карбонатолиты; V — Va — алевропелитовые аргиллиты: Vb — карбонатистые, Vc — карбонатные, Vd — мергели; VI — Va — пелитовые аргиллиты: VIb– карбонатистые, VIc — карбонатные, VId — мергели. Точки составов пород немурюганской свиты: 1 — бескарбонатные филлитовидные сланцы, 2 — карбонатсодержащие филлитовидные сланцы, 3 — кварцит, 4 — карбонатсодержащий эпидот-кварц-альбит-хлоритовый сланец, 5 — кварц-карбонатные породы

Fig. 3. Distribution of points of rock compositions of nyaroveyskaya series on the diagram a (Al_2O_3/SiO_2, atomic ratio) — b(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO+CaO, atomic ratio) A. N. Neelova.

Fields of magmatic rocks (1): 1 — rhyolite, 2 — rhyolite-dacites, 2a — trachyrhyolite-dacites, 3a — trachydacites, 3 — dacitoides, 4 — andesite-dacitoides, 4a — trachyandesite-dacites, 5 –andesitoides, 5a — trachyandesites, 6 — andesite-basalts, 6a — trachyandesite-basalts, 6c — tholeiitic andesite-basalts, 7 — basalts, 7a — trachybasalts, 7c — tholeiitic basalts, 8 — basanite-basalts, 8a — trachybasanite-basalts, 8b — alkaline basanite-basalts, 9 — basanitoids, 9a — olivine basanites, 9b — trachybasanites. Fields of sedimentary rocks (2): I — monomictic psammitolites, silicites: Ia — low carbonaceous, Ib — carbonaceous, Ic — carbonate Id — arenaceous carbonates; II — oligomictic psammitolites, silicites: IIa — low carbonaceous, IIb — carbonaceous, IIc — carbonate, IId — sandy carbonatolites; III — acid tuffites, subsilicites: IIIa — arkoses, IIIb — graywacke sandstones, tuffites with medium composition, IIIc — carbonate, IIId– sandy carbonatolites; IV — oligomictic siltstones, acid tuffites: IVa — polymictic aleurolites, IVb– graywacke aleurolites, argillites, tuffites with basic composition, IVc — calcareous aleurolites, IVd — aleurolite carbonatolites; V – Va — aleuropeliticargillites: Vb — carbonaceous, Vc — carbonate, Vd — marls; VI — VIa — pelitic argillites: VIb — carbonaceous, VIc — carbonate, VId — marls. The points of composition of the rocks of nemuryugan series: 1 — non-carbonate phyllite shales; 2 — carbonate-bearing phyllite shales; 3 — quartzite; 4 — carbonate-bearing epidote-quartz-albite-chlorite shale; 5 — quartz-carbonate rocks

вича, совпадают с песчанистыми и ультрасилицитовыми карбонатолитами. Содержание кремнезема в этих породах варьирует от 13.66 до 23.12 %, MgO — от 2.7 до 8.43 %, CaO — от 31.46 до 42.77 %, CO_2 — от 31.01 до 34.79 %. Карбонатолиты имеют низкие значения ГМ — 0.06—0.2 и АМ — 0.04—0.14.

На модульной диаграмме ГМ — $Na_2O + K_2O$ (рис. 4) точки составов бескарбонатных филлитовидных сланцев в отличие от метапелитов и метаалевропелитов нижележащей няровейской серии [12] образуют отрицательную корреляцию, так же как и точки метатуфов няровейской серии. Возможно, они являются петрогенными метаосадочными образованиями. Точки составов карбонатсодержащих филлитовидных сланцев занимают область между углеродсодержащими кварц-карбонатными породами и бескарбонатными сланцами.

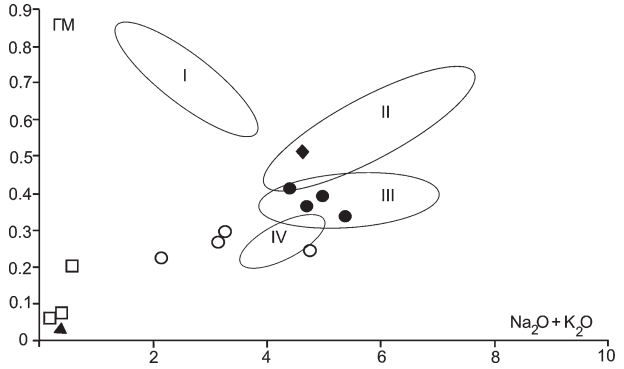

Рис. 4. Распределение точек составов пород немурюганской свиты на диаграмме ГМ ($TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$) / SiO_2 — сумма щелочей. Точки составов пород см. на рис. 3. Поля пород няровейской серии [12]: I — метатуфы основного состава, II — метаалевропелиты, III — метапелиты, IV — метаморфизованные граувакковые песчаники и алевролиты

Fig. 4. Distribution of the points of the composition of the rocks of nemuryugan suite on diagram HM ($TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$) / SiO_2 — total of alkali. The points of the rock compositions are shown in Fig. 3. Fields of rocks of the nyarovey series [12]: I — metatuffs of basic composition, II — metaleuropelites, III — metapelites, IV — metamorphosed greywacke sandstones and siltstones

Важную информацию об условиях формирования породы и составах источников сноса терригенного материала несет геохимический состав пород: редкоземельные (REE) и редкие элементы.

Кварцит образует крутой спектр содержаний редкоземельных элементов с неярко выраженной европиевой аномалией (рис. 5, a), содержания La и Yb соответственно в 17 и 0.5 раз выше хондритовых. По сравнению с PAAS, терригенными и терригенно-кремнистыми образованиями нижележащей няровейской серии [11] кварцит имеет низкие содержания как REE, так и редких элементов Sc, Be, Ga, Cs, Co, Ni, Nb, Ta, Zr и т. д. (табл. 2). По геохимическому составу рассматриваемая порода наиболее схожа с приведенными для сравнения (рис. 5, a) кремнистой породой Сихотэ-Алиня [6] и углеродсодержащим кварцитом няровейской серии [11] — метафтанитом.

Филлитовидные сланцы имеют высокие содержания легких редкоземельных элементов и низкие — тяжелых (рис. 5, b). Спектр содержаний REE образуют крутую линию с европиевой аномалией, содержания La и Yb выше хондритовых соответственно в 61—133 и 1—5.6 раз. По сравнению с терригенными образованиями няровейской серии и PAAS они характеризуются дефицитом тяжелых редкоземельных и редких (Co, Ni, Sc, Ga) элементов и наиболее близки по геохимическому составу к углеродсодержащим метаморфизованным кремнистым и терригенно-кремнистым образованиям няровейской серии [11]. Это сходство дает возможность предполагать, что протолиты сланцев немурюганской серии сформировались в условиях слабого или непостоянного поступления терригенного материала (на что также может указывать полосчатость пород) и представляли собой кремнистые, кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-алевритовые породы. Но наиболее вероятно, что геохимический состав филлитовидных сланцев немурюганской свиты унаследован от материнских пород — образований преимущественно кислого, а возможно и среднего состава, которые характеризуются высоким количеством легких редкоземельных элементов и дефицитом тяжелых элементов, а также Nb, Sc, Co, Ga, Ni, Zr. Подобный состав имеют островодужные гранитоиды [14], докембрийские метариолиты и метадациты зеленокаменных поясов [7] и породы архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГ) [1]. Вариации в содержаниях тяжелых редкоземельных элементов могут быть связаны с периодичностью поступления терригенного материала основного состава.

Карбонатсодержащая мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовая порода —метатуф основного-среднего состава, имеет низкое содержание редкоземельных элементов (16 г/т) и образует пологий спектр распределения элементов относительно хондрита с небольшим европиевым минимумом (рис. 5, c). Количество La и Yb выше хондритовых соответственно в 10 и 2.5 раза. Такой спектр характерен для базальтов островных дуг, океанов и задуговых морей. Рассматриваемая порода, так же как и приведенный для сравнения метавулканит (табл. 2) верхних частей нижележащей минисейшорской свиты няровейской серии, имеет низкие содержания Nb, Ta и Zr, что является показателем надсубдукционных обстановок.

Углеродсодержащие кварц-карбонатные породы, как и метатуф, имеют низкие содержания редкоземельных элементов — 9—22 г/т и образуют пологий спектр распределения этих элементов относительно хондрита без европиевой аномалии, La и Yb выше хондритовых соответственно в 7—17 и 2 раза (рис. 5, c). По всей видимости, в питающей провинции для этих пород преобладали магматиты основного состава. Не исключено, судя по низким количествам элементов-примесей, что протолитом для кварц-карбонатных метаморфитов служили кремнисто-карбонатные отложения. В карбонатолитах наблюдается повышенное количество Sr — 634—752 г/т, что может быть свидетельством нерифового происхождения этих образований. Такие высокостронциевые карбонатные породы могут переслаиваться с турбидитами, кремнями и мергелями [17]. Согласно работе Е. Ф. Летниковой [7], высокие

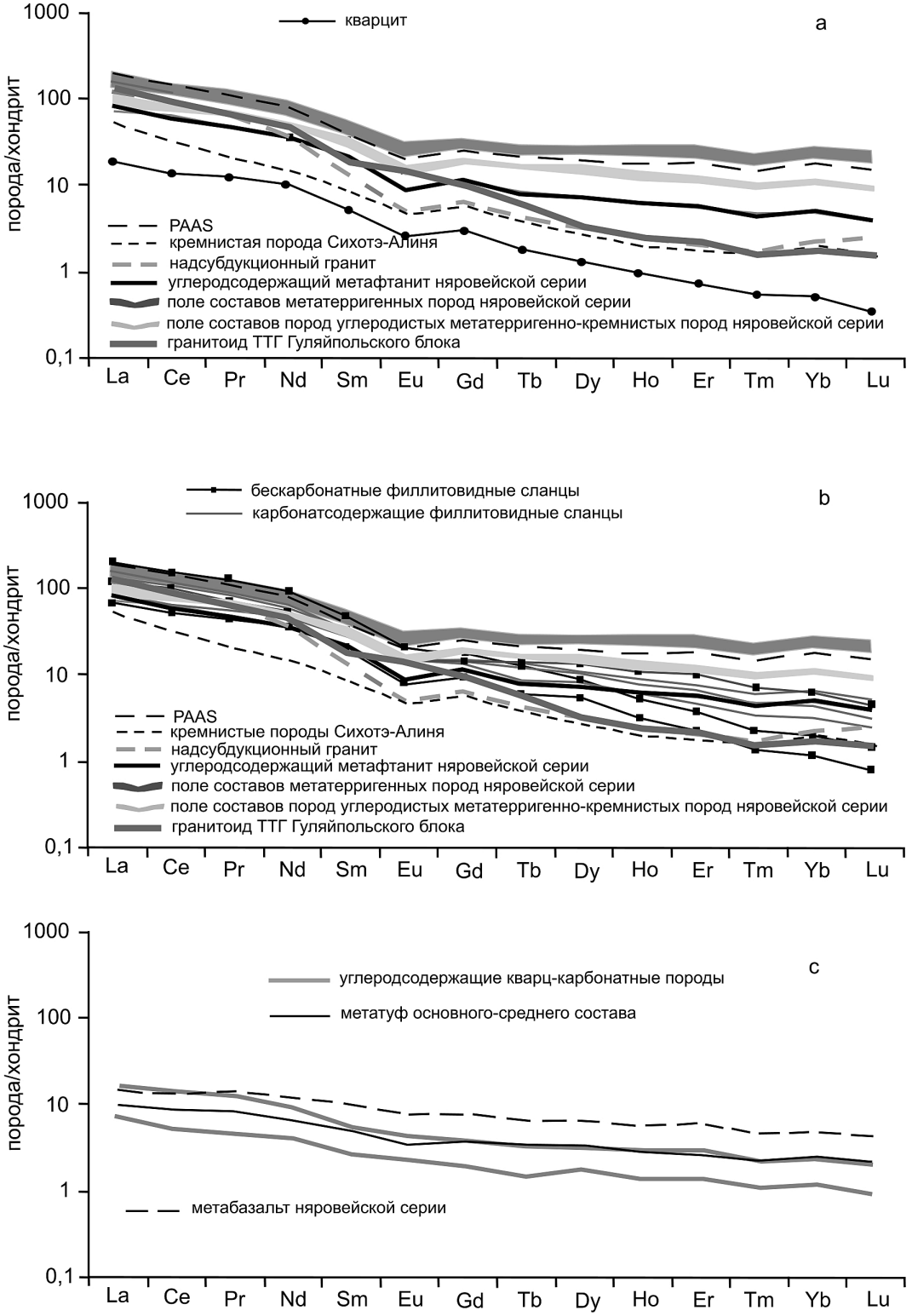

Рис. 5. Содержания редкоземельных элементов в породах немурюганской свиты (a — кварцит, b — филлитовидные сланцы, c — метатуф и углеродсодержащая кварц-карбонатная порода), нормированных по составу хондрита [18]. Для сравнения приведены спектры содержания элементов PAAS [10], кремнистой породы Сихотэ-Алиня [7], надсубдукционного гранита [14], гранитоида ТТГ Гуляйпольского блока [1], пород няровейской серии [12]

Fig. 5. The contents of rare-earth elements in the rocks of the nemuryugan suite (a — quartz rock, b — phyllite shales, c — quartz-carbonate rocks and metatuff) normalized by the composition of chondrites [18]. For comparison, the spectra of the contents of the elements PAAS [10], siliceous rocks Sikhote-Alin [6], suprasubduction granite [14], granite TTG Gulyaipolski block [1], rocks of the nyarovei series [12] are given

Таблица 2. **Содержания редких и редкоземельных элементов в породах немурюганской свиты (1) и в метабазальте няровейской серии (2), г/т**

Table 2. **Contents of rare and rare-earth elements in the rocks of the nemuryugan suite (1) and in the metabasalt of the nyarovey series (2), ppm**

Элементы Elements	1										2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	НМ-20	НМ-29	НМ-18	НМ-17	НМ-19	НМ-24	НМ-22	НМ-26	НМ-25	НМ-28	НМ-14
Li	17,9	22,1	25,1	24,9	7,02	22	4,74	40,4	0,914	0,496	33,7
Be	0,635	0,134	0,689	0,225	0,218	0,403	0,032	0,127	0,072	0,093	0,115
Sc	3,1	0,762	4,71	1,46	1	4,41	0,169	4,41	0,845	0,446	24,8
Co	7,7	9,32	10,4	5,68	6,51	9,28	1,06	21,7	1,31	0,926	31,5
Ni	14,6	16,9	22,8	14,7	8,71	27,5	3,79	46,5	13	12,2	45,9
Cu	1	4,8	18	7,54	7,56	14,5	3,37	29,2	1,28	1,19	40,5
Ga	6,54	3,54	8,17	3,87	2,26	6,36	0,958	7,31	0,296	0,071	13,2
Sr	23,7	7,45	14,3	53,7	33,8	72,2	1,26	61,2	752	634	96,9
Y	3,32	2,54	11,2	4,33	5,87	8,71	0,858	3,6	5,19	2,83	8,8
Zr	9,66	8,88	8,83	6,17	11,7	6,19	10,9	8,91	10,8	16,1	3,58
Nb	0,377	0,0269	0,0977	0,0738	0,0891	0,128	0,274	0,0714	0,0974	0,181	0,49
Cs	1,23	0,341	1,76	0,479	0,72	0,736	0,0387	0,0683	0,0934	0,0159	0,04
La	41,6	14,7	25,1	32,1	30,4	15,4	4,19	2,48	4,09	1,77	3,85
Ce	83,7	28,7	52,7	65,7	61,3	33,6	8,07	5,56	8,77	3,38	9,16
Pr	10,1	3,61	6	7,01	7,16	4,46	1,05	0,776	1,09	0,429	1,36
Nd	37,2	14,9	22,9	25,4	26,7	18,4	4,31	3,27	4,38	1,88	6,3
Sm	6,41	2,75	4,26	4,56	4,81	3,69	0,789	0,794	0,864	0,423	1,69
Eu	1,12	0,437	0,848	0,688	0,767	0,8	0,148	0,206	0,256	0,142	0,49
Gd	3,71	1,8	3,63	2,44	3,49	2,72	0,552	0,828	0,819	0,419	1,8
Tb	0,433	0,219	0,522	0,322	0,476	0,402	0,0694	0,141	0,13	0,0651	0,297
Dy	2	1,18	3	1,81	2,37	2,37	0,315	0,873	0,825	0,409	1,82
Ho	0,28	0,169	0,574	0,311	0,43	0,468	0,0528	0,182	0,175	0,0837	0,375
Er	0,554	0,343	1,5	0,688	0,998	1,16	0,117	0,487	0,494	0,239	1,05
Tm	0,062	0,0372	0,18	0,0892	0,13	0,16	0,0146	0,0718	0,0669	0,0328	0,147
Yb	0,298	0,183	0,958	0,493	0,684	0,998	0,0776	0,436	0,405	0,203	0,881
Lu	0,0385	0,0211	0,119	0,066	0,0864	0,137	0,0099	0,0628	0,0626	0,0288	0,136
Th	17,9	11,7	14,2	9,11	11,7	6,64	1,7	1,15	1,31	0,748	0,377

Примечание: 1, 2 — хлорит-кварц-серицитовые филлитовидные сланцы, 3 — хлорит-серицит-кварцевые филлитовидные сланцы, 4, 5 — карбонатсодержащие хлорит-мусковит-кварцевые филлитовидные сланцы, 6 — карбонатсодержащие альбит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, 7 — кварциты, 8 —карбонатсодержащие эпидот-кварц-альбит-хлоритовые породы, 9, 10 — углеродсодержащие кварц-карбонатные породы.

Note: 1, 2 — chlorite-quartz-sericite phyllitic schists, 3 — chlorite-sericite-quartz phyllite-schists, 4, 5 — carbonate-containing chlorite-muscovite-quartz phyllite schists, 6 — carbonate-containing albite-chlorite-muscovite-quartz schists, 7 — quartzites, 8 — carbonate-containing epidote-quartz-albite-chlorite, 9, 10 — carbon-bearing quartz-carbonate rocks.

содержания стронция характерны для карбонатолитов задуговых бассейнов.

Петрохимические особенности пород указывают на то, что существенная доля в формировании протолитов филлитовидных сланцев принадлежала глинам и карбонатистым полимиктовым алевритам. По геохимическому составу кварцит и филлитовидные сланцы схожи с метаморфизованными углеродсодержащими силицитами няровейской серии, островодужными гранитоидами и гнейсами зеленокаменных поясов. Породы немурюганской свиты имеют геохимические особенности, характерные для надсубдукционной обстановки.

Заключение

Породы нижней части немурюганской свиты представлены переслаивающимися филлитовидными сланцами, кварцитами, карбонатсодержащими эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, углеродсодержащими кварц-карбонатными породами и мраморами. Филлитовидные сланцы по минеральному составу подразделяются на бескарбонатные: хлорит-кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и карбонатсодержащие: хлорит-мусковит-карцевые, альбит-хлорит-мусковит-кварцевые разновидности. Породы вторично окварцованы и кальцитизированы.

Филлитовидные сланцы, кварциты и углеродсодержащие кварц-карбонатные породы являются первично-осадочными образованиями. Протолитами для карбонатсодержащих эпидот-кварц-альбит-хлоритовых сланцев служили осадочно-вулканогенные образования основного-среднего состава — туфы.

Углеродсодержащие кварц-карбонатные породы, скорее всего, имеют нерифовое происхождение из-за высокого содержания стронция.

Существенную долю в образовании протолитов филлитовидных сланцев играл глинистый и алевритовый материал. Кварциты и филлитовидные слан-

цы могут иметь соответственно аквагенное и аквагенно-терригенное происхождение. Это предположение основывается только на геохимическом сходстве этих пород с метафтанитами няровейской серии и требует дополнительных доказательств. По всей видимости, редкоэлементный состав филлитовидных сланцев характеризует терригенную составляющую и унаследован от материнских пород. Учитывая геохимические особенности изученных пород немурюганской свиты, характерные для образований надсубдукционной обстановки, можно предположить, что протолиты переслаивающихся филлитовидных сланцев, кварцитов, карбонатсодержащих эпидот-кварц-альбит-хлоритовых и углеродсодержащих кварц-карбонатных пород могли образоваться в глубоководной части задугового моря.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Литература

1. *Артеменко Г. В., Самборская И. А., Швайко И. А., Калинин В. И.* Особенности гранитоидного магматизма в Гуляйпольской гранит-зеленокаменной структуре (Приазовский мегаблок УЩ) // Минералогический журнал (Украина). 2010. 32. № 4. С. 63—76.

2. *Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310—313.

3. *Гракова О. В.* Термодинамические условия метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 6 (270). С. 13—19.

4. *Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

5. *Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Никулина И. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.

6. *Кемкин И. В., Кемкина Р. А.* Геохимические особенности кремней таухинского террейна Сихотэ-Алиня и фациальные обстановки их образования // ДАН. 2014. Т. 455. № 6. С. 687—692.

7. *Лаврик С. Н., Мишкин М. А.* Геохимия и происхождение метавулканитов холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита) // Геохимия. 2010. № 6. С. 632—645.

8. *Летникова Е. Ф.* Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70—81.

9. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

10. *Тейлор С. Р., МакЛеннан С. М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.

11. *Уляшева Н. С.* Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования верхнепротерозойских отложений няровейской серии // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 20—30.

12. *Уляшева Н. С., Гракова О. В.* Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24—35.

13. *Уляшева Н. С., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б.* U—Pb LA-SF-ICP-MS-датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы всерос. науч. конф. с междунар. участием. Сыктывкар, 2017. С. 223—224.

14. *Ферштатер Г. Б.* Геохимические тренды габбро и гранитов Урала, отражающие историю геологического развития подвижного пояса // Геохимия. 2015. № 12. С. 1094—1109.

15. *Цимбалюк А. В.* Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала: Труды ЗапСибНИГНИ, выпуск 52. Тюмень, 1972. 261 с.

16. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

17. *Юдович Я. Э. Майдль Т. В., Иванова Т. И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.

18. *Sun S. S., McDonough W. F.*, 1989 Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 1989. P. 313—345.

References

1. Artemenko G. V., Samborskaya I. A., Shvaiko I. A., Kalinin V. I. *Osobennosti granitoidnogo magmatizma v gulyaipolskaya granit-zelenokamennoi strukture* (Priazovskii megablok USch) (Features of granitoid magmatism in granite-greenstone structure (Asov mageblock). *Mineralogicheskii zhurnal (Ukraina*), 2010. 32, No. 4, pp. 63—76.

2. Velikoslavinskii S. D., Glebovitskii V. A., Krylov D. P. *Razdelenie silikatnyh osadochnyh i magmaticheskih porod po soderzhaniyu petrogennyh elementov s pomosch'yu diskriminantnogo analiza* (Division of silicate sedimentary and magmatic rocks by content of petrogenic elements with the help of discriminant analysis). Doklady Earth Sciences, 2013, V.453, No. 3, pp. 310—313.

3. Grakova O. V. *Termodinamicheskie usloviya metamorfizma verhneproterozoiskih otlozhenii Polyarnogo Urala* (Thermodynamic conditions of metamorphism of Upper Proterozoic deposits of Polar Urals). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, No. 6 (270), pp. 13—19

4. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Polyarno-Ural'skaya. Listy Q-42-I, II. Ob'yasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. Second edition. Series Polar Urals. Sheet Q-42-I-II. Explanatory note). St. Petersburg: VSEGEI, 2007, 340 pp.

5. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A., Nikulina I. A. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Polyarno-Ural'skaya. List Q-42-VII, VIII (Obskoi). Ob'yasnitel'naya zapiska*. (State geological map of the Russian Federation, scale

1:200000. Second edition. Series Polar Urals. Sheet Q-42-VII-VIII (Obskaya). Explanatory note). St. Petersburg: VSEGEI, 2014, 384 pp.

6. Kemkin I. V., Kemkina R. A. *Geohimicheskie osobennosti kremnei tauhinskogo terreina Sihote-Alinya i fatsial'nye obstanovki ih obrazovaniyayu* (Geochemical features of chalcedony of tauhinsky terrain of Sikhote-Alin and facial environments of their formation). Doklady Earth Sciences, 2014, 455, No. 6, pp. 687—692.

7. Lavrik S. N., Mishkin M. A. *Geohimiya i proishozhdenie metavulkanitov holodnikanskogo zelenokamennogo poyasa (yug Aldanskogo schita)* (Geochemistry and genesis of metavolcanites of kholodnikansky greenstone belt (South Aldan shield). Geohimiya, 2010, No. 6, pp. 632—645.

8. Letnikova E. F. *Geohimicheskaya spetsifika karbonatnyh otlozhenii razlichnyh geodinamicheskih obstanovok severo-vostochnogo segmenta paleoaziatskogo okeana* (Geochemical specifics of carbonate deposits of different geodynamic environments of north-eatern segment of paleoasian ocean). Litosfera, 2005, No. 1, pp. 70—81.

9. Neelov A. N. *Petrohimicheskaya klassifikatsiya metamorfizvannyh osadochnyh i vulkanicheskih porod* (Petrochemical classification of metamophized sedimentary and volcanic rocks). Nauka, 1980, 100 pp.

10. Teilor S. R., MakLennan S. M. *Kontinentalnaya kora, ee sostav i evolyutsiya* (Continental crust, its compositions and evolution). Moscow: Mir, 1988, 376 pp.

11. Ulyasheva N. S. *Geohimicheskie osobennosti i geodinamicheskaya obstanovka formirovaniya verhneproterozoiskih otlozhenii nyaroveiskoi serii* (Geochemical features and geodynamic settings of formation of Upper Proterozoic nyarovey rocks). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, No. 5, pp. 20—30.

12. Ulyasheva N. S., Grakova O. V. *Pervichnyi sostav porod nyaroveiskoi serii (Polyarnyi Ural)* (Primary composition of narovey rocks (Polar Urals). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2016, No. 2, pp. 24—35.

13. Ulyasheva N. S., Pystin A. M., Pystina Yu. I., Grakova O. V., Hubanov V. B. U-Pb *LA-SF-ICP-MS datirovanie tsirkonov iz verhneproterozoiskih otlozhenii Polyarnogo Urala* (U-Pb LA-SF-ICP-MS dating of zircons from Upper Proterozoic deposits of Polar Urals). Proceedings of conference. Syktyvkar, 2017. pp. 223—224.

14. Fershtater G. B. *Geohimicheskie trendy gabbro i granitov Urala, otrazhayuschie istoriyu geologicheskogo razvitiya podvizhnogo poyasa* (Geochemical trends of gabbro and granites of the Urals, reflecting history of geological development of mobile belt). Geohimiya, 2015, No. 12, pp. 1094—1109.

15. Tsimbalyuk A. V. *Doordovikskie i ordovikskie otlozheniya severnoi chasti Polyarnogo Urala* (Pre-Ordovician and Ordovician deposits of Northern Polar Urals). Geologiya i poleznye iskopaemye Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala (Geology and minerals of Subpolar and Polar Urals). Proceedings of West Siberian Institute of geology and geophysics, 52, Tyumen, 1972, 261 pp.

16. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Osnovy litohimii* (Basics of lithochemistry). St Petersburg: Nauka, 2000, 479 pp.

17. Yudovich Ya. E. Maidl T. V., Ivanova T. I. *Geohimiya strontsiya v karbonatnyh otlozheniyah* (Geochemistry of strontium in carbonate rocks). Leningrad: Nauka, 1980, 152 pp.

18. Sun S. S., McDonough W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 1989, pp. 313—345.

Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 551.799+551.35.063 DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-33-40

ЛИТОЛОГИЯ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО ОЗЕРА ОСТРОВА ОЛЕНИЙ В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ

В. В. Колька[1], Т. С. Шелехова[2], Н. Б. Лаврова[2], О. П. Корсакова[1]
[1] Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, *kolka@geoksc.apatity.ru*
[2] Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, *shelekh@krc.karelia.ru*

Проведено комплексное литологическое и микропалеонтологическое (диатомовый и палинологический анализы) изучение, радиоуглеродное датирование стратифицированных донных отложений, формирующих фациально разнородные осадочные толщи в изолированной котловине малого озера, расположенного в пределах Колвицкого грабена на острове Олений в Кандалакшском заливе Белого моря. Установлено, что стратиграфия фациально разнородных толщ в изученном водоеме связана с позднеголоценовой регрессией моря. Радиоуглеродное датирование фациальных переходов позволило определить время изоляции озерной депрессии от моря. Установлено, что скорость поднятия земной поверхности в районе исследованного озера значительно выше скоростей поднятия озер с такими же высотными отметками на берегах Кандалакшского залива. Это связано с дифференцированными неотектоническими движениями морфотектонических блоков.

Ключевые слова: *Кандалакшский залив, малое озеро, донные отложения, голоцен, литология, микропалеонтология, неотектоника.*

LITHOLOGY AND MICRO-PALEONTOLOGY OF SMALL LAKE BOTTOM SEDIMENTS OF THE OLENIY ISLAND IN KANDALAKSHA BAY OF THE WHITE SEA

V. V. Kolka[1], T. S. Shelekhova[2], N. B. Lavrova[2], O. P. Korsakova[1]
[1]Geological Institute of Kola Science Centre RAS
[2]Institute of Geology of Karelian Research Centre RAS

Lithological and micropaleontological (diatom and palinological analyses) study, radiocarbon dating of the stratified bottom sediments forming facially heterogeneous sedimentary sequences in a small lake isolated basin located within the limits of Kolvitsa Graben on the Oleniy Island in Kandalaksha Bay of the White Sea were carried out. We established that the stratigraphy of the facies of heterogeneous strata in the studied basin had been determined by the Late Holocene regression of the sea. Radiocarbon dating of facial transitions allowed identifying the time of isolation of the lake depression from the sea. We found out that the rate of earth's surface elevation in the study area? associated with the Oleniy Island, had been larger than in other Kandalaksha Bay coastal areas with similar altitudes. These differences were caused by the differentiated neotectonic movements of the morphotectonic blocks.

Keywords: *Kandalaksha Bay, small lake, bottom sediments, Holocene, lithology, micropaleontology, neotectonics.*

Введение

За последние годы проведено значительное количество комплексных исследований, посвященных изменению положения береговой линии Белого моря [5—10, 15, 16]. Их целью было восстановление палеогеографических и неотектонических условий развития отдельных районов Беломорья, ранее покрывавшихся ледником. В настоящей статье представлены новые литологические и микропалеонтологические данные, полученные при изучении донных отложений малого безымянного озера, расположенного на о. Олений в акватории Кандалакшского залива Белого моря (рис. 1).

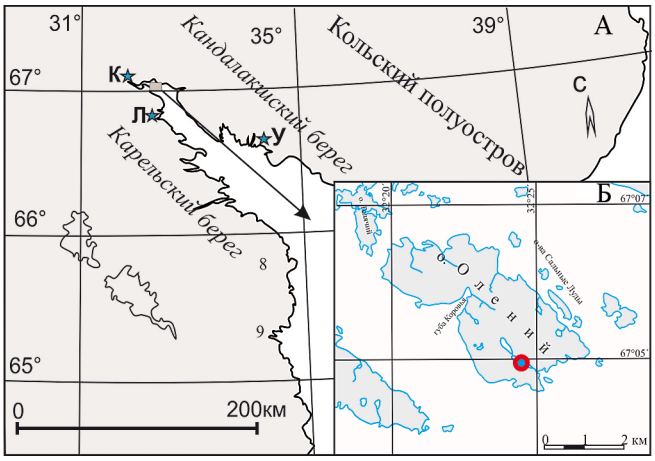

Рис. 1. Схема расположения района исследования (А) и положение изученного озера с абсолютной отметкой уреза воды 11.5 м н. у. м. (Б). Звездочками обозначены ранее изученные озера, расположенные на примерно одинаковых высотных отметках: К — в районе г. Кандалакши, Л — в районе поселка Лесозавод, У — в районе поселка Умба

Fig. 1. Schematic map of the study area (A) and the location of the studied lake with shore-line elevation 11.5 m a. s. l. (Б). Asterisks denote previously studied lakes, located at roughly the same elevations: K — in the area of Kandalaksha, L — near the Lesozavod village, U — near the Umba village

Эти работы выполнялись для выявления особенностей формирования донных отложений в условиях позднеледниковых и голоценовых тектонических перемещений земной коры в пределах такой тектонической структуры Балтийского кристаллического щита, как Колвицкий грабен. Полученные данные могут показать влияние тектонической составляющей на скорость, амплитуду и направление перемещения морфологических блоков земной коры, а также береговой линии моря в Кандалакшском заливе.

Район работ

Безымянное озеро (67°05'04"с. ш., 32°23'47"в. д.), выбранное в качестве объекта исследования, расположено на острове Олений в акватории Кандалакшского залива Белого моря (рис. 1, А, Б). Здесь развит равнинный, с отдельными грядами и холмами структурно-денудационный рельеф. Докембрийское основание в районе работ соотносится с Лапландско-Беломорским гранулито-гнейсовым подвижным поясом палеопротерозойской консолидации, вдоль оси которого в среднем — позднем рифее образовался Онежско-Кандалакшский палеорифт [1]. В акватории Кандалакшского залива палеорифт представлен двумя современными полуграбенами с переменной полярностью — Колвицким и Кандалакшским. Есть мнение, что Колвицкий грабен сформировался в позднепослеледниковое время [1], хотя конкретные подтверждения этому не приводятся.

Остров Олений расположен на пологом склоне Колвицкого полуграбена в вершине Кандалакшского залива Белого моря. Котловина рассматриваемого озера остаточного типа [17], вытянута с северо-запада на юго-восток на 800 м при ширине до 100 м. Абсолютная отметка уреза воды в озере составляет 11.5 м над уровнем моря (н. у. м.), площадь зеркала воды — 0.135 км^2. Максимальная глубина 7 м. Берега залесены, местами заболочены. С южной стороны из озера вытекает ручей, порог стока, образованный коренными породами, находится на высоте 11 м н. у. м.

Материалы и методы

Материалом для комплексных литологических, микропалеонтологических исследований и радиоуглеродного (^{14}C) датирования, проведенных по стандартным методикам, послужила 1.1-метровая колонка донных отложений из котловины исследуемого озера. Керн донных осадков получен при ручном бурении в самом глубоком плоскодонном месте озера, где наиболее вероятно встретить полный, ненарушенный оползанием или волнением разрез отложений. Литологическое изучение (рис. 2, табл. 1) проведено для всей осадочной последовательности. Из керна отбирались пробы по 1—2 см для диатомового и палинологического анализов и по 6—8 см для радиоуглеродного (^{14}C) датирования. Техническая обработка проб и подготовка постоянных препаратов для палинологического и диатомового анализов осуществлялись по общепринятым методикам [2—4, 13, 14]. ^{14}C-датирование выполнялось на образцах гиттии в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (ГИН РАН) по стандартной методике с применением традиционного сцинтилляционного метода. Калибровка ^{14}C-дат проводилась по программе CalPal (http://www.calpal_online.de/).

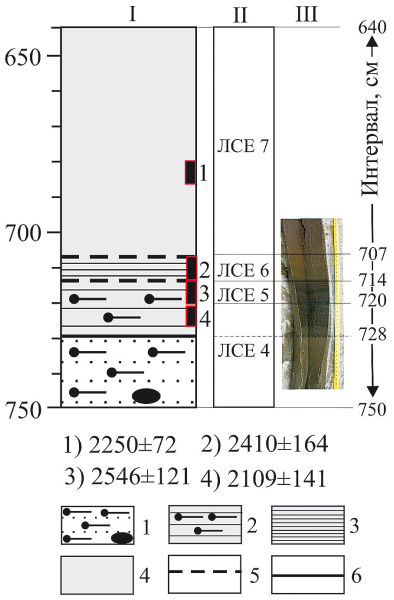

Рис. 2. Разрез донных отложений из котловины озера, расположенного на острове Олений (I), выделенные литолого-стратиграфические единицы (II), фотография последовательности донных отложений (III). Условные обозначения: 1 — песок с алевритом, единичными зернами гравия; 2 — переслаивание гиттии и алеврита; 3 — гиттия тонкослоистая; 4 — гиттия монотонная; переходы между слоями: 5 — постепенный; 6 — резкий. Радиоуглеродные пробы обозначены прямоугольниками с номерами, внизу — калиброванный возраст

Fig.2. Section of the bottom sediments from the lake depression located on Oleniy Island (I), identified lithologic-stratigraphic units (II), photo of the studied bottom sediments sequence (III). Legend: 1 — sand with silt and single grains of gravel; 2 — fine-laminated gyttja and silt; 3 — fine-laminated gyttja; 4 — structureless gyttja; transitions between layers: 5 — gradual; 6 — sharp. Radiocarbon samples are shown by square with numbers; the calibrated age for each sample is given below

Результаты исследований

Литологическая характеристика донных отложений и датировки. В изученной колонке по визуальным признакам была предварительно установлена регрессивная последовательность осадков фаций III (морские), IV (переходной зоны от морских к пресноводным) и V (пресноводные) [5]. Впоследствии принадлежность конкретных отложений к указанным фациям была подтверждена и скорректирована диатомовым анализом. Литологический разрез донных осадков и их характеристики представлены на рис. 2 и в табл. 1.

Из разреза донных осадков озера было получено 4 ^{14}C-датировки (рис. 2, табл. 2). Датирование проведено для переходного интервала, представленного переслаиванием кластогенного осадка (здесь и далее по тексту — алеврита) и органогенного осадка (здесь и далее по тексту — гиттии) и слоистой гиттией (слои 3 и 2 соответственно, табл. 1), а также для средней части монотонной гиттии (слой 1, табл. 1). Для нижнего об-

Таблица 1. **Литологическое описание донных осадков из котловины озера с отметкой порога стока 11.0 м н. у. м., расположенного на о. Олений в Кандалакшском заливе Белого моря**

Table 1. **Lithology of the bottom sediments from the lake with threshold at 11.0 m a. s. l., located on Oleniy Island in the Kandalaksha Bay of the White Sea**

Номер слоя Stratum	Глубина от поверхности воды, см Depth from surface, cm	Мощность слоя, см Thickness, cm	Краткое описание (сверху вниз) Description (downward)
0	0—640	640	Озерная вода / Lake water
1	640—707	67	Гиттия темно-коричневая, монотонная, без макроостатков растительности. Верхние 10 см осадка сильно обводнены, разжижены Structureless dark brown gyttja without plant macrofossils. The upper 10 cm of sediments are strongly watered, diluted
2	707—714	14	Гиттия светло-коричневая, тонкослоистая. Переход в вышележащий слой постепенный, выделяется по изменению цвета и текстуры Finely laminated light-brown gyttja. The transition to the overlying layer is gradual, stands out by changing color and texture
3	714—728	14	Тонкое переслаивание гиттии и алеврита. Слойки мощностью от 1 до 6 мм. Слоистость отмечается по цвету (слойки темно-коричневого цвета и серого). Переход в вышележащие породы постепенный Fine lamination of gyttja and silt. Laminae thickness is from 1 to 6 mm. Stratification is marked by colour (dark brown and grey). The transition to the overlying rocks is gradual
4	728—750	22	Песок с алевритом серого цвета. До отметки 735 см преимущественно тонкозернистый песок с включениями крупнозернистого песка и единичными зернами гравия. В интервале 735—728 см алеврит с темными прожилками. Переход в вышележащий интервал резкий, выделяется по цвету Sand with gray silt. Up to 735 cm mostly fine-grained sand with coarse-grained sand and single grains of gravel. In the interval 735—728 cm silt with dark veins. The transition to the overlying interval is sharp, stands out by color

разца из слоя 3 (табл. 1) отмечается инверсия возраста. Подробный геохимический анализ донных осадков бореальных озер, подвергавшихся ^{14}C-датированию, и особенности такого датирования описаны ранее и позволяют объяснить полученную инверсию возраста наличием в осадках деплетированного углерода [18, 19].

Результаты спорово-пыльцевого анализа. Изучение спор и пыльцы выполнено в осадках слоев 1—4 (табл. 1) для определения фаз развития растительности, зависящих как от климатических изменений, так и от непосредственного влияния на фитоценозы положения береговой линии моря. В результате были выделены 4 палинозоны (*ПЗ*), представленные на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3). На протяжении всего периода накопления осадков в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) преоблада-

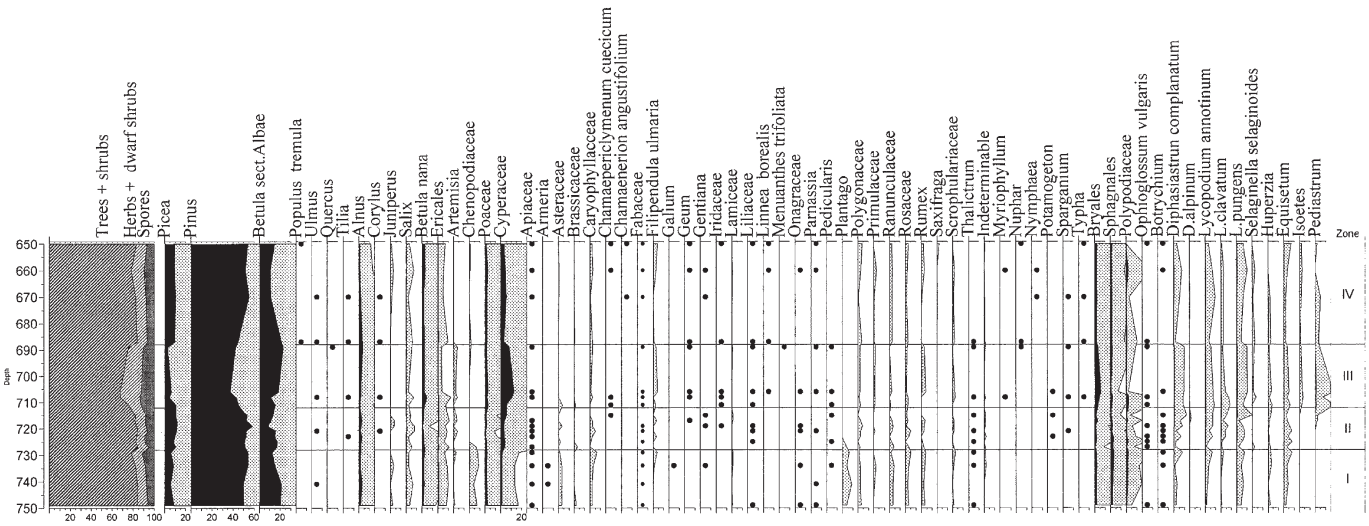

Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма, отражающая изменение растительности в позднем голоцене в районе острова Олений (аналитик Н. Б. Лаврова)

Fig. 3. Spore-pollen diagram indicated the changes in vegetation during the late Holocene in the Oleniy Island area (analyst N. B. Lavrova)

ет пыльца древесных пород, основные позиции занимает *Pinus*. Постоянные компоненты этой группы — *Betula* sect. *Albae* и *Picea*, вклад пыльцы кустарников *Alnus*, *Salix* незначителен, встречается *Juniperus*. Зафиксирована аллохтонная пыльца термофильных пород (*Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*), которая встречается спорадически. Доля *Salix*, *Betula nana*, Ericales не превышает 2% и постоянна по всему разрезу. Участие травянистых и спор невелико, среди них преобладают Cyperaceae, Poaceae, Bryales, Sphagnales, Polypodiaceae, Lycopodiaceae.

В СПС идентифицирована пыльца растений галофитов *Atriplex nudicaulis*, *Plantago maritima* и пыльца Asteraceae, по своим морфологическим признакам относящаяся к типу Aster. Изучение субрецентной пыльцы приморской полосы Белого моря и пыльцы современных растений позволило предположить, что эта пыльца продуцировалась астрой солончаковой (*Aster tripolium*). Этот вопрос был подробно рассмотрен в других работах [11, 12]. Следовательно, формирование СПС происходило в разных фациальных условиях осадконакопления: морских, переходных от морских к пресноводным и в озерных. Все выявленные фации подтверждаются результатами диатомового анализа.

ПЗ-1 (интервал 749—728 см, рис. 3) в целом соответствует пескам и алевритам серого цвета (слой 4, табл. 1). Количество пыльцы *Pinus* (~55 %) и *Picea* (7—10 %) постоянно, доля *Betula* sect. *Albae* снижается от 20 до 10 %, участие пыльцы *Betula nana* не превышает 3 %, отмечена пыльца *Juniperus*, *Salix*. Среди трав доминирует Poaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, в разнотравье идентифицирована пыльца *Filipendula ulmaria, Armeria, Gentiana, Parnassia, Pedicularis, Plantago, Rumex, Thalictrum,* Apiaceae,Asteraceae Caryophyllaceae, Fabaceae, Lamiaceae, Onagraceae, Polygonaceae, Primulaceae, Ranunculaceae, Rosaceae. Среди споровых основные позиции занимают мхи Bryales, Sphagnales, меньше вклад спор Polypodiaceae, Lycopodiaceae (*Diphasiastrum complamatum*, *Lycopodium annotinum*, *L. pumgens*), *Huperzia*. Постоянно встречается *Equisetum*. Верхняя граница *ПЗ-1* соответствует увеличению количества пыльцы *Picea*, минимальному значению *Betula* sect. *Albae*, выклиниванию непрерывных кривых Chenopodiaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, *Plantago*.

В период формирования СПС палинозоны I на прилегающей территории господствовала лесная растительность, ядро которой было представлено боровым ценогенетическим комплексом (*Pinus sylvestris*, лесные плауны, некоторые виды злаковых, разнотравье, зеленые мхи и лишайники). Подчиненное положение занимал бетулярный ценогенетический комплекс с сопутствующими видами растений (*Betula pubescens, Thalictrum*, виды семейства Ranunculaceae и др.) и темнохвойный ценогенетический комплекс. Постоянное участие можжевельника (*Juniperus*) и спор плаунов в СПС свидетельствуют о том, что лесные ценозы, состоящие из представителей вышеперечисленных комплексов, имели облик, близкий к северотаежному. Присутствие пыльцы Chenopodiaceae (*Salicornia herbacea*, *Atriplex nudicaulis*), *Plantago maritima* указывает на существование засоленных местообитаний. Кроме того, идентифицирована пыльца Aster-type, по всей вероятности продуцируемая *Tripolium vulgare*. На менее засоленных местообитаниях произрастали виды семейства Caryophyllaceae, Primulaceae, Apiaceae и др. Таким образом, учитывая данные диатомового анализа, можно утверждать, что формирование СПС палинозоны I происходило в осадках морской фации.

ПЗ-II (интервал 728—712 см, рис. 3) в целом соответствует тонкому переслаиванию гиттии и алеврита (слой 3, табл. 1). Для СПС *ПЗ-II* характерно увеличение количества пыльцы *Picea*, возрастание (до 65 %), а затем падение (до 50 %) пыльцы *Pinus*. Увеличивается количество пыльцы Cyperaceae. Идентифицирована пыльца *Artemisia*. Возрастает вклад спор плаунов. Появляется единичная пыльца водных растений (*Potamogeton*, *Sparganium*), а у верхней границы *ПЗ-II* — споры *Isoetes* и колонии водорослей *Pediastrum*. Верхняя граница *ПЗ-II* проведена на уровне понижения количества пыльцы *Picea*, *Pinus* и увеличения Cyperaceae, спор Bryales. Судя по составу СПС, в растительном покрове увеличивается распространение темнохвойных лесов. Возможно, это обусловлено повышением температуры и влажности климата, о чем косвенно свидетельствует зафиксированная пыльца термофильных пород (*Ulmus*, *Tilia, Corylus*). В то же время увеличение вклада спор плаунов указывает на то, что леса по-прежнему были разреженными.

Регрессия моря и опреснение изучаемого водоема привело к вытеснению облигатных галофитов. Новые местообитания занимали факультативные галофилы и гликофилы семейства Ceperaceae. Появление пыльцы пресноводных растений *Potamogeton*, *Sparganium* в интервале 720—722 см, а затем колоний водорослей *Pediastrum* и спор *Isoetes* указывает на то, что котловина озера потеряла непосредственную связь с морем. Осадки в интервале 728—712 см накапливались в период перехода от морских к озерным условиям осадконакопления, который завершился ~ 2546 календарных лет назад (кал. л. н.) (табл. 2).

ПЗ-III (интервал 712—688 см, рис. 3) соответствует верхам тонкослоистой светло-коричневой гиттии и нижней части монотонной темно-коричневой гиттии (слой 2, нижняя часть слоя 1, табл. 1). Особенности СПС палинозоны III проявились в увеличении вклада пыльцы *Betula* sect. *Albae*, *Alnus*, Cyperaceae и спор Bryales. Количество микрофоссилий этих таксонов имеет тенденцию к уменьшению и в *ПЗ-IV* (интервал 688—650 см, рис. 3), где отмечено возрастание количества пыльцы *Picea* и *Pinus*. В *ПЗ-III* установлена пыльца прибрежно-водных и водных растений пресных водоемов *Potamogeton*, *Sparganium*, *Isoetes*, *Myriophyllum*, *Nuphar*, *Typha*. СПС этой палинозоны в значительной степени отражают локальные условия местообитаний, обусловленные не климатом, а регрессией моря и расширением береговой зоны. При этом отмечалось увеличение доли березы и ольхи, которые из-за большой экологической пластичности первыми из древесных пород заселяли появившиеся территории, образуя на влажных местообитаниях высокотравные березняки с ольхой (*Betula pubescens*, *Alnus incana*, виды Cyperaceae, Polypodiaceae, виды бетулярного ценогенетического комплекса). Осушенные участки заселялись осоками, а на щебнистых и каменистых местообитаниях произрастали полыни. В ходе сукцессии растительного покрова береза и ольха замещались основными таежными лесообразующими породами — елью и сосной. В образовавшемся пресно-

водном озере и на его мелководьях расселялись рдест (*Potamogeton)*, ежеголовка (*Sparganium)*, полушник (*Isoetes)*, уруть (*Myriophyllum)*, кубышка (*Nuphar*), рогоз (*Typha*). По-прежнему в водоеме были представлены водоросли Pediastrum (*Pediastrum boryanum var. boryanum*), что свидетельствует об окончательном отделении озерной котловины от моря.

ПЗ-IV (интервал 688—650 см, рис. 3) соответствует верхам монотонной гиттии (верхняя часть слоя 1, табл. 1). Здесь увеличивается количество пыльцы хвойных пород, главным образом сосны, в меньшей степени ели, а доля пыльцы мелколиственных пород (березы и ольхи) уменьшается. В СПС идентифицированы единичные пыльцевые зерна термофильных пород — *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus.* Роль пыльцы травянистых и спор невелика. Формирование СПС палинозоны IV началось ~ 2250 кал. л. н. Пыльца макрофитов, колонии водорослей Pediastrum свидетельствуют о том, что водоем остается пресноводным. Растительный покров на прилегающей территории был представлен еловососновыми лесами.

Результаты диатомового анализа. Для выявления палеоэкологических условий формирования осадков и уточнения их фациальной принадлежности, установленной визуально по литологическим признакам (табл. 1, рис. 2) в осадочной последовательности изучены комплексы диатомовых водорослей, их видовой состав (рис. 4), экологическая специализация (рис. 5). Определено, что диатомовые в морских осадках в интервале глубин 749—720 см (слой 4 и нижняя часть слоя 3, табл. 1) на 90 % и более представлены полигалобными, мезогалобными и галофильными видами (рис. 5). Среди мезогалобов выделяются *Cocconeis scutellum, Diploneis* sp., *Hyalodiscus* sp., *Grammatophora* spp., *Mastogloia* spp., *Paralia sulcata,* различные *Navicula* spp., *Nitzschia* spp., *Pinnularia quadratarea, Melosira moniliformis, Melosira jorgensii, Odontella aurita, Pleurosygma sp., Porosira* sp., *Rhopalodia sp., Rhoicosphaenia* sp., *Rhabdonema* spp., *Thalassiosira spp, Lyrella* sp., *Thrachineis aspera*. Галофилы представлены *Epithemia sorex, Navicula cryptocephala, Navicula radiosa, Navicula rhyncocephala, Rhopalodia gibba, Rhopalodia operculata, Rhopalodia musculus.* Единичны или менее 1 % — *Amphora* sp., *Cyclotella kuetzingiana* et var. var*, Cyclotella meneghingiana, Fragilaria (Staurosira) virescence, Staurosira pinnata, Sellaphora (Navicula) pupula* var. *rectangularis, Neidium iridis, Neidium hitchcockii, Nitzschia acuminata, Nitzschia alandica, Nitzschia angularis, Nitzschia angustata, Nitzschia kuetzingiana, Nitzschia scalaris, Synedra rumpens, Synedra pulchella.*

Кроме того, необходимо отметить, что эти морские осадки формировались в два этапа. Первый этап, соответствующий накоплению серых песков и алевритов слоя 4 в интервале 749—728 см (табл. 1), характеризовался большей глубиной моря, т. к. в это время в составе диатомей-доминантов участвуют планктонные виды *Hyalodiscus* sp., *Grammatophora* spp., *Thalassiosira* spp. На втором этапе, соответствующем нижней части переслаивания гиттии и алеврита слоя 3 в интервале 728—720 см (табл. 1), их роль заметно сократилась, а среди диатомовых водорослей преобладали литоральные и донные формы *Paralia sulcata, Mastogloia* spp., *Lyrella forcipata*. Виды рода *Thalassiosira* spp. отмечены единично.

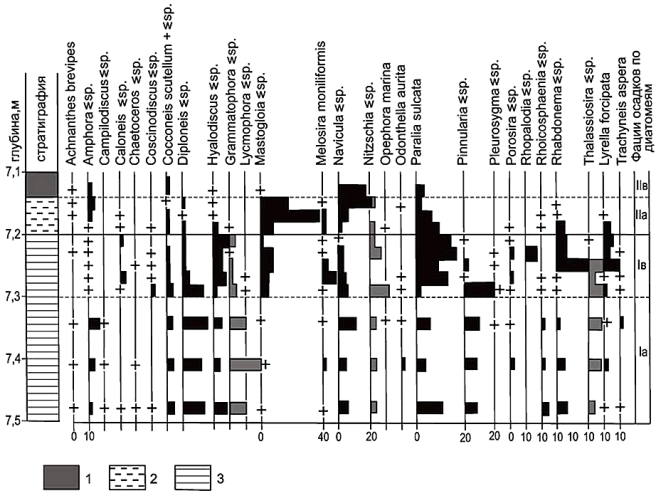

Рис. 4. Распределение диатомей в осадках исследованного озера на о. Олений (аналитик Т. С. Шелехова): 1 — морские осадки; 2 — осадки переходной зоны; 3 — пресноводные осадки

Fig. 4. Distribution of diatoms in the sediments of the investigated lake at Oleniy Island (analyst T. S. Shelekhova): 1 — marine sediments; 2 — transition sediments; 3 — freshwater sediments

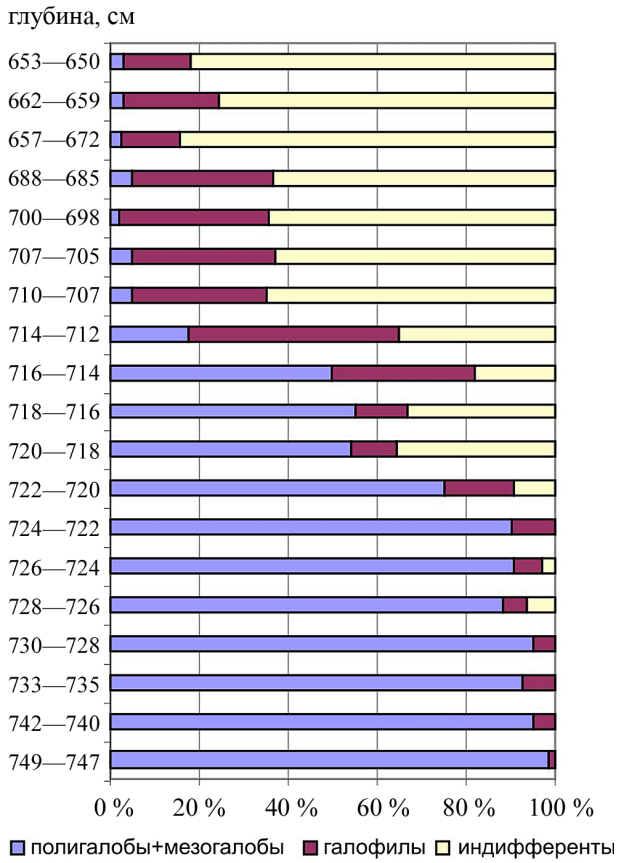

Рис. 5. Процентное соотношение видов диатомовых водорослей в зависимости от их экологической специализации, определенное в осадках изолирующегося бассейна и наследующих его водоемов

Fig.5. Percentage of diatoms species according their ecological specialization, identified in the sediments of isolating basin and the succeeded reservoirs

Начиная со времени образования осадков интервала 720—714 см, соответствующих верхней части слоя 3 (табл. 1), произошло обмеление и заметное опреснение бассейна. В составе диатомового комплекса доля поли- и мезогалобов уменьшилась, а галофилов возросла (рис. 5), что проявилось в уменьшении численности видов *Paralia sulcata,* доминировании донных родов *Mastogloia* spp., *Navicula* spp. Существенное опреснение водоема отмечено при накоплении осадков интервала 716—714 см (табл. 1), в которых соотношение морских и пресноводных форм одинаковое (50 : 50).

В осадках интервала 714—707 см слоя 2 (табл. 1) продолжается снижение доли морских форм (с 50 до 18 %), возрастает содержание галофилов (до 50 %) и пресноводных видов (32 %), представленных многочисленными видами родов *Cymbella, Eunotia, Fragilaria, Frustulia, Gomphonema, Pinnularia, Stauroneis, Tabellaria, Tetracyclus.*

Осадки интервала 707—650 см, соответствующие слою 1 (табл. 1), формировались уже в пресноводном бассейне, хотя в них отмечено присутствие (до 5 %) мезогалобов, довольно высокая роль галофилов (10—30 %), что объясняется некоторой засоленностью грунтов осушившегося морского дна.

Обсуждение результатов и выводы

Данные предыдущих исследований [5—10] показывают, что осадочные последовательности в котловинах малых изолированных бассейнов кольско-карельского побережья формировались в несколько этапов, в целом отражая региональные трансгрессивно-регрессивные циклы. Изученное озеро расположено на низких гипсометрических отметках, и накопление донных осадков в его котловине относится ко времени региональной позднеголоценовой регрессии береговой линии моря. Осадочная последовательность сложена стратогенами, или литолого-стратиграфическими единицами (**ЛСЕ**), соответствующими этим условиям [10].

Морские осадки в интервале 750—720 см (рис. 2) соотносятся с **ЛСЕ-4** [10]. Отличительными ее признаками здесь является то, что к верхней границе этой ЛСЕ кривые пыльцы Chenopodiaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, *Plantago maritima*, *Rumex* прерываются, а в диатомовых комплексах отмечается абсолютное преобладание полигалобов и мезогалобов. Причем в составе диатомовых сначала преобладали планктонные виды *Hyalodiscus* sp., *Grammatophora* spp., *Thalassiosira* spp., а позже — литоральные и донные формы *Paralia sulcata, Mastogloia* spp., *Lyrella forcipata*. Обмеление моря здесь связано с быстрой регрессией его береговой линии, на что указывает резкий несогласный литологический контакт алевритов и слоистой гиттии (рис. 2).

Этапу изоляции котловины соответствуют голоценовые осадки отчленяющегося водоема-залива (**ЛСЕ-5**) и меромиктического озера (**ЛСЕ-6**) по О. П. Корсаковой и др. [10]. В изученном озере **ЛСЕ-5** соотносится с осадками интервала 720—714 см (рис. 2), которые накапливались в условиях значительного опреснения бассейна. В составе диатомового комплекса отмечена малая доля поли- и мезогалобов и возрастание доли галофилов (рис. 5). Это отразилось в уменьшении численности видов *Paralia sulcata,* доминировании донных родов *Mastogloia spp., Navicula spp.* Об опреснении водоема свидетельствует и появление в осадках единичной пыльцы водных растений *(Potamogeton*, *Sparganium*), спор *Isoetes* и колоний водорослей *Pediastrum.*

ЛСЕ-6, или осадки меромиктического озера, соответствует интервалу 714—707 см (рис. 2), который формировался на завершающей стадии отделения данного водоема, когда его водная толща приобрела двухслойную структуру с поверхностными пресными и солеными придонными слоями. Стадия типичного меромиктического озера присуща достаточно глубоким (5—6 м) котловинам, к которым и относится изученное озеро. В осадках интервала 714—707 см (слой 2, табл. 1) доля морских форм снижается с 50 до 18 %, а содержание галофилов возрастает до 50 %, соответственно расширяется (до 32 %) спектр пресноводных форм.

Осадки пресноводного водоема, которые формируются после изоляции котловины от морского бассейна, или **ЛСЕ-7** по О. П. Корсаковой и др. [10], соответствуют интервалу 707—640 см (рис. 2).

На побережье Кандалакшского залива похожие осадочные последовательности, сложенные таким же набором стратогенов, были изучены ранее в малых озерных котловинах, расположенных на низких гип-

Таблица 2. **Данные радиоуглеродного датирования осадков из котловины безымянного озера с отметкой порога стока 11.0 м н. у. м., расположенного на о. Олений в Кандалакшском заливе Белого моря**

Table 2. **Radiocarbon data for deposits from the lake with threshold at 11.0 m a. s. l., located on Oleniy Island in the Kandalaksha Bay of the White Sea**

Лабораторный номер Lab number	Глубина отбора пробы, см от уреза воды Depth of sampling cm from water surface	Датировка ^{14}C ^{14}C Dating	Калиброванный возраст (68 % range cal BP)/ среднее значение Calibrated age/average
ГИН-15338	728—721 (слой 3, низ) (layer 3, bottom)	2100 ± 100	1968—2250/2109
ГИН-15339	721—714 (слой 3, верх) (layer 3, top)	2470 ± 70	2425—2667/2546
ГИН-15340	714—707 (слой 2) (layer 1)	2340 ± 80	2246—2574/2410
ГИН-15341	680—687 (слой 1) (layer 1)	2250 ± 60	2178—2323/2250

сометрических уровнях в районе г. Кандалакша (озеро с отметкой порога стока 9 м н. у. м. [8]; К на рис. 1, а), на Карельском берегу в районе пос. Лесозавод (озеро с абсолютной отметкой 7.6 м н. у. м [8]; Л на рис. 1, а), на Кандалакшском берегу в районе пос. Умба (озеро с порогом стока на высоте 12 м н. у. м. [6]; У на рис. 1, а). Изоляция их котловин произошла (2657 ± 142), (2038 ± 86) и (3542 ± 79) кал. л. н. соответственно. Скорость воздымания суши при равномерном ее поднятии в позднем голоцене составила соответственно 0.338, 0.372 и 0.339 метров за 100 лет в каждом районе, т. е. скорость поднятия этих районов примерно одинаковая. Изоляция котловины исследованного озера на о. Оленьем произошла ~ 2410 кал. л. н. (табл. 2, рис. 2), а рассчитанная для этой части суши средняя скорость ее поднятия в позднем голоцене составила 0.456 метров за 100 лет, что примерно в полтора раза быстрее, чем в других районах на побережье Кандалакшского залива. Эти данные свидетельствуют о голоценовом дифференцированном поднятии, отличающемся по скорости на бортах Колвицкого грабена и в его средней части. Быстрая регрессия береговой линии моря и отчленение котловины озера на о. Оленьем на фоне замедленного в позднем голоцене регионального поднятия этой части Балтийского щита [5—10] указывают на активное проявление здесь собственно тектонических восходящих движений.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГИ КНЦ РАН А. Н.Толстобровой, Д. С. Толстоброву, В. И. Басалаевой за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнялась при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.

Литература

1. Балуев А. С., Пржиялговский Е. С., Терехов Е. Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады академии наук. 2009. Т. 425. № 2. С. 199—203.

2. Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 243 с.

3. Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Л., 1949. Кн. 2. 288 с.

4. Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Л., 1950. Кн. 3. 399 с.

5. Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова: Сборник статей / Под. ред. акад. РАН Ф. П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15—25.

6. Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр. 2013. № 1. С. 73—88.

7. Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Толстоброва А. Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (Северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255—268.

8. Колька В. В., Корсакова О. П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 222—249.

9. Колька В. В., Корсакова О. П., Лаврова Н. Б., Шелехова Т. С., Толстоброва А. Н., Толстобров Д. С., Зарецкая Н. Е. Стратиграфия донных осадков малых озер и палеогеография западного берега Онежского залива Белого моря в позднеледниковье и голоцене // Геоморфология. 2018. № 2. С. 49—59.

10. Корсакова О. П., Колька В. В., Толстоброва А. Н., Лаврова Н. Б., Толстобров Д. С., Шелехова Т. С. Литология и позднепостледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, Северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Том 24. № 3. С. 81—101.

11. Лаврова Н. Б., Колька В. В., Корсакова О. П. Некоторые особенности палиноспектров донных отложений малых озер северной части Прибеломорской низменности // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 197—202.

12. Лаврова Н. Б., Колька В. В., Корсакова О. Л. Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы береговой линии Белого моря (Северная Карелия) // Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии. Геология морей и океанов. Том 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 204—209.

13. Пыльцевой анализ / Под ред. И. М. Покровской. М.: Госгеоиздат, 1950. 571 с.

14. Палеопалинология. Т. 1. Методика палинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий // Тр. ВСЕГЕИ. 1966. Вып. 141. 351 с.

15. Романенко Ф. А., Шилова О. С. Послеледниковое поднятие карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 544—548.

16. Субетто Д. А., Шевченко В. П., Лудикова А. В., Кузнецов Д. Д., Сапелко Т. В., Лисицын А. П., Евзеров В. Я., П. ван Беек, Суо М., Субетто Г. Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорость современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183—190.

17. Экман И. М. Донные осадки озер // Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 10—83.

18. Abbott M. B., Stafford T. W. Radiocarbon Geochemistry of Modern and Ancient Arctic Lake Systems, Baffin Island, Canada. Quaternary Research. 1996. V. 45. P. 300—311.

19. Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 329—346.

References

1. Baluev A. S., Przhiyalgovskij E. S., Terekhov E. N. *Novye dannye po tektonike Onezhsko-Kandalakshskogo paleorifta (Beloe more)* (New data on the tectonics of the Onega-Kandalaksha

paleorift (White Sea)). Doklady Earth Sciences, 2009, V. 425, No. 2, pp. 199—203.

2. Davydova N. N. *Diatomovye vodorosli — indikatory prirodnyh uslovij vodoemov v golocene* (Diatom algae are indicators of the natural conditions of water bodies in the Holocene). Leningrad: Nauka, 1985, 243 pp.

3. *Diatomovyj analiz. Opredelitel' iskopaemyh i sovremennyh diatomovyh vodoroslej* (Diatom analysis. The determinant of fossil and modern diatom algae). Leningrad, 1949, Book 2, 288 pp.

4. *Diatomovyj analiz. Opredelitel' iskopaemyh i sovremennyh diatomovyh vodoroslej* (Diatom analysis. The determinant of fossil and modern diatom algae). Leningrad, 1950, Book 3, 399 pp.

5. Kolka V. V., Evzerov V. YA., Myoller YA. J., Korner D. D. *Poslelednikovye glyacioizostaticheskie podnyatiya na severo-vostoke Baltijskogo shchita* (Postglacial glacioisostatic uplifts in the northeast of the Baltic Shield). *Novye dannye po geologii i poleznym iskopaemym Kolskogo poluostrova* (New data on the geology and minerals of the Kola Peninsula)). Collection of papers. Ed. Academician F. P. Mitrofanov. Apatity: Kola SC RAS, 2005, pp. 15—25.

6. Kolka V. V., Evzerov V. YA., Moller YA. J., Corner D. D. *Peremeshchenie urovnya morya v pozdnem plejstocene-golocene i stratigrafiya donnyh osadkov izolirovannyh ozyor na yuzhnom beregu Kolskogo poluostrova, v rajone poselka Umba* (Sea level uplift in the Late Pleistocene-Holocene and stratigraphy of bottom sediments of isolated lakes on the southern coast of the Kola Peninsula, near the village of Umba). Proceedings of RAS, Geography, 2013, No. 1, pp. 73—88.

7. Kolka V. V., Korsakova O. P., Shelekhova T. S., Tolstobrova A. N. *Vosstanovlenie otnositel'nogo polozheniya urovnya Belogo morya v pozdnelednikov'e i golocene po dannym litologicheskogo, diatomovogo analizov i radiouglerodnogo datirovaniya donnyh otlozhenij malyh ozer v rajone pos. Chupa (severnaya Kareliya)* (Relative sea level change of the White Sea in Late Glacial and Holocene according to lithological, diatom analyzes and radiocarbon dating of bottom sediments of small lakes in the area of the village Chupa (northern Karelia). Vestnik MSTU, 2015, V. 18, No. 2, pp. 255—268.

8. Kolka V. V., Korsakova O. P. 2.2. *Polozhenie beregovoj linii Belogo morya i neotektonicheskie dvizheniya severo-vostoka Fennoskandii v pozdnelednikov'e i golocene* (Position of the coastline of the White Sea and neotectonic movements of northeastern Fennoscandia in late glacial and Holocene). *Sistema Belogo moray* (White sea). V. 4, *Processy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya* (Sedimentation, geology and history). Moscow: Nauchny mir, 2017, pp. 222—249.

9. Kolka V. V., Korsakova O. P., Lavrova N. B., Shelekhova T. S.,Tolstobrova A. N., Tolstobrov D. S., Zaretskaya N. E. *Stratigrafiya donnyh osadkov malyh ozer i paleogeografiya zapadnogo berega Onezhskogo zaliva Belogo morya v pozdnelednikov'e i golocene* (Small lakes bottom sediments stratigraphy and paleogeography of the Onega Bay west coast of the of the White Sea in Late Glacial and Holocene). Geomorfologiya. 2018, No. 2, pp.49—59

10. Korsakova O. P., Kolka V. V., Tolstobrova A. N., Lavrova N. B., Tolstobrov D. S., Shelekhova T. S. *Litologiya i pozdne-postlednikovaya stratigrafiya donnyh otlozhenij iz kotlovin izolirovannyh bassejnov poberezh'ya Belogo morya (na primere malogo ozera iz rajona poselka Chupa, severnaya Kareliya)* (Lithology and Late Postglacial Stratigraphy of Bottom Sediments in Isolated Basins of the White Sea Coast Exemplified by a Small Lake in the Chupa Settlement Area (Northern Karelia). Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya, 2016, V. 24, No. 3, pp. 81—101.

11. Lavrova N. B., Kolka V. V., Korsakova O. P. *Nekotorye osobennosti palinospektrov donnyh otlozhenij malyh ozer severnoj chasti Pribelomorskoj nizmennosti* (Some features of the palynospectra of bottom sediments of small lakes in the northern part of the Beloblorsk lowland). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*, 14, Petrozavodsk: Karelia SC RAS, 2011, pp. 197—202.

12. Lavrova N. B., Kolka V. V., Korsakova O. L. *Palinospektry donnyh otlozhenij ozer kak indikatory beregovoj linii Belogo morya (severnaya Kareliya*)(Palyno-spectra of bottom sediments of lakes as indicators of the shoreline of the White Sea (northern Karelia). Proceedings of conference. Geology of seas and oceans, V.1, Moscow: GEOS, 2009, 204—209 pp.

13. Pylcevoj analiz (Pollen analysis). Ed. I. M. Pokrovskaya. Moscow: Gosgeoizdat, 1950, 571 pp.

14. Paleopalinologiya (Paleopolinology). V. 1. *Metodika palinologicheskih issledovanij i morfologiya nekotoryh iskopaemyh spor, pylcy i drugih rastitelnyh mikrofossilij* (methods of palynological studies and morphology of some fossil sopres, pollen and other natural microfossils). Proceedings of VSEGEI, 1966, 141, 351 pp.

15. Romanenko F. A., Shilova O. S. *Poslelednikovoye podnyatiye karel'skogo berega Belogo morya po dannym radiouglerodnogo i diatomovogo analiza ozerno-bolotnykh otlozheniy p-ova Kindo* (Postglacial uplift of Karelian shore of the White Sea according to radiocarbon and diatom analysis of lacustrial-swamp deposits of Kindo Peninsula). Doklady Earth Sciences, 2012, V. 442, No. 4, pp. 544—548

16. Ekman I. M. *Donnye osadki ozer. Donnye otlozheniya ozer vostochnoj chasti Fennoskandinavskogo kristallicheskogo shchita. Petrozavodsk* (Bottom sediments of lakes Bottom sediments of lakes in the eastern part of the Fennoscandian crystal shield). KarNCRAN, 1995, pp. 10—83.

17. Subetto D. A., Shevchenko V. P., Ludikova A. V., Kuznetsov D. D., Sapelko T. V., Lisitsyn A. P., Yevzerov V. YA., P. van Beyek, Suo M., Subetto G. D. *Khronologiya izolyatsii ozer Solovetskogo arkhipelaga i sovremennoy tekhniki ozernogo* osadkonakopleniya (Chronology of isolation of Solovky Archipalego and modern technics of lacustrian sedimentation). Doklady Earth Sciences, 2012, V. 446, No. 2, pp. 183—190.

18. Abbott M. B., Stafford T. W. Radiocarbon Geochemistry of Modern and Ancient Arctic Lake Systems, Baffin Island, Canada. Quaternary Research, 1996, V.45, pp. 300—311.

19.Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia. Boreas, 1997, V. 26, pp. 329—346.

УДК 548.5 DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-41-47

ПАРНЫЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ТОЧЕЧНЫХ ГРУПП СИММЕТРИИ

Д. Г. Степенщиков
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты
stepen@geoksc.apatity.ru

Огранение кристалла зависит не только от его внутреннего строения, но и от внешних условий, которые могут быть как изотропными (химический состав, температура и т. п.) так и анизотропными (неравномерность концентрации питающего раствора, направленные силы сжатия и т. п.). В последнем случае неоднородный характер среды можно описать, используя, например, предельные группы симметрии Кюри.

Существует более специфический случай — рост одного кристалла внутри другого, в результате чего кристалл-вросток приобретает огранку, отражающую действие обеих кристаллических сред — внутренней и внешней. Задача поиска разнообразия внешней симметрии кристаллов, растущих в кристаллических средах, была впервые поставлена И. И. Шафрановским и решена им для нескольких конкретных случаев.

В работе приводится решение задачи Шафрановского. Получена полная таблица вариантов внешней симметрии кристаллических включений в монокристаллической среде.

Ключевые слова: *симметрия, диссимметрия, кристалл.*

PAIR INTERSECTIONS OF THE SYMMETRY POINT GROUPS

D. G. Stepenshchikov
Geological Institute KSC RAS, Apatity
stepen@geoksc.apatity.ru

The shape of the crystal depends not only on its internal structure, but also on the external conditions that can be both isotropic (chemical composition, temperature, etc.) and anisotropic (heterogeneous matrix, oriented stress, etc.). In the latter case, the inhomogeneous character of the medium can be described, for example, in terms of the Curie limit groups.

There is a more specific case — the growth of one crystal inside the other. As a result the shape of crystalline inclusion shows the action both internal medium and external one. The question of the diversity of the external symmetry of crystals growing in crystalline media was first posed and solved by I. I. Shafranovsky for several specific cases.

In this paper the solution of the Shafranovsky problem is given. The complete table of variety of external symmetry of crystalline inclusion inside monocrystalline matrix was obtained.

Keywords: *symmetry, dissymmetry, crystal.*

Введение

Данная статья развивает положения И. И. Шафрановского: симметрия кристаллообразующей среды влияет на внешнюю форму кристаллов, искажая их идеальную огранку, и характер искажения зависит от того, какие из элементов симметрии среды и кристалла являются общими, а какие нет (принцип диссимметрии Кюри). В «Лекциях» [10] Шафрановским была поставлена задача: *«Ложные формы кристаллов будут наблюдаться и на сростках внутри кристаллических сред с симметрией, отвечающей одному из 32 видов симметрии. Нет возможности рассмотреть все мыслимые для таких случаев комбинации. Следует лишь помнить, что кристаллический сросток сохранит из своих элементов симметрии те, которые совпадут с соответствующими элементами симметрии вмещающего кристалла»*. В «Систематике» [11] приведено два примера, демонстрирующих разнообразие ложных форм для кубических кристаллов с симметрией $m\bar{3}m$, развивавшихся внутри кристалла той же симметрии, и внутри гексагонального кристалла с симметрией $6/mmm$. При этом каждой симметрии ложных форм была поставлена в соответствие относительная ориентировка обоих кристаллов.

Несмотря на давность рассматриваемой задачи, изучение влияния симметрии среды на рост кристалла, выраженного в искажении его огранки, остается актуальным научным направлением и сегодня, что отражено в ряде работ [1, 5, 6]. Полный вывод наборов точечных групп симметрии для сростков двух неэквивалентных индивидов приведен в трудах [2—4], однако имеет ряд неточностей. Для автора эта тема также не нова. Рассмотренные им суперпозиция предельных групп симметрии Кюри [7] и зависимость внешней симметрии кристаллов кубической сингонии от симметрии среды, описываемой предельными группами [8], схожи с задачей Шафрановского. А результаты, полученные при моделировании роста ромбододекаэдрических кристаллов в среде с предельной группой симметрии ∞/mm, показали, что корректное определение симметрии искаженной огранки само по себе является интересной проблемой [9].

Фраза о невозможности рассмотрения всех комбинаций сегодня неактуальна. Быстрое развитие вычислительной техники позволило решить многие задачи, связанные с большими объемами данных. В нашем случае задача сводится к построению таблицы размером 32 × 32, в каждой ячейке a_{ij} которой содержится список кристаллографических точечных групп симметрии (далее — группы), являющихся результатом пересечения двух групп, соответствующих i-й строке и j-му столбцу.

Теоретическая часть

Рассмотрим схему соподчинения групп (рис. 1). Согласно ей, для любой пары групп можно опреде-

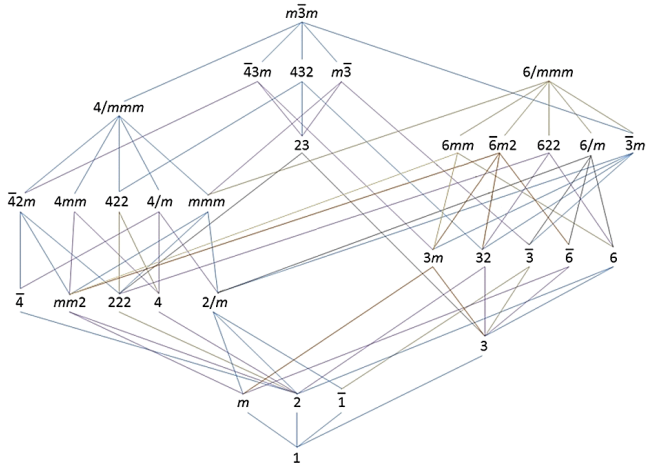

Рис. 1. Схема соподчинения 32 групп

Fig. 1. The scheme of subordination of 32 point groups

лить все их совместные подгруппы, полученные в результате пересечения исходных групп при некоторой взаимной ориентировке. Например, группы $4/m$ и $\bar{6}m2$ имеют общие подгруппы 2, m и 1. Ось 2 возникает при совпадении оси 4 первой группы с любой из трех осей 2 во второй группе, плоскость m — при соосном расположении осей 4 и $\bar{6}$ и тривиальный случай 1 — при полной разориентировке групп, когда не совпадает ни один элемент симметрии.

Некоторые подгруппы не могут быть результатом пересечения. Например, в «Систематике» [11] было указано, что комбинации групп с центром инверсии сохраняют его при любой ориентировке, поэтому подгруппы без центра инверсии исключаются. Другой случай — это поглощение одной подгруппы другой, более высокой. Например, пересечение групп $6/m$ и $\bar{6}m2$ исключает подгруппу 3, которая поглощается общей подгруппой $\bar{6}$. Здесь выявляется недоработка подхода, предложенного в работе [11], согласно которому «*следует прежде всего найти совокупность элементов симметрии, получающуюся в том случае, когда максимальное число элементов одного кристалла параллельно максимальному числу соответственных элементов симметрии другого кристалла. В этом случае мы получим наиболее богатую элементами симметрии комбинацию... Для вывода всех остальных случаев внешней симметрии... достаточно перечислить виды более низкой симметрии, являющиеся подчинёнными подгруппами по отношению к упомянутой выше, наиболее богатой элементами симметрии комбинации*». В предыдущем примере «наиболее богатая комбинация» $\bar{6}$ содержит подчинённую «невозможную» подгруппу 3. Нечёткость метода хорошо видна на собственном примере Шафрановского: пара групп с одной и той же симметрией $m\bar{3}m$, очевидно, даёт в качестве «наиболее богатой комбинации» саму себя. Но И. И. Шафрановский почему-то приводит всего 8 вариантов результирующей симметрии, хотя подчинённых подгрупп у $m\bar{3}m$ гораздо больше. Также «наиболее богатая комбинация» может быть реализована разными способами. Например, комбинация групп mmm и $\bar{4}2m$ при различных ориентировках даёт подгруппы $mm2$ и 222, которые содержат по три совпадающих элемента симметрии, но при этом отличаются разнообразием подчинённых подгрупп. Поэтому трудно согласиться с фразой, что «*упомянутая задача решается сравнительно просто, и нет необходимости приводить полностью все возможные сочетания и случаи для всех 32 видов симметрии*» [11].

В предлагаемом нами подходе элементы симметрии группы задаются векторами. Осям симметрии соответствуют параллельные им вектора, плоскостям симметрии — вектора нормали к данным плоскостям. Ориентировка и длина (ненулевая) векторов не имеет значения. Центр инверсии отмечается отдельно. В результате группа представляет собой пучок поименованных векторов. Например, группа $mm2$ — это пучок из трёх векторов: $m(1,0,0)$, $m(0,1,0)$ и $2(0,0,1)$. Для сонаправленных осей указывается только одна ось, поглощающая все остальные. Для сонаправленных прямых и инверсионных осей введены две псевдооси — 4^* и 6^*. Первая поглощает оси 4 и $\bar{4}$, вторая — оси 6, $\bar{3}$ и $\bar{6}$. В пучке могут быть коллинеарны не более двух векторов, один из которых соответствует оси, а другой — плоскости, перпендикулярной данной оси.

Рассмотрим общую схему нахождения результата всех возможных пересечений двух групп. Представим группы в виде пучков векторов и отметим в одном из них некоторый вектор. В другом пучке последовательно переберём все вектора, и сориентируем пучок так, чтобы очередной выбранный вектор был коллинеарен вектору, отмеченному в первом пучке. Затем второй пучок будем дискретно поворачивать вокруг выбранного вектора с некоторым малым шагом. На каждом шаге определим все коллинеарные (с учётом дискретности шага) вектора из первого и второго пучков и составим из них пучок-результат. Соответствующий каждому вектору этому пучка элемент симметрии определим как наибольший общий элемент для элементов, соответствующих коллинеарным векторам исходных пучков (рис. 2). Например, для осей 4 и 6

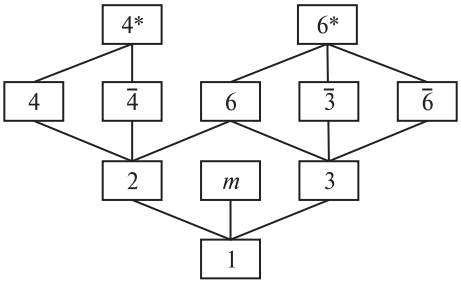

Рис. 2. Схема соподчинения элементов симметрии

Fig. 2. The scheme of subordination of the elements of symmetry

таким элементом будет ось 2. С помощью табл. 1 полученную совокупность элементов симметрии используем для определения группы, которая будет результатом пересечения исходных групп при их данной взаимной ориентировке. Отдельно рассматривается центр инверсии. Если он есть у обеих исходных групп, то он будет и в группе-результате, в противном случае нет. Если любая из исходных групп не имеет центра инверсии, то одним из результатов их пересечения всегда будет группа 1.

Таблица 1. **Наборы элементов для 32 групп**

Table 1. **The sets of elements for the 32 point groups**

Группы Groups	Элементы симметрии / Symmetry elements										
	$\bar{1}$	m	2	3	4	6	$\bar{3}$	$\bar{4}$	$\bar{6}$	4^*	6^*
1											
$\bar{1}$	1										
m		1									
2			1								
$2/m$	1	1	1								
$mm2$		2	1								
222			3								
mmm	1	3	3								
3				1							
$\bar{3}$	1						1				
$3m$		3		1							
32			3	1							
$\bar{3}m$	1	3	3				1				
4					1						
$4/m$	1	1								1	
$4mm$		4			1						

Группы Groups	Элементы симметрии / Symmetry elements										
	$\bar{1}$	m	2	3	4	6	$\bar{3}$	$\bar{4}$	$\bar{6}$	4^*	6^*
422			4		1						
$4/mmm$	1	5	4							1	
$\bar{4}$								1			
$\bar{4}2m$		2	2					1			
6						1					
$6/m$	1	1									1
$6mm$		6				1					
622			6			1					
$6/mmm$	1	7	6								1
$\bar{6}$		1							1		
$\bar{6}m2$		4	3						1		
23			3	4							
$m\bar{3}$	1	3	3				4				
$\bar{4}3m$		6		4				3			
432			6	4	3						
$m\bar{3}m$	1	9	6				4			3	

Результаты и обсуждение

Перебор всех пар пересекаемых групп, их ориентирование, поиск совпадающих элементов симметрии и т. п. — рутинная процедура, поэтому мы использовали авторскую компьютерную программу. Результат дан в табл. 2. Тривиальные случаи, когда одной из исходных групп является 1, в таблице не показаны. Получаемые группы даны в каждой ячейке таблицы без указания соответствующей ориентировки исходных групп.

По таблице можно проверить, что разнообразие групп симметрии, полученные И. И. Шафрановским в работе [11] для пересечений групп $m\bar{3}m$ с $m3m$ и $6/mmm$ с $m\bar{3}m$ совпадают. Избыточность теоретического числа подгрупп по сравнению с их реальным числом можно продемонстрировать на примере пересечения двух групп mmm. Подгруппами mmm по схеме на рис. 1 являются 1, 2, m, $\bar{1}$, 222, $mm2$, $2/m$ и mmm. Реальных же подгрупп, получаемых при пересечении, согласно табл. 2, всего три: $\bar{1}$, $2/m$ и mmm. Первая из них появляется, когда у групп не совпадают по ориентировке ни одна из осей и плоскостей симметрии. Вторая подгруппа появляется при совпадении только одной плоскости симметрии (и, соответственно, одной оси второго порядка). При этом поглощаются теоретические подгруппы m и 2. И наконец, третья подгруппа появляется в результате совпадения двух плоскостей или двух осей, при котором автоматически совпадают и оставшиеся ось, и плоскость. В этом случае также поглощаются теоретические подгруппы 222 и $mm2$, самостоятельно не проявляемые при пересечении. Для некоторых пар групп множество получаемых подгрупп соответствует теоретически возможному. Таковы, например, группы 1 и 2 для пары 32 и $4/mmm$. Такое совпадение наблюдается тем чаще, чем менее симметричны пересекаемые группы.

Заключение

Табл. 2 является решением задачи, поставленной И. И. Шафрановским. Доработкой этого решения может быть указание для каждой из результирующих симметрий соответствующей ориентировки пересекаемых групп, подобно тому, как это было сделано автором в [8]. Однако данная информация сильно усложнит формат представляемых данных. Разумеется, реальная картина роста кристаллов в сплошных кристаллических средах далека от идеальной. Тем не менее полученные результаты могут быть полезны для изучения кристаллогенезиса на фактическом материале и развития методов интерпретации внешней формы кристалла как простого диагностического признака.

Литература

1. Войтеховский Ю. Л. Принцип Кюри и гранаты горы Макзапахк // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400. № 3. С. 355—358.
2. Макагонов Е. П. Симметрия сростков. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 52 с.
3. Макагонов Е. П. Симметрия сростков минеральных индивидов. М.: Наука, 1991. 200 с.
4. Макагонов Е. П. Таблицы симметрии сростков двух кристаллографических индивидов // Проблемы минералогии Урала: Тр. ИГЗ. Свердловск, 1976. Вып. 14. С. 69—81.
5. Павлушин А. Д. К усовершенствованию метода анализа анизотропии среды метасоматического кристаллообразования // Кристаллогенезис и минералогия: II Международная конференция: Сборник трудов. 2007. С. 50—52.
6. Ракин В. И. Октаэдры алмаза и принцип Кюри // Кристаллография. 2015. Т. 60. № 5. С. 816—825.

Таблица 2. **Парные пересечения 31 группы симметрии**

Table 2. **Pair intersections of the 31 point groups**

	$\bar{1}$	m	2	$2/m$	$mm2$	222	mmm	3	$\bar{3}$	$3m$	32	$\bar{3}m$	4	$4/m$	$4mm$	422	$4/mmm$	$\bar{4}$
$\bar{1}$	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1
m		$1,m$	1	$1,m$	$1,m$	1	$1,m$	1	1	$1,m$	1	$1,m$	1	$1,m$	$1,m$	1	$1,m$	1
2			1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1	1	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
$2/m$				$\bar{1},2/m$	$1,m,2$	1,2	$\bar{1},2/m$	1	$\bar{1}$	$1,m$	1,2	$\bar{1},2/m$	1,2	$\bar{1},2/m$	$1,m,2$	1,2	$\bar{1},2/m$	1,2
$mm2$					$1,m,2,$ $mm2$	1,2	$1,m,2,$ $mm2$	1	1	$1,m$	1,2	$1,m,2$	1,2	$1,m,2$	$1,m,2,$ $mm2$	1,2	$1,m,2,$ $mm2$	1,2
222						1,2, 222	1,2, 222	1	1	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2, 222	1,2, 222	1,2
mmm							$\bar{1},2/m,$ mmm	1	$\bar{1}$	$1,m$	1,2	$\bar{1},2/m$	1,2	$\bar{1},2/m$	$1,m,2,$ $mm2$	1,2, 222	$\bar{1},2/m,$ mmm	1,2
3								1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1	1	1	1	1	1
$\bar{3}$									$\bar{1},\ \bar{3}$	1,3	1,3	$\bar{1},\ \bar{3}$	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1
$3m$										$1,m,$ $3,3m$	1,3	$1,m,$ $3,3m$	1	$1,m$	$1,m$	1	$1,m$	1
32											1,2, 3,32	1,2, 3,32	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
$\bar{3}m$												$\bar{1},2/m,$ $\bar{3},\ \bar{3}m$	1,2	$\bar{1},2/m$	$1,m,2$	1,2	$\bar{1},2/m$	1,2
4													1,4	1,4	1,4	1,2,4	1,2,4	1,2
$4/m$														$\bar{1},4/m$	$1,m,4$	1,2,4	$\bar{1},2/m,$ $4/m$	$1,\ \bar{4}$
$4mm$															$1,m,4,$ $4mm$	1,2,4	$1,m,2,$ $mm2,$ $4,4mm$	1,2
422																1,2, 222, 4,422	1,2, 222, 4,422	1,2
$4/mmm$																	$\bar{1},2/m,$ $mmm,$ $4/m,$ $4/mmm$	$1,2,$ $\bar{4}$
$\bar{4}$																		$1,\ \bar{4}$

Таблица 2 (продолжение)

Table 2 (continuation)

	$\bar{4}2m$	6	$6/m$	$6mm$	622	$6/mmm$	$\bar{6}$	$\bar{6}m2$	23	$m\bar{3}$	$\bar{4}3m$	432	$m\bar{3}m$
$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$	1	1	1	$\bar{1}$	1	1	$\bar{1}$
m	1,m	1	1,m	1,m	1	1,m	1,m	1,m	1	1,m	1,m	1	1,m
2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
$2/m$	1,m,2	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m,2	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m	1,m,2	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m,2	1,2	$\bar{1}$,2/m
$mm2$	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2, $mm2$	1,m	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2, $mm2$	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2, $mm2$
222	1,2,222	1,2	1,2	1,2	1,2,222	1,2,222	1	1,2	1,2,222	1,2,222	1,2,222	1,2,222	1,2,222
mmm	1,m,2, $mm2$, 222	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m,2, $mm2$	1,2,222	$\bar{1}$,2/m, mmm	1,m	1,m,2, $mm2$	1,2,222	$\bar{1}$,2/m, mmm	1,m,2, $mm2$, 222	1,2,222	$\bar{1}$,2/m, mmm
3	1	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
$\bar{3}$	1	1,3	$\bar{1}$, $\bar{3}$	1,3	1,3	$\bar{1}$, $\bar{3}$	1,3	1,3	1,3	$\bar{1}$, $\bar{3}$	1,3	1,3	$\bar{1}$, $\bar{3}$
$3m$	1,m	1,3	1,m,3	1,m, 3,3m	1,3	1,m, 3,3m	1,m,3	1,m, 3,3m	1,3	1,m,3	1,m, 3,3m	1,3	1,m, 3,3m
32	1,2	1,2,3	1,2,3	1,2,3	1,2, 3,32	1,2, 3,32	1,3	1,2, 3,32	1,2,3	1,2,3	1,2,3	1,2, 3,32	1,2, 3,32
$\bar{3}m$	1,m,2	1,2,3	$\bar{1}$,2/m, $\bar{3}$	1,m,2, 3,3m	1,2, 3,32	$\bar{1}$,2/m, $\bar{3}$, $\bar{3}m$	1,m,3	1,m,2, 3,3m,32	1,2,3	$\bar{1}$,2/m, $\bar{3}$	1,m,2, 3,3m	1,2, 3,32	$\bar{1}$,2/m, $\bar{3}$, $\bar{3}m$
4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2,4	1,2,4
$4/m$	1,m, 2, $\bar{4}$	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m,2	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m	1,m,2	1,2	$\bar{1}$, 2/m	1,m, $\bar{4}$	1,2,4	$\bar{1}$,2/m, $4/m$
$4mm$	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2, $mm2$	1,m	1,m,2, $mm2$	1,2	1,m,2, $mm2$	1,m,2, $mm2$	1,2,4	1,m,2, $mm2$, 4,4mm
422	1,2,222	1,2	1,2	1,2	1,2,222	1,2,222	1	1,2	1,2,222	1,2,222	1,2,222	1,2,222, 4,422	1,2,222, 4,422
$4/mmm$	1,m,2, $mm2$, 222, $\bar{4}$, $\bar{4}2m$	1,2	$\bar{1}$,2/m	1,m,2, $mm2$	1,2,222	$\bar{1}$,2/m, mmm	1,m	1,m,2, $mm2$	1,2,222	$\bar{1}$,2/m, mmm	1,m,2, $mm2$, $\bar{4}$, $\bar{4}2m$	1,2,222, 4,422	$\bar{1}$,2/m, mmm, $4/m$, $4/mmm$
$\bar{4}$	1,2, $\bar{4}$	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1	1,2	1,2	1,2	1, $\bar{4}$	1,2	1,2, $\bar{4}$

Таблица 2 (окончание)

Table 2 (end)

	$\bar{4}2m$	6	$6/m$	$6mm$	622	$6/mmm$	$\bar{6}$	$\bar{6}m2$	23	$m\bar{3}m$	$\bar{4}3m$	432	$m\bar{3}m$
$\bar{4}2m$	$1,m,2,$ $222,$ $\bar{4},\ \bar{4}2m$	1,2	$1,m,$ 2	$1,m,2,$ $mm2$	$1,2,$ 222	$1,m,2,$ $mm2,$ 222	$1,m$	$1,m,2,$ $mm2$	$1,2,$ 222	$1,m,2,$ $mm2,$ 222	$1,m,2,$ $\bar{4},$ $\bar{4}2m$	1,2,222	$1,m,2,$ $mm2,222,$ $\bar{4},\ \bar{4}2m$
6		1,6	1,6	1,6	1,2,6	1,2,6	1,3	1,2,3	1,2,3	1,2,3	1,2,3	1,2,3	1,2,3
$6/m$			$\bar{1},$ $6/m$	$1,m,6$	1,2,6	$\bar{1},2/m,$ $6/m$	$1,\ \bar{6}$	$1,m,$ $2,\ \bar{6}$	1,2,3	$\bar{1},2/m,$ $\bar{3}$	$1,m,$ $2,3$	1,2,3	$\bar{1},2/m,\ \bar{3}$
$6mm$				$1,m,6,$ $6mm$	1,2,6	$1,m,2,$ $mm2,$ $6,6mm$	$1,m,3$	$1,m,2,$ $mm2,$ $3,3m$	1,2,3	$1,m,2,$ $mm2,3$	$1,m,2,$ $mm2,$ $3,3m$	1,2,3	$1,m,2,mm2,$ $3,3m$
622					$1,2,$ $222,$ $6,622$	$1,2,$ $222,$ $6,622$	1,3	$1,2,3,$ 32	$1,2,$ $222,3$	$1,2,$ $222,3$	$1,2,$ $222,3$	$1,2,222,$ $3,32$	$1,2,222,$ $3,32$
$6/mmm$						$\bar{1},2/m,$ $mmm,$ $6/m,$ $6/mmm$	$1,m,$ $\bar{6}$	$1,m,2,$ $mm2,$ $\bar{6},$ $\bar{6}m2$	$1,2,$ $222,3$	$\bar{1},$ $2/m,$ $mmm,$ $\bar{3}$	$1,m,2,$ $mm2,$ $222,$ $3,3m$	$1,2,222,$ $3,32$	$\bar{1},2/m,mmm,$ $\bar{3},\ \bar{3}m$
$\bar{6}$							$1,\ \bar{6}$	$1,m,\ \bar{6}$	1,3	$1,m,3$	$1,m,3$	1,3	$1,m,3$
$\bar{6}m2$								$1,m,2,$ $mm2,$ $\bar{6},\ \bar{6}m2$	1,2,3	$1,m,2,$ $mm2,3$	$1,m,2,$ $mm2,$ $3,3m$	1,2,3,32	$1,m,2,mm2,$ $3,3m,32$
23									$1,2,3,$ 23	$1,2,3,$ 23	$1,2,3,$ 23	$1,2,222,$ $3,23$	$1,2,222,$ $3,23$
$m\bar{3}$										$\bar{1},2/m,$ $\bar{3},m\bar{3}$	$1,m,2,$ $mm2,$ $3,23$	$1,2,222,$ $3,23$	$\bar{1},2/m,$ $mmm,\ \bar{3},m\bar{3}$
$\bar{4}3m$											$1,m,$ $3,3m,$ $\bar{4},\ \bar{4}3m$	$1,2,222,$ $3,23$	$1,m,2,$ $mm2,3,3m,$ $\bar{4},\ \bar{4}2m,\ \bar{4}3m$
432												$1,2,222,$ $3,32,4,$ $422,432$	$1,2,222,$ $3,32,4,$ $422,432$
$m\bar{3}m$													$\bar{1},2/m,mmm,$ $\bar{3},\ \bar{3}m,4/m,$ $4/mmm,m\bar{3}m$

7. Степенщиков Д. Г. О предельных группах симметрии и формах кристаллов альмандина // ЗРМО. Ч. 139. № 4. 2010. С. 107—110.

8. Степенщиков Д. Г. Определение ориентировки кубических кристаллов в средах с предельными группами симметрии // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: Труды VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2—5 мая 2010 г.) и областной конференции, посвящённой 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (22—23 апреля 2010 г.) / Ред. Ю. Л. Войтеховский. Апатиты: К & М. 2010. С. 94—97.

9. Степенщиков Д. Г. Реальная форма кристалла в анизотропной среде (на примере ромбододекаэдра граната) // ЗРМО. Ч. 141. № 1. 2011. С. 127—132.

10. Шафрановский И. И., Мокиевский В. А., Дементьева Г. И. Систематика и внешняя симметрия кристаллических включений в монокристальной среде // Минералогический сборник Львовского геологического общества. 1962. № 16. С. 48—56.

11. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа, 1968. 174 с.

References

1. Voitekhovsky Yu. L. *Printsip Kyuri i granaty gory Makzapahk* (Curie principle and garnets from Makzapakhk Mt). Doklady Earth Sciences, 2005, V. 400, No. 3, pp. 355—358.

2. Pavlushin A. D. *K usovershenstvovaniyu metoda analiza anizotropii sredy metaso-maticheskogo kristalloobrazovaniya* (Upgrading of method of analysis of anisotropic environment of metasomatic crystal formation). *Kristallogenezis i mineralogiya* (Crystal genesis and mineralogy). Proceeding of conference, 2007, pp. 50—52.

3. Rakin V. I. *Oktaedry almaza i printsip Kyuri* (Diamond octahedral and Curie principle). Kristallografiya, 2015, V. 60, No. 5, pp. 816—825.

4. Stepenshchikov D. G. *O predelnyh gruppah simmetrii i formah kristallov almandine* (Terminal groups of symmetry and almandine crystal forms). Proceedings of RMS, 139, No.4, 2010, pp. 107—110.

5. Stepenshchikov D. G. *Opredelenie orientirovki kubicheskih kristallov v sredah s predelnymi gruppami simmetrii* (Determination of orientation of cubic crystals in environments with terminal groups of symmetry). *Geologiya i poleznye iskopaemye Kolskogo poluostrova* (Geology and mineral resources of Kola Peninsula). Proceedings of conferences in May 2—5, 2010, and April 22—23, 2010. Ed. Yu. L. Voitekhovsky. Apatity: K & M, 2010, pp. 94—97.

6. Stepenshchikov D. G. *Realnaya forma kristalla v anizotropnoi srede (na primere rombododekaedra granata)* (Real shape of crystal in anisotropic environment (by example of garnet rhombododecahedron). Proceedings of RMS, 141, No.1, 2011, pp. 127—132.

7. Shafranovsky I. I., Mokievsky V. A., Dementeva G. I. *Sistematika i vneshnyaya simmetriya kristallicheskih vklyuchenii v monokristalnoi srede* (Systematics and outer symmetry of crystalline inclusions in monocrystal environment). *Mineralogicheskii sbornik Lvovskogo geologicheskogo obschestva* (Mineralogical collection of articles of Lviv geological society), 1962, No.16, pp. 48—56.

8. Shafranovsky I. I. *Lektsii po kristallomorfologii* (Lectures about crystal morphology). Moscow: Vysshaya shkola, 1968, 174 pp.

УДК 548.19 : 531.748 : 681.786.3 DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-48-54

ПОЛУЦИЛИНДРИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОЕКЦИЯ

В. И. Ракин
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
rakin@geo.komisc.ru

Описана методика экспрессного кристалломорфологического анализа на базе цилиндрического гониометра. Для гониометра рассчитаны градусная сетка и палетка, позволяющие вычислять индексы граней, а также кристаллографические зоны. На примере округлого алмаза уральского типа и плоскогранного кальцита показаны быстрые методы расчета кристаллографических параметров криволинейных и плоскогранных форм кристаллов.

Ключевые слова: *цилиндрический гониометр, кристаллографическая проекция, градусная сетка, кристаллографическая зона, алмаз уральского типа, кальцит.*

SEMI-CYLINDRICAL CRYSTALLOGRAPHIC PROJECTION

V. I. Rakin
Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar
rakin@geo.komisc.ru

The technique of express crystal morphological analysis, based on a cylindrical goniometer, is described. For a goniometer, a grid and a template are calculated, which allow calculating the face indices as well as the crystallographic zones. Using the example of a rounded diamond of the Ural type and a calcite, express methods for calculating the crystallographic parameters of the curvilinear and plane-faced crystal forms are shown.

Keywords: *cylindrical goniometer, crystallographic projection, grid, crystallographic zone, Ural type diamond, calcite.*

Введение

Форма кристалла минерала является важным источником информации, по крайней мере о последних стадиях развития геологического процесса, поэтому, в частности, в минералогии природного алмаза морфологические исследования кристаллов весьма актуальны [3, 8, 10]. Особый интерес представляют простые и эффективные методы количественных инструментальных исследований морфологии кристаллов.

Примером простого и точного прибора, который можно реализовать на основе компонентов обычного планшетного сканера, является цилиндрический гониометр. Он известен давно [5] и используется в исследованиях [10], однако некоторые преимущества данного прибора не описаны. Прибор представляет собой цилиндр с матовой поверхностью радиуса R_0 и длиной L_0. По оси цилиндра направляется луч света от внешнего источника (например, лазер). В геометрическом центре цилиндра на расстоянии $L_0/2$ от края, на оси симметрии цилиндра размещается кристалл, на который падает световой луч. Отраженные от граней кристалла блики света рассеиваются на цилиндрическую поверхность, используемую для настройки положения кристалла и позволяющую считывать координаты рефлексов: x — координата отраженного блика по направлению окружности цилиндра, y — координата вдоль образующей цилиндра. Очевидно, что, развернув цилиндрическую поверхность в плоскость xoy, получим проекцию части полярного комплекса нормалей к поверхности кристалла, которую можно называть *полуцилиндрической*. Рефлексы, расположенные на этой проекции, легко трансформировать в индексы граней кристалла. Для автоматической съемки картины проекции линейный привод каретки сканера надо преобразовать во вращательное движение кристаллодержателя, а светочувствительную линейку сканера разместить неподвижно вдоль образующей цилиндра на расстоянии R_0 от оптической оси. Не будем обсуждать технические программно-аппаратные сложности конкретного устройства, а опишем теорию прибора.

В картографии широко используется цилиндрическая проекция, представляющая собой центральную перспективную проекцию сферы на цилиндрическую поверхность. Полуцилиндрическая проекция отличается тем, что она, как и гномостереографическая кристаллографическая проекция, не является центральной и на ней отражена только половина граней кристалла, расположенных в передней полусфере по отношению к световому лучу прибора. Тем не менее данная проекция рефлексов пригодна для прямых и точных морфологических измерений и на тех же основаниях, что и гномостереографическая проекция, может называться кристаллографической.

Установка кристалла в гониометре

Установим кристалл кубической, ромбической или тетрагональной симметрии в гониометре таким образом, чтобы его кристаллографическая ось OZ была направлена навстречу лучу света. Описание прибора будем излагать в приближении пренебрежимо малого кристалла по сравнению с радиусом цилиндра R. Тогда начало системы координат xoy на развернутой поверхности цилиндра определим в точке пересечения кристаллографической оси OX и цилиндрической поверхности прибора. Очевидно, что ось OY кристалла будет пересекать плоскость проекции в точке с координатами ($R_0\pi/2$, 0). Если кристалл обладает тригональной или гексагональной симметрией, то оси OX, OY и вспомогательную ось OV удобно ориентировать таким образом, чтобы они пере-

секали плоскость проекции соответственно в точках ($-R_0\pi/3$, 0), ($R_0\pi/3$, 0) и ($R_0\pi$, 0). Для кристалла моноклинной сингонии ось *OX* также будет проходить через точку (0,0) проекции, а ось *OY* пересекает плоскость проекции в точке ($R_0\gamma$, 0). Во всех перечисленных случаях ось *OZ* совпадает с оптической осью прибора и осью цилиндра.

Установка триклинного кристалла в гониометре более сложна. Если ось *OZ* также направить вдоль оптической оси, а ось *OX* ориентировать в плоскости, пересекающей плоскость проекции по линии *oy*, то данная ось будет пересекать плоскость проекции вблизи точки (0, $R\cos\beta$); тогда ось *OY* пересечет плоскость проекции вблизи точки ($R\gamma$, $R\cos\alpha$). Совмещение выходов кристаллографических осей с указанными точками будет тем точнее, чем ближе значения углов элементарной ячейки триклинного кристалла к $\pi/2$.

Градусная сетка полуцилиндрической кристаллографической проекции

Рассмотрим для начала простейший случай кристалла кубической симметрии. Пусть на малом кристалле, установленном в гониометре согласно описанному выше способу, присутствует грань (*hkl*). Определим азимутальный угол φ между проекцией нормали к данной грани [*hkl*] на плоскость *XOY* и направлением оси *OX*, а полярный угол ρ — между нормалью к грани и кристаллографической осью *OZ*. Тогда их значения можно рассчитать по тригонометрическим формулам:

$$\varphi = \mathrm{arctg}(k/h)\ ,$$

$$\rho = \arccos\left(l/\sqrt{h^2+k^2+l^2}\right). \qquad (1)$$

Учтем, что индексы в обозначении грани (*hkl*) есть индексы Миллера, а индексы в обозначении векторов [*hkl*] — индексы Вейса. Таким образом, любая грань кристалла, находящаяся в передней полусфере, характеризуется описанными углами и отражает световой рефлекс на цилиндрическую поверхность прибора. С учетом закона отражения лучей и установки кристалла в гониометре положение светового рефлекса на цилиндрической поверхности будет иметь следующие линейные координаты:

$$x = R_0\varphi,\ y = R_0\,\mathrm{ctg}2\rho. \qquad (2)$$

На основании приведенных формул можно построить градусную сетку полуцилиндрической проекции, на которой по оси абсцисс откладывается угол φ, а по оси ординат — угол ρ нормали к грани (*hkl*) кристалла (рис. 1). Малые размеры кристалла позволяют получить простое и понятное математическое выражение для градусной сетки. В работе В. А. Мокиевского [5] предложена более сложная формула расчета единственного угла ρ с учетом размера кристалла. Однако формула обладает заметным недостатком, ухудшающим точность расчетов, — она получена в приближении сферического кристалла.

Начало линейной системы координат *xoy* будет располагаться в точке (0, 45°) градусной сетки полуцилиндрической проекции. Таким образом, градусная сетка отражает угловые характеристики полярного комплекса кубического кристалла, находящегося в передней полусфере, и на этом основании полуцилиндрическая проекция вполне может считаться кристаллографической проекцией. Однако для кристаллов, не относящихся к кубической симметрии, углы φ и ρ зависят от индексов грани (*hkl*) иным образом, поскольку вектор нормали к грани, используемый в формулах (1), не совпадает с вектором [*hkl*] структуры кристалла. Используя известные формулы для нахождения нормали к грани и операции преобразования кристаллографической системы координат в декартовую [9, 12], можно воспользоваться формулами (1). Таким образом, между кристаллографическими индексами граней любого кристалла и углами φ и ρ будет установлено взаимно однозначное соответствие. Поэтому полученная градусная сетка на полуцилиндрической проекции будет применима во всех кристаллографических случаях.

Кристаллографические зоны

Большое значение для описания морфологии кристаллов имеют кристаллографические зоны [11]. В первую очередь это связано, согласно теории Хартмана — Пердока [14, 15], с влиянием линейных цепей сильных связей, образующихся между ближайшими атомами в структуре кристалла, на его морфологию. Известно, что вероятность появления S-граней (в межплоскостном расстоянии сеток (*hkl*) которых укладывается одна цепь сильных связей) на кристалле, хоть и ниже, чем F-граней (две или более цепей), но их всегда много больше, чем сеток F-типа. Поэтому сильная связь является важным индикатором режима кристаллизации и часто проявляется в морфологии кристалла в виде кристаллографической зоны, грани которой образуют своеобразную призму, а в пределе — поверхность цилиндра. Необходимость определения направлений кристаллографических зон на реальных кристаллах обусловлено также и вторым важным обстоятельством — на многих кристаллах часто присутствуют поверхности эллиптического цилиндра различного происхождения. Например, при полигональном режиме дислокационного роста эшелоны макроступеней могут выглядеть в оптическом диапазоне длин волн как поверхности цилиндра [11]. Кроме того, растворение ребер кристалла или их полирующий механический износ также приводит к образованию поверхностей цилиндра [7, 8]. Изучение причин формирования той или иной кристаллографической зоны или поверхности цилиндра на кристалле является одной из центральных задач морфологических исследований.

Опишем уравнение линии на плоской развертке *xoy* цилиндрической поверхности гониометра, на которой будут лежать все грани $(hkl)_i$ кубического кристалла, образующие кристаллографическую зону [*rst*]. Такая линия всегда симметрична, располагается в интервале углов φ шириной 180°, напоминает параболу, а ее ось симметрии пересекает ось абсцисс в точке $x = R_0\,\mathrm{arctg}(s/r)$. Ветви кривой при $\rho_i \to \pi/2$ асимптотически приближаются к вертикальным прямым: $x = R_0[\mathrm{arctg}(s/r) \pm \pi/2]$. Для вывода уравнения линии в относительно простой математической форме преобразуем систему координат проекции. Для этого выполним поворот кристалла вокруг оптической оси

(оси OZ кристаллической структуры) на угол (–φ) и ось симметрии искомой линии совместим с осью *oy*. Таким образом, кристаллографическое направление зоны в кубическом кристалле [*rst*] в новой системе координат превращается в вектор $[M0\overline{N}]$, индексы которого принимают определенные и не обязательно целые значения, но для данного вектора угол ρ будет таким же, как и для вектора [*rst*]. Отношения компонентов нового вектора:

$$\varepsilon = N / M = -t/(r\sqrt{1+\mathrm{tg}^2\varphi}), \qquad (3)$$

где $\varphi = \mathrm{arctg}(s/r)$. Очевидно, что условие принадлежности «плоских сеток» $(mnp)_i$ к кристаллографической зоне $[M0\overline{N}]$ можно записать в простом виде:

$$Nm - Mp = 0,$$

откуда с учетом формул (1) и (2) выводится уравнение линии, вдоль которой выстраиваются все «грани» данной зоны:

$$y(x) = R_0 tg\{\pi/2 - 2\arccos[1/\sqrt{1+\varepsilon^2(1+\mathrm{tg}^2(x/R_0))}]\}. \qquad (4)$$

Параметр $\varepsilon = N/M$ определяет форму линии и положение ее экстремума (при $x = 0$). Уравнение (4) представлено не в краткой, но в наиболее понятной для чтения форме записи.

Таким образом, грани кристалла, принадлежащие выбранной кристаллографической зоне [*rst*], в цилиндрическом гониометре будут давать рефлексы по линии, описываемой уравнением (4) на плоскости *xoy*, но смещенной вдоль оси *ox* на величину $R_0\varphi$. Параметр ε связан уравнениями (3) с индексами искомого кристаллографического направления. Обратный расчет индексов зоны по известным φ и ε выполняется по формулам, следующим из (3):

$$r = q,\ s = q\,tg\varphi,\ t = -q\varepsilon\sqrt{1+\mathrm{tg}^2\varphi}, \qquad (5)$$

в которых подбором минимального целого числа *q* добиваются, чтобы *s* и *t* также приняли целые значения. При стремлении φ в пределе к ±π/2 индексы (5), очевидно, преобразуются к виду:

$$r = 0,\ s = q,\ t = -q\varepsilon.$$

На основе уравнения (4) создана палетка, облегчающая визуальный поиск кристаллографических зон и помогающая в точной юстировке кристалла в гониометре в соответствии с его правильной кристаллографической установкой. Очевидно, что удобнее пользоваться палеткой, совмещенной с градусной сеткой (рис. 1). Сдвигая палетку на нужную величину по оси *ox*, добиваются совпадения части выделенных световых рефлексов с одной из линий палетки. Величина сдвига сетки определяет угол $\varphi = \mathrm{arctg}(s/r)$. Палетка позволяет сразу определить параметр ε линии, на которую укладываются световые рефлексы от граней данной зоны. Производя несложные расчеты по формулам (5) находят направления зоны [*rst*]. Если эту задачу в малых целых числах (первые единицы) решить не удается, то можно сделать вывод, что правильная кристаллографическая установка данного кристалла не достигнута. Подсказкой обычно являются наиболее яркие световые рефлексы, обладающие, как правило, малыми индексами Миллера; они могут быть непосредственно вычислены по системе уравнений (1) и (2). Поворотом кристалла добиваются необходимой настройки.

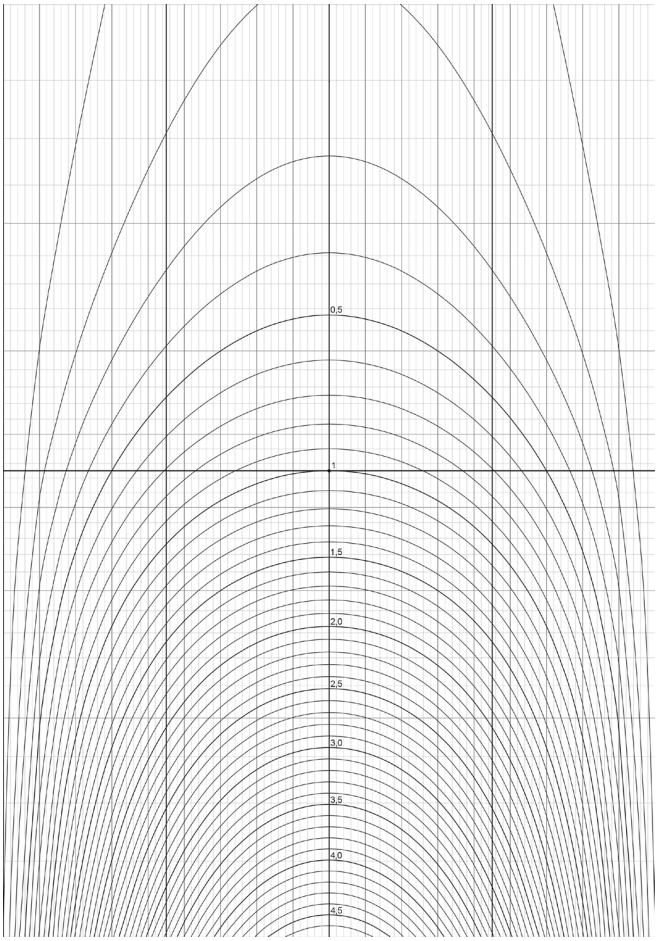

Рис. 1. Комбинация градусной сетки (ячейка 2 × 2°) и палетки, предназначенной для расчета кристаллографических зон в цилиндрическом гониометре. Угловые размеры сетки — 180 × 66°. Начало линейной системы координат *xoy* располагается в точке «1» в центре сетки. Цифрами указан параметр ε соответствующей линии палетки

Fig. 1. The combination of a grid (cell 2 × 2°) and a template designed for the calculation of crystallographic zones in a cylindrical goniometer. Angular dimensions of the grid — 180 × 66°. Zero point of the linear coordinate system *xoy* is located at the point «1». Numbers indicate the parameter ε of the corresponding template line

Исследование тетрагональных и ромбических кристаллов на цилиндрическом гониометре немногим отличается от изучения кубических кристаллов, если в процессе расчетов на промежуточной стадии использовать декартову систему координат. Например, грань (*hkl*) в системе координат орторомбического кристалла с параметрами решетки *a*, *b*, *c* можно представить «гранью» (*HKL*) в декартовой системе координат, где нецелые «индексы» $H = h/a$, $K = k/b$, $L = l/c$ представляют проекции определенного вектора, ориентированного по нормали к данной грани ромбического кристалла в декартовой системе координат. Соответственно, индексы любых кристаллографических направлений в ромбическом или тетрагональном кристалле [*rst*] надо перевести в «направления» [*RST*] декартовой системы координат, где $R = r/a$, $S = s/b$, $T = t/c$. Завершая расчеты и вычисляя конечные значения кристаллографических индексов граней или

направлений в тетрагональном и ромбическом кристалле, критерий «малых целых чисел» естественно применять только к индексам (*hkl*) и [*rst*].

Как показано выше, любые грани кристалла, аппроксимирующие поверхность цилиндра, на полуцилиндрической кристаллографической проекции подчиняются уравнению (4) и даже не зависят от правильной установки кристалла в гониометре. Предложенная палетка позволяет быстро обнаружить такие явления и непосредственно вычислить геометрические параметры такой поверхности при правильной установке кристалла или оценить направление и величину подстройки кристалла при условии его разориентации.

Кубический кристалл

Изометричный алмаз уральского типа имеет 24 гладкие выпуклые поверхности, а также 36 криволинейных ребер двух типов: 24 ребра, направленные по <*hhl*>, где индексы меняются в диапазоне обычно $l = (1/2 \div 3/2)h$, и 12 ребер, называемых «гранными швами» [4], субпараллельные кристаллографическим направлениям <100>. Криволинейный многогранник, согласно кристаллографическим правилам, формально является тетрагексаэдроидом, хотя, если не учитывать ребра второго типа, двугранные углы при которых обычно не превышают 8—10°, кристалл будет напоминать ромбододекаэдроид и под этим названием он часто описывается в литературе [3, 4, 8].

Фундаментальная область кристалла алмаза составляет $\pi/12$ стерадиан и при правильной установке кристалла на полуцилиндрической проекции она занимает полосу углов φ от 0 до 45°, ограниченную снизу линией зоны (4) с параметром $\varepsilon = 1$ (рис. 2). Элементарная поверхность криволинейной грани алмаза уральского типа хорошо описывается трехосным эллипсоидом, который можно считать с точностью до масштабного коэффициента характеристической поверхностью тензора устойчивости химических связей [7]. На границах фундаментальных областей (плоскости симметрии структуры алмаза) образуются криволинейные ребра, а участки поверхности эллипсоида вблизи его центрального сечения, прилегающие к ребрам кристалла, хорошо аппроксимируются цилиндрическими поверхностями.

Важно отметить, что небольшие участки всех криволинейных поверхностей второго порядка, прилегающих к любому центральному сечению, особенно в пределах фундаментальных областей кристаллов, можно успешно аппроксимировать поверхностями цилиндра. Поэтому на границах рефлекса любая криволинейная грань будет демонстрировать фрагмент линии цилиндра. Направление оси такого цилиндра — «кристаллографическую зону» — можно считать, во-первых, важным диагностическим признаком поверхности кристалла второго порядка, а во-вторых, индикатором условий формирования данной динамической поверхности кристалла.

Таким образом, протяженный световой рефлекс от элементарной поверхности кристалла алмаза уральского типа имеет форму криволинейного треугольника, ребра которого подчиняются уравнениям (4) (рис. 2). Вершины светового треугольника представляют собой проекции плоских сеток, расположенных на

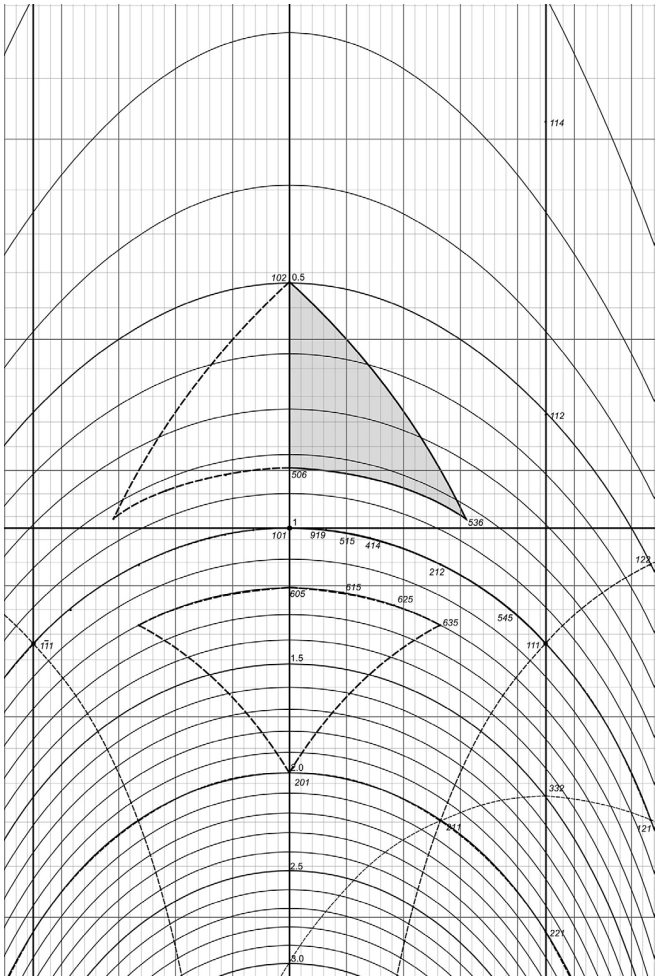

Рис. 2. Положение светового рефлекса (темный фон) от алмаза из россыпи Ичетью на полуцилиндрической кристаллографической проекции

Fig. 2. The position of the light reflex (dark background) from the diamond from the Ichet'u placer on a semicylindrical crystallographic projection

краях криволинейных граней кристалла у его вершин. Измерив угловые координаты вершин треугольника с помощью градусной сетки и решая обратную задачу (формулы 1), находим индексы плоских сеток на вершинах треугольного рефлекса: (506), (536) и (102). Зона плоских сеток от (536) до (102) имеет направление $[6\bar{4}\bar{3}]$, индексы которого легко получить, выполнив векторное произведение между векторами нормалей [536] и [102]. С другой стороны, с помощью градусной сетки и палетки легко установить, что данная сторона совпадает с линией зоны, имеющей параметры $\varphi = -33{,}7°$, $\varepsilon = 0{,}416$, с помощью которых по формулам (5) приходим к тем же индексам — $[6\bar{4}\bar{3}]$. В последнем случае не надо знать индексы плоских сеток, что упрощает задачу. Нижняя сторона треугольного рефлекса в фундаментальной области структуры протягивается от сеток (536) до (506). Расчеты по первому и второму способам приводят к одному результату — зоне $[60\bar{5}]$. Индексы векторов «зон» $[6\bar{4}\bar{3}]$ и $[60\bar{5}]$ весьма точно характеризуют границы протяженного рефлекса от криволинейной элементарной поверхности алмаза, найденного в россыпи Ичетью (Тиман), и, так же, как отношения полуосей поверхности эллипсоида —

$A_2/A_1 = 1.36$, $A_3/A_1 = 1.88$, $\alpha = 5.19°$, вычисленные для данного кристалла по угловым характеристикам треугольного рефлекса (рис. 2) [7], могут служить индикатором процессов, приводящих к образованию формы природного алмаза уральского типа.

Тригональный кристалл

При изучении тригональных и гексагональных кристаллов палетка также позволяет визуализировать кристаллографические зоны, проявляющиеся в виде граней или криволинейных поверхностей в ходе естественных природных процессов.

Для примера рассмотрим картину рефлексов от граней кальцита в полуцилиндрической проекции (рис. 3). Напомним, что согласно точечной группе кальцита $\bar{3}m$ фундаментальная область структуры составляет телесный угол $\pi/3$, и ее можно определить сектором, ограниченным плоскостями, построенными на парах векторов [0001], $[10\bar{1}0]$ и $[01\bar{1}0]$. Для обозначения граней и направлений в структуре кальцита воспользуемся морфологической гексагональной ячейкой Браве ($\alpha = 4.9896$ Å, $c = 4.265$ Å, $\gamma = 120°$) и его символикой [6, 9]. Согласно данной элементарной ячейке, простая форма основного спайного ромбоэдра кальцита обозначается как $\{10\bar{1}1\}$. Структурная ячейка кальцита отличается вчетверо большим значением параметра c и в этом случае плоские сетки основного спайного ромбоэдра будут иметь индексы $\{10\bar{1}4\}$, что не очень удобно для обозначения этой важной кристаллографической простой формы кальцита.

При описанной выше установке кристалла кальцита в приборе по оси ординат полуцилиндрической проекции ($\varphi = 0$) будут выстроены рефлексы гексагональных бипирамид $\{h.h.\overline{2h}.l\}$, а фундаментальная область кальцита будет ограничена на проекции вертикальной полосой в пределах углов φ от $-30°$ до $30°$. Слева от оси ординат в отрицательной области углов будут расположены рефлексы положительных дитригональных скаленоэдров $\{h.k.\overline{(h+k)}.l)_{h>k}$ и положительных ромбоэдров $\{h0\bar{h}\,l\}$, а справа от оси — соответственно отрицательных скаленоэдров $\{h.k.\overline{(h+k)}.l)_{h<k}$ и отрицательных ромбоэдров $\{0h\bar{h}\,l\}$. Пинакоид и призмы (гексагональные и дигексагональные) кальцита в основной кристаллографической установке не попадают на полуцилиндрическую проекцию (рис. 3).

Расчет направлений, определяющих кристаллографические зоны, можно выполнить согласно простому правилу — сумма произведений индексов грани и направления, лежащего в ее плоскости, равна нулю [12]:

$$hr + ks + iq + lt = 0, \qquad (6)$$

где $[rsqt]$ — индексы направления зоны, $(hkil)$ — индексы грани. Подобрав две грани $(hkil)_1$ и $(hkil)_2$, принадлежащие одной зоне, учитывая $r + s = -q$, $h + k = -i$ и правило сокращения общих множителей в индексах, по уравнениям (6) можно найти искомый вектор зоны.

С помощью палетки индексы зоны тоже находятся достаточно быстро. Для этого вначале следует найти ось симметрии той линии, на которой лежат все грани искомой зоны (рис. 3). Предположим, что в точке максимума линии зоны расположена определенная плоская сетка $(hkil)$. Отношение ее первых двух индексов легко находится по значению угла φ расположения оси симметрии линии:

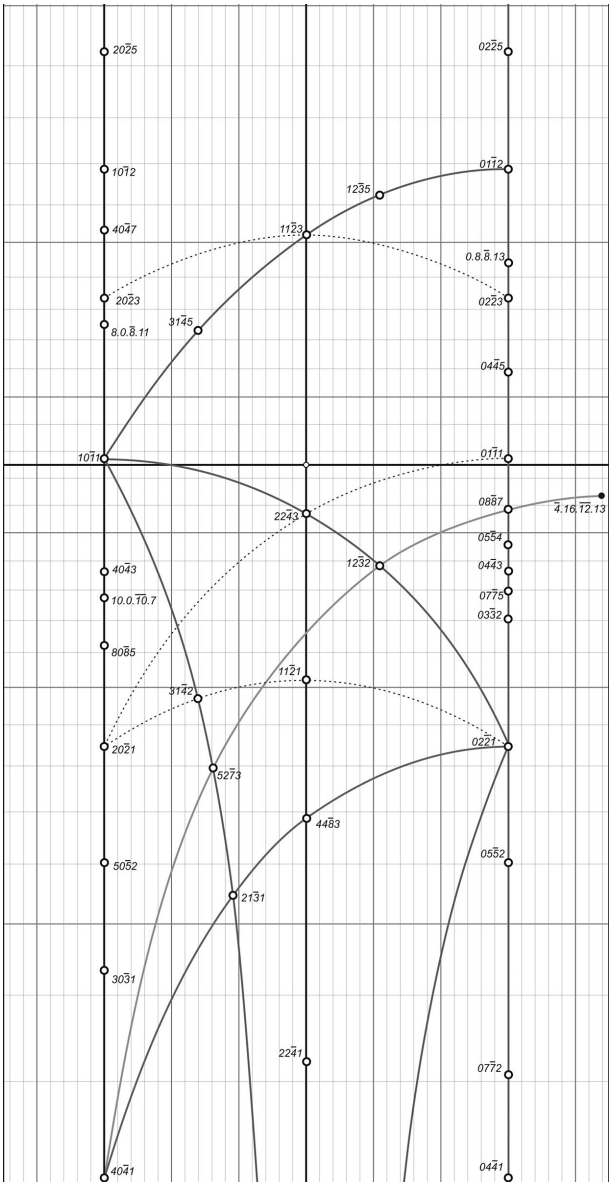

Рис. 3. Полуцилиндрическая проекция ряда известных из литературы [1, 2, 6, 13, 16] граней кальцита на фоне градусной сетки

Fig. 3. Semicylindrical projection of some calcite faces known from the literature [1, 2, 6, 13, 16] on the background of a grid

$$h/k = \frac{\sqrt{3}}{2\mathrm{tg}(\pi/6 - \varphi)} - 1/2. \qquad (7)$$

Очевидно, что из соображений симметрии вектор зоны $[rsqt]$ будет иметь индексы $[\bar{h}.\bar{k}.(h+k).t]$. Последний индекс t можно найти в результате несложных тригонометрических вычислений, опираясь на значение параметра линии ε; но гораздо проще, зная индексы только одной грани, принадлежащей данной зоне, найти его с помощью уравнения (6).

Например, легко убедиться, что грани $(12\bar{3}2)$, $(08\bar{8}7)$, $(52\bar{7}3)$ и $(40\bar{4}1)$ кальцита располагаются на одной линии палетки и принадлежат зоне $[1\bar{4}38]$. В точке экстремума линии находится плоская сетка

($\bar{4}.16.\overline{12}.13$), индексы которой легко устанавливаются с помощью уравнения (6) и известных индексов зоны (рис. 3). Таким образом, можно вычислить индексы Браве любых граней и направлений тригонального и гексагонального кристалла на полуцилиндрической проекции.

Заключение

Для выполнения морфометрических расчетов важно точно установить кристалл в гониометре. Например, ошибка в юстировке оси *OZ* кристалла в 1° приводит к сдвигу рефлексов на 2 мм в области углов ρ = 45°, (R_0 = 50 мм), в результате чего в индексах граней появляются двузначные числа. Например, отклонение грани спайного ромбоэдра ($10\bar{1}1$) по направлению угла ρ на величину 1°24' приведет в расчетах к положительному ромбоэдру ($20.0.\overline{20}.21$). Отклонение в 2° уже не вызовет трудности, поскольку индексы плоских сеток и направлений в кристалле могут не выйти из первого десятка. Однако с грубым ухудшением точности юстировки нарушается симметрия рефлексов в соседних фундаментальных областях проекции. Поэтому при больших углах отклонения кристалла в гониометре следует руководствоваться симметрией картины рассеяния рефлексов, но при малых углах (менее 1°) компенсацию погрешностей можно производить расчетным путем с помощью коррекции азимутального — φ и полярного — ρ углов по координатам двух известных рефлексов. Порядок выполнения таких работ требует выполнения несложных тригонометрических расчетов.

Таким образом, полуцилиндрическая кристаллографическая проекция достаточно проста в теории, а цилиндрический гониометр предоставляет возможность экспрессно получить ее для небольшого по размерам кристалла с использованием широко распространенной компьютерной техники. Градусная сетка и палетка позволяют оперативно выполнить расчеты кристаллографических характеристик реального кристалла.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта УрО РАН № 18-5-5-44 «Процессы и механизмы минералообразования, надмолекулярной организации минерального вещества, комплексной переработки минерального сырья и формирования наноструктурированных материалов».

Литература

1. *Грот П.* Физическая кристаллография. Введение к изучению кристаллографических свойств важнейших соединений. Ч. II, III. Геометрические свойства и методы исследования кристаллов. СПб., 1897. 850 с.

2. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* Система минералогии. М.: И. Л., 1953. Т. 2, полутом 1. 774 с.

3. *Квасница В. Н.* Очерк минералогической кристаллографии природного алмаза // Mineralogical Journal (Ukraine). 2013. 35, № 2. P. 56—63.

4. *Кухаренко А. А.* Алмазы Урала. М.: Госгеолиздат, 1955. 510 с.

5. *Мокиевский В. А.* Морфология кристаллов: Методическое руководство. Л.: Недра, 1983. 295 с.

6. *Раменская М. Е.* Взаимодействие кристаллов со средой: структурно-геометрический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 238 с.

7. *Ракин В. И.* Криволинейные поверхности растворения как отражение физико-химических свойств структуры кристалла // Кристаллография. 2011. Т. 56. № 2. С. 314—323.

8. *Ракин В. И.* Морфология алмазов уральского типа. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 396 с.

9. *Сиротин Ю. И., Шаскольская М. П.* Основы кристаллофизики. М.: Наука, 1979. 639 с.

10. *Сонин В. М., Жимулев Е. И., Помазанский Б. С., Земнухов А. Л., Афанасьев В. П., Чепуров А. И.* Фотогониометрия кристаллов алмаза, растворенных в гетерогенной среде при 4 гПа и 1400 °С // Записки РМО. 2017. № 5. С. 115—124.

11. *Чернов А. А., Гиваргизов Е. И.. Багдасаров Х. С. и др.* Современная кристаллография. Образование кристаллов. М.: Наука, 1980. Т. 3. 408 с.

12. *Шаскольская М. П.* Кристаллография: Учеб. пособие для втузов. М.: Высш. шк., 1984, 376 с.

13. Goldschmidt V. Atlas Der Krystallformen. Bd. 2. Heidelberg: C. Winters Univ. Buch. Han. 1913.

14. Hartman P., Perdok W. G. On the relation between sructure and morphology of crystal. I. / Acta Crystallogr., 1955, V. 8. P. 49—52.

15. Hartman P., Perdok W. G. On the relation between sructure and morphology of crystal. II. / Acta Crystallogr., 1955, V. 8. P. 525—529.

16. Whitlock H. P. Calcites of New York / Albany. Univ. of the State of NY. 1910. 190 p.

References

1. Groth P. *Fizicheskaya kristallografiya. Vvedenie k izucheniyu kristallograficheskih svoistv vazhneishih soedinenii. Ch. II, III. Geometricheskie svoistva i metody issledovaniya kristallov* (Physical crystallography. Introduction to the study of the crystallographic properties of the most important compounds. Part II, III. Geometric properties and methods for studying crystals). St. Petersburg, 1897, 850 pp.

2. Dana J. D, Dana E. S, Palache Ch., Berman H., Frondel C., *Sistema mineralogii* (System of Mineralogy). V. 2, semitom 1. Moscow: Inostrannaya Literatura, 1953, 774 pp.

3. Kvassnitsa V. N. *Ocherk mineralogicheskoi kristallografii prirodnogo almaza* (A sketch of mineralogical crystallography of natural diamond). Mineralogical Journal (Ukraine), 2013, 35, No. 2, pp. 56—63.

4. Kukharenko A. A. *Almazy Urala* (Diamonds of the Urals). Moscow: Gosgeolizdat. 1955, 510 pp.

5. Mokievsky V. A. *Morfologiya kristallov: Metodicheskoe rukovodstvo* (Morphology of crystals: Methodological guidance). Leningrad: Nedra, 1983, 295 p.

6. Ramenskaya M. E. *Vzaimodeistvie kristallov so sredoi: strukturno-geometricheskii analiz* (Interaction of crystals with the medium: structural-geometric analysis). Moscow: Moscow University, 2008, 238 p.

7. Rakin V. I. *Krivolineinye poverhnosti rastvoreniya kak otrazhenie fiziko-himicheskih svoistv struktury kristalla* (Curved Surfaces upon Dissolution As a Manifestation of Physicochemical Properties of Crystal Structure). Crystallography Reports, 2011, V. 56, No. 2, p. 289—297.

8. Rakin V. I. *Morfologiya almazov uralskogo tipa* (Morphology of diamonds of Ural type). Ekaterinburg: RIO UB RAS, 2013, 396 pp.

9. Sirotin Yu. I., Shaskolskaya M. P. *Osnovy kristallofiziki* (Fundamentals of crystallophysics). Moscow: Nauka, 1979, 639 pp.

10. Sonin V. M., Zhimulev E. I., Pomazansky B. S., Zemnukhov A. L., Afanasiev V. P., Chepurov A. I. *Fotogoniometriya kristallov almaza, rastvorennyh v geterogennoi srede pri 4GPA i 1400 S* (Photogoniometry of diamond crystals dissolved in a heterogeneous medium at 4GPA and 1400 °C). Proceedings of RMS, 2017, No. 5, pp. 115—124.

11. Chernov A. A., Givargizov E. I.,. Bagdasarov Kh. S. et al. *Sovremennaya kristallografiya. Obrazovanie kristallov* (Modern crystallography. The formation of crystals). Moscow: Nauka, 1980, V. 3, 408 pp.

12. Shaskolskaya M. P. *Kristallografiya* (Crystallography): textbook for technical colleges. Moscow: Vysshaya Shkola, 1984, 376 pp.

13. Goldschmidt V. Atlas Der Krystallformen. Bd. 2. Heidelberg: C. Winters Univ. Buch. Han. 1913.

14. Hartman P., Perdok W. G. On the relation between sructure and morphology of crystal. I. Acta Crystallogr., 1955a, V. 8, pp. 49—52.

15. Hartman P., Perdok W. G. On the relation between sructure and morphology of crystal. II. Acta Crystallogr., 1955b, V. 8, pp. 525—529.

16. Whitlock H. P. Calcites of New York. Albany. Univ. of the State of NY, 1910, 190 p.

549.1+7.023 DOI: 10.19110/2221-1381-2018-5-55-59

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ РЕЗНОЙ ИКОНЫ «ГОЛГОФСКИЙ КРЕСТ С ОРУДИЯМИ СТРАСТЕЙ»

И. С. Астахова[1], Н. Е. Плаксина[2], С. В. Соколов[3]
[1]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, *astakhova@geo.komisc.ru*
[2]Национальная галерея Республики Коми, *nplaks@mail.ru*
[3] Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского, *vims-sokol@mail.ru*

В статье приводятся результаты исследования минеральных красок белого, красного и синего цвета с резной иконы XIX(?) в. «Голгофский крест с орудиями страстей». Актуальность изучения минеральных пигментов иконы обусловлена предположением об использовании материала с месторождения охр возле д. Скитской Усть-Цилемского района Республики Коми. При макроскопическом изучении с помощью бинокуляра установлены три этапа росписи иконы. На резную деревянную поверхность наносился первый слой белил (грунт), максимальная мощность которого составляет 0.3 мм. На грунт наносился красочный слой, представленный пигментами красного и синего цвета. Его мощность варьирует в зависимости от сохранности и максимально достигает 0.2 мм. Пигменты исследовались с помощью метода рамановской спектроскопии, рентгенографического и микрозондового анализов. На всех рентгенограммах присутствуют дифракционные отражения, характерные для церуссита $PbCO_3$. Микрозондовыми исследованиями установлено, что в составе пигментов присутствуют свинцовые белила. В качестве красного пигмента использован сурик. Спектры комбинированного рассеяния и химического состава указывают на присутствие в синем пигменте берлинской лазури. Тёмный цвет иконы обусловлен третьим верхним защитным слоем. Проведенные исследования позволяют сделать вывод об использовании в иконописи старообрядческого ареала минеральных пигментов, привозимых в Коми край в XVIII—XIX вв.

Ключевые слова: *деревянная резная икона, минеральные пигменты, белила, сурик, берлинская лазурь, Великопоженский скит.*

THE MINERAL COMPOSITION OF COLORS OF THE CARVED WOODEN ICON «CROSS OF GOLGOTHA»

I. S. Astakhova[1], N. E. Plaksina[2], S. V. Sokolov[3]
[1]Institute of Geology Komi science centre Urals branch of RAS[1], *astakhova@geo.komisc.ru*
[2]National gallery of Komi Republic[2], *nplaks@mail.ru*
[3] N. M. Fedorovsky All-Russian Research Institute of Mineral Resources, *vims-sokol@mail.ru*

The article deal with the results of study of the mineral pigments (white, red, and blue in color) from the carved icon «Golgotha Cross» (?19-th century). The relevance of study of the mineral pigments of the icon is conditioned by the use material from the deposits of red ochre near the Skitskaya village, Komi Republic. Three of stages of painting were deciphered. The carved wood surface was covered by the first layer of ceruse up to 0.3 mm thick. A colorful layer of pigments in red and blue was applied on the ground. Thickness of pigment layer depended on preservation, is up to 0.2 mm. The pigments were studied by Raman spectrometry, XRD and EDS. X-ray diffraction indicates cerussite $PbCO_3$. EDS and XRD allow us detecting white lead as main component of the pigments. Red pigment is minium. Raman spectrometry and XRD allow detecting prussian blue as main component of the blue pigments. Dark color of the icon is caused by the uppermost protective layer composed of lacquer or boiled linseed oil. The study of composition of the pigments allows supposing that exotic (imported from another region) pigments were used in icon painting by the Old Believers in Komi region in the 17th—19th centuries.

Keywords: *carved wooden icon, mineral pigments, minium, berlin blue, Velikopozhensky monastery.*

Изучение иконописного наследия старообрядческого ареала в бассейне нижней Печоры началось относительно недавно [2, 7, 8]. На его территории особую известность приобрел Великопоженский скит, основанный на притоке Печоры, реке Пижме, в конце XVII — начале XVIII в. мезенскими крестьянами при участии выговских старообрядцев. Существует мнение о том, что в Великопоженском скиту была иконописная мастерская, которая могла использовать в местных иконах пигменты из месторождений красок, находящихся в окрестности скита [2, 3]. Предпринятое нами изучение минеральных красок икон конца XVIII в. «Богоматерь Троеручица» и «Архистратиг Михаил — грозных небесных сил воевода» из фондов Усть-Цилемского историко-мемориального музея А. В. Журавского, предположительно отнесённых к произведениям местной старообрядческой иконописной мастерской, а также их сопоставление с пигментами из окрестностей бывшего Великопоженского скита д. Скитской показало, что местные природные краски при написании данных икон не использовались. Установлено, что природные разноцветные краски из окрестностей д. Скитской, в частности темные и светлые охры, характеризуются минеральным составом с преобладанием окислов и гидроксидов железа, а также кварца, гидрослюды, каолинита и кальцита [1].

В последние годы в сферу внимания исследователей попали произведения деревянной резной пластики с изображением Голгофского креста, происходящие с нижней Печоры. Установлено, что центром их создания в XVIII—XIX вв. был Великопоженский скит [9, 10]. Особенностью этих резных икон, названных по месту происхождения «нижнепечорскими» или «пижемскими», является раскраска в три цвета с использованием пигментов белого, красно-оранжевого и сине-зеленого (?) цвета. Наличие месторождения красно-оранжевых охр в окрестностях Великопоженского скита (д. Скитская), которые добывались местными жителями и широко использовались для бытовых нужд, росписи утвари, в частности «пижемских» ложек, позволяет сделать предположение об их использовании в написании икон.

Проведённые нами исследования, объектом которых была выбрана икона «Голгофский крест с орудиями страстей» из собрания Национальной галереи Республики Коми (НГРК, КП 2510; 33.2 × 23.5 × 2.8. Дерево, темпера. Резьба по дереву, роспись; рис. 1)

Рис. 1. Резная икона «Голгофский крест с орудиями страстей»

Fig. 1. The carved icon «Golgotha Cross»

имели целью подтвердить или опровергнуть эту версию. Икона принадлежит коллекции известного ученого-этнографа и религиоведа Юрия Васильевича Гагарина. Несмотря на то, что памятник не имеет легенды о происхождении, наличие формальных атрибутивных признаков позволяет отнести ее к кругу «нижнепечорских» резных икон. Датировка памятника, как и в целом сохранившихся до наших дней произведений культовой резной пластики нижней Печоры, затруднена. Считается, что расцвет «нижнепечорских» резных икон пришелся на конец XVIII в. — начало XIX в. Икона не подвергалась реставрации, красочный слой находится под потемневшей покровной пленкой.

Для исследования были отобраны микропробы красочных слоев белого, красного и синего цвета.

Методы исследования

Исследования проводились в Центре коллективного пользования «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Природные краски анализировались рентгенографическим методом (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu-анод, ток — 30 mA, напряжение — 30 kV, фильтр Ni, шаг сканирования 2Θ — 0.05, скорость съемки — 2 °/мин; аналитик Б. А. Макеев). Состав пигментов и структурно-морфологические характеристики иконы изучались методами рамановской спектроскопии (HR800 Horiba Jobin Yvon, аналитик С. И. Исаенко) и микрозондового анализа (Jeol JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link и TescanVega 3 LMH с энергодисперсионной приставкой X-Max; аналитик С. И. Шевчук).

Результаты анализа минеральных пигментов

Исследование было направлено на определение состава пигментов, стратиграфии красочных слоев и на выявление особенностей иконы. Описание колорита «нижнепечорских» резных икон с использованием белого, красного, зеленого цвета не подтверждено макроскопическими исследованиями. Под бинокуляром обнаружено, что в росписи фона иконы использован пигмент не зеленого, а синего цвета.

Макроскопическое изучение минеральных пигментов выявило, что роспись выполнялась в три этапа. На резную деревянную поверхность наносился первый слой белил мощностью до 0.3 мм. Его отсутствие на некоторых участках иконы является следствием плохой сохранности или неравномерности его нанесения. Также белый цвет прослеживается в написании орудий страстей. Макроскопические исследования не выявили характерных отличий белил, использованных для грунта и для росписи орудий страстей. Стратиграфия слоев в белом пигменте не установлена.

Красочный слой состоит из минеральных пигментов красного и синего цвета. Мощность красочного слоя варьирует в зависимости от его сохранности и на некоторых участках достигает 0.2 мм. Наиболее хорошо сохранившийся красный пигмент использован в раскраске выпуклых деталей рельефа иконы: Голгофского креста, криптограмм, орудий страстей, орнаментальных элементов. Он представляет собой агрегат защитного слоя с единичными вкраплениями белого цвета. Довольно неравномерный по мощности пигментный слой представляет собой рыхлый агрегат комочков синего и белого цвета с большим содержанием темного органического вещества.

Тёмный цвет всей иконы связан с верхним защитным слоем, для которого преимущественно использовали олифу или лаки [11]. Следует отметить, что тонкий, неравномерно нанесённый защитный слой местами отсутствует.

Малый объем и агрегатное состояние пигментов не позволили произвести пробоподготовку для получения достоверных результатов *рентгенофазового анализа*. Не удалось извлечь органическое вещество для более точного определения минеральной составляющей. В красном пигменте обнаружен сурик (межплоскостные расстояния — 3.33; 2.87; 2.87; 2.60; 1.74; 1.41 Å). На всех рентгенограммах присутствуют дифракционные отражения, характерные для церруссита (межплоскостные расстояния — 3.59; 3.48; 2.48; 2.086; 1.933; 1.853 Å).

Микрозондовые исследования. Для проведения микрозондового анализа образцы пигментов белого, красного и синего цвета подверглись напылению

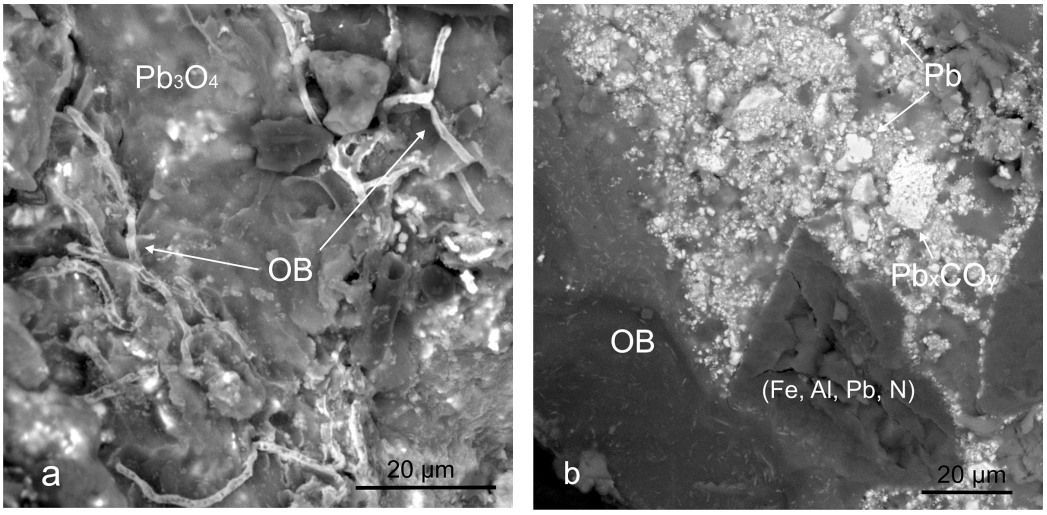

Рис. 2. Электронно-микроскопическое изображение фрагментов краски с особенностями химического состава красного (a) и синего (b) пигментов

Fig. 2. The electron-microscopic images of fragments color with chemical composition of the red (a) and blue (b) pigments

углеродом (графитом). В исследованных образцах содержание собственного углеродистого вещества варьировало от 45 до 80 мас. %. Во всех пробах в качестве связующего материала установлено органическое вещество (ОВ). Зафиксированы его различные морфологические формы: сплошные массы или интерстиционные включения, а также изогнутые палочки и сферические образования (рис. 2). Известно, что художники в качестве связующих материалов в темперной живописи использовали яичный желток, камедь, животный клей, воск [6, 8]. Присутствие углеродистой составляющей в белилах затрудняет точную оценку содержания свинца, количество которого изменяется в пределах от 13 до 20 %. Помимо этого в пигменте обнаружены единичные выделения шарообразной или неправильной формы самородного свинца размером до 2 мкм.

Аналогичные выделения установлены в плотной массе пигмента красного цвета. В этом пигменте содержание углерода варьировало от 15 до 20 мас. % (рис. 2). Соотношение Pb/O изменяется в пределах от 0.66 до 0.70. В двух точках анализа обнаружена примесь Mo до 1.41 мас. %. Эти данные позволяют считать, что в качестве красного пигмента использовался сурик состава Pb_3O_4.

В составе синего пигмента помимо органического вещества и самородного свинца обнаружены угловатые выделения сложного состава, в которых установлены (приведено к 100 %, в мас %): C = 43.94, O = = 41.98, N = 5.22, P = 0.19, S = 0.62, Si = 0.66, K = 0.13, Ca = 0.09, Al = 1.26, Fe = 5.23, Pb = 0.73 (рис. 2).

Рамановская спектроскопия позволила уточнить состав минеральных пигментов, однако полученные спектры обладали высокой фоновой флуоресценцией, вызванной органическим веществом. В спектрах комбинированного рассеяния красного пигмента наблюдаются хорошо выраженные полосы 121.5; 151.2; 224.9; 314.6; 390.0 и 547.8 см$^{-1}$ (рис. 3), которые соответствуют характерным пикам сурика [12]. В спектрах комбинационного рассеяния синего пигмента на фоне интенсивной люминесценции установлены полосы 270.2, 545.4, 986.6, 2094.0, 2166.7 см$^{-1}$ (рис. 3). Эти данные свидетельствуют о том, что в состав синего пигмента входит берлинская лазурь [13].

Обсуждение результатов

Проведённое исследование показало, что в красочном декоре резной деревянной иконы «Голгофский крест с орудиями страстей» использованы белила, сурик и берлинская лазурь. В резной деревянной иконе в качестве грунта использовали свинцовые белила, далее наносился красочный слой красного и синего цвета.

Сурик и белила относятся к числу наиболее широко употребительных для различных хозяйственных и бытовых нужд. С начала XVIII в. белила и сурик, а с середины XVIII в. и берлинская лазурь производились на многих красочных заводах Российской империи, которых к началу XIX в. насчитывалось уже около тридцати: они были известны в Тверской, Ярославской, Вологодской, Московской, Петербургской, Смоленской, Орловской губерниях [6]. В Архангельской губернии, по сведениям на 1810 г., фабрик по производству красок не было [4]. Белила и сурик поступали в эти края из двух основных источников — краски зарубежного производства доставлялись в Архангельский порт на иностранных кораблях, а отечественные закупались торговыми людьми в Москве. Предпочтение «по доброте, прочности и цвету» отдавалось краскам из Англии. По сведениям «упражняющихся в торговле разными красками людей», в начале XIX в. жители Шенкурского уезда покупали краску «в разных местах», холмогорские привозили «с протчими товарами из Санкт-Петербурга и Москвы одну только краску лазурь», а другую [в том числе белила и сурик — *авт.*] покупали в Архангельске. В Мезенском уезде «людей, торгующих красками», не было [4]. Однако население уезда могло приобретать необходимые краски фабричного производства в столице губернии и на крупных северных ярмарках.

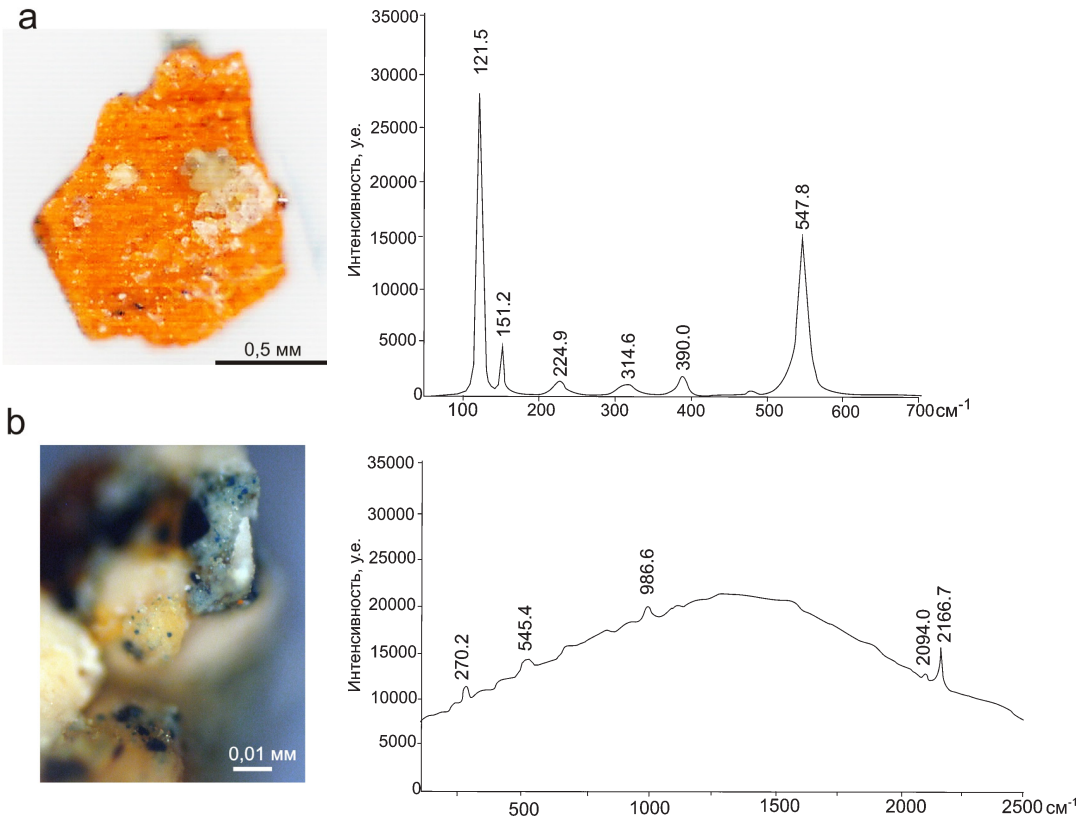

Рис. 3. Изображение цветных пигментов и спектры комбинированного рассеивания сурика (a) и берлинской лазури (b)

Fig. 3. The image of color pigments and Raman bands of the minium (a) and berlin blue (b)

Технология росписи рассматриваемой иконы при всем генетическом родстве с традиционными приемами иконописи существенно от них отличается, в частности, использованием белил в качестве грунта и недостаточно гомогенным замесом пигментов с наличием нерастёртых комочков. Последнее из перечисленного может говорить об отсутствии у великопоженских мастеров опыта изготовления тонкозернистых и однородных красок, необходимых для писания икон.

Полученные результаты свидетельствуют об уязвимости гипотез о локальных центрах поздней провинциальной иконописи, построенных исключительно на версиях об использовании преимущественно местных пигментов. Перспективным направлением дальнейшего исследования и поиска источника красок в Коми крае может стать анализ пигментов, использованных в красочном декоре резных икон, созданных в других старообрядческих центрах XVIII—XIX вв., в частности резных «Голгоф», чье происхождение связывается с Каргопольем и красочная палитра которых включает аналогичные «нижнепечорским» цвета.

Литература

1. *Астахова И. С., Плаксина Н. Е.* Минеральный состав красок икон нижней Печоры // Вестник Института геологии Коми научного центра Ур РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. № 4. С. 29—33.

2. *Афанасьев А. В., Афанасьев Ю. И.* Великопоженская икона // Антиквариат: предметы искусства и коллекционирования. 2011. № 5. С. 10—21.

3. *Афанасьев А. В. Афанасьев Ю. И.* Краски великопоженских икон // Антиквариат: предметы искусства и коллекционирования. 2012. № 5 (96). С. 4—10.

4. Государственный архив Архангельской области (ГААО). Ф. 1. Оп. 3. Д. 561. Л. 1—8.

5. *Гренберг Ю. И.* Технология станковой живописи. История и исследование. М.: Изобразительное искусство, 1982. 320 с.

6. *Григорьев А. В.* История производства и применения красок на Руси. URL: http://natpigments.com/articles/proizvodstvo-i-primenenie-krasok-na-rusi

7. *Дронова Т. И., Плаксина Н. Е.* Старообрядческая икона нижней Печоры: предварительные итоги изучения // Известия Коми научного центра УрО РАН. Вып. 1 (17). Сыктывкар, 2014. С. 103—109.

8. *Кольцова Т. М.* Северные иконописцы. Опыт библиографического словаря. Архангельск, 1998. 192 с.

9. *Плаксина Н. Е.* Памятники деревянной резной пластики нижней Печоры // Святые и святыни Обонежья: Материалы Всероссийской научной конференции «Водлозерские чтения — 2013», посвященной 380-летию со дня преставления святого преподобного Диодора Юрьегорского, основателя Троицкого монастыря в Водлозерье (2—4 сентября 2013 года). Петрозаводск: ПетрГУ, 2013. С. 162—169.

10. *Плаксина Н. Е.* Памятники деревянной резной пластики нижней Печоры // Народная икона Пижмы: Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции «За веру и крест», посвященной 300-летию основания и 270-летию самосожжения Великопоженского скита, 10 марта 2013 г., с. Замежное Усть-Цилемского района РК. Усть-Цильма, 2013. С. 19—28.

11. Сланский Б. Техника живописи. М.: АХ СССР, 1962. 419 с.

12. Caggiani M. C., Cosentino A., Mangone A. Pigments Checker version 3.0, a handy set for conservation scientists: A free online Raman spectra database // Microchemical Journal 129 (2016). P. 123—132

13. Sefcu R., Chlumská S., Hostašová A. An investigation of the lead tin yellows type I and II and their use in Bohemian panel paintings fromthe Gothic period // Heritage Science (2015) DOI 10.1186/s40494-015-0045-2

References

1. Astakhova I. S., Plaksina N. E. *Mineralny sostav krasok icon Nischnei Pechori* (The mineral composition of colors of the icons of the Lower Pechora). Vestnik of the Institute of geology, Komi SC UB RAS. Syktyvkar: Geoprint, 2016, No. 4, pp. 29—33.

2. Afanasev A. V., Afanasev Yu. I. *Velicoposchenskaja ikona* (The Velikopozhensky icon). Antiques: art and collectibles. Moscow, 2011, No. 5, pp. 10—21.

3. Afanasev A. V., Afanasev Yu. I. *Kraski velicoposchenskich ikon* (The paint v elikopozhensky icons). Antiques: art and collectibles. Moscow, 2012, No. 5 (96), pp. 4—10.

4. State archives of Arkhangelsk region (SAAR). F. 1. O. 3. D. 561. L. 1—8.

5. Grenberg Yu. I. The technology of easel painting. History and research. Moscow: Fine art, 1982, 134 p.

6. Grigirev A. V. *Istoriya proisvodstva i primeneniya krasok na Rusi* (The history of the production and application of paints in Russia). URL: http://natpigments.com/articles/proizvodstvo-i-primenenie-krasok-na-rusi.

7. Dronova T. I., Plaksina N. E. *Staroobryadcheskaya icona Nizhnei Pechori: predvoritelny itogi* (Old Believer icon of the Lower Pechora: preliminary results). Proceedings of Komi SC UB RAS, V. 1 (17), Syktyvkar, 2014, pp. 103—109.

8. Koltsova T. M. *Severnye iconopistsy. Opyt bibliograficheskogo slovarya*. (Northern painters. Experience the bibliographical dictionary). Arkhangelsk, 1998, 192 p.

9. Plaksina N. E. *Pamyatniki derevyanoi reznoy plastici Nischnei Pechory* (Monuments carved wooden plastics of the Lower Pechora). *Svyatye I Svyatyni Obonezhya*. Petrozavodsk: PetrGU, 2013, pp. 162—169.

10. Plaksina N. E. *Pamyatniki derevyanoi reznoy plastici Nischnei Pechory* (Monuments carved wooden plastics of the Lower Pechora). The folk icon of the Tansy, Ust-Tsylma, 2013, pp. 19—28.

11. Slanski B. *Technika zhivopisi* (Painting technique). Moscow: USSR Art Academy, 1962, 419 p.

12. Caggiani M. C., Cosentino A., Mangone A. Pigments Checker version 3.0, a handy set for conservation scientists: A free online Raman spectra database. Microchemical Journal 129 (2016), pp. 123—132.

13. Sefcu R., Chlumská S., Hostašová A. An investigation of the lead tin yellows type I and II and their use in Bohemian panel paintings from the Gothic period. Heritage Science (2015) DOI 10.1186/s40494-015-0045-2.

Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts

ПАЛИНОЛОГ ВЫСОКОЙ КВАЛИФИКАЦИИ

A HIGHLY SKILLED PALYNOLOGIST

Tatiana Ivanovna Marchenko-Vagapova is a well-known palynologist, PhD (Geological and Mineralogical Sciences), Senior Researcher at the Laboratory of Cenozoic Geology. Her researches resulted in the ecological and biogeographic characteristics of Holocene European North-East diatomic communities, the characteristics of interglacial vegetation and paleoclimates in the north-eastern part of European Russia.

Татьяна Ивановна Марченко-Вагапова — специалист-палинолог высокой квалификации. Ее работа востребована геологами-съемщиками, биологами, археологами, с которыми она работает в постоянном контакте.

Т. И. Марченко-Вагаповой получена экологическая и биогеографическая характеристика диатомовых сообществ голоцена Европейского Северо-Востока и прослежена история развития голоценовых континентальных водоемов с бореального по суббореальный климатические периоды.

В 1997 году Татьяна Ивановна успешно защитила кандидатскую диссертацию на тему «Палеогеография голоцена на Европейском Северо-Востоке России» по специальности 04.00.01 — общая и региональная геология. В настоящее время работает старшим научным сотрудником в лаборатории геологии кайнозоя.

Татьяна Ивановна — ответственный исполнитель всех научных отчетов лаборатории по проектам НИР и УрО РАН. По материалам исследований ею и с ее участием опубликовано 115 научных работ, в том числе пять монографий, четыре из них в соавторстве, пять брошюр и отдельных изданий. За время работы в Институте геологии более 15 раз проводила полевые работы в Печорской низменности, включая крайний север Большеземельской тундры, много раз в качестве начальника отряда.

Дорогая Татьяна Ивановна! Вы очень добрый, энергичный, надежный, толерантный, абсолютно бесконфликтный человек и настоящий верный друг, а кроме того, обаятельная и доброжелательная женщина, любящая мама. Поздравляем Вас с юбилеем, желаем здоровья, счастья, творческого долголетия и удачи во всем!

Хроника

8 мая — 50-летний юбилей старшего научного сотрудника лаборатории геологии кайнозоя Татьяны Ивановны Марченко-Вагаповой.

19 мая — 95 лет со дня рождения д. г.-м. н. Юрия Васильевича Степанова (1923—1996).

21 мая 1968 г. Бюро Отделения наук о Земле АН СССР приняло постановление об организации геологического музея в Институте геологии Коми филиала АН СССР.

22—24 мая — в институте проходил минералогический семинар с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения — 2018).

Chronicle

May 8 — the 50th Anniversary of Tatyana Ivanovna Marchenko-Vagapova, Senior Researcher at the Laboratory of Cenozoic Geology.

May 19 — 95 years since the birth of Doctor of geological and mineralogical sciences Yury Vasilyevich Stepanov (1923—1996).

On May 21, 1968, the Bureau of Earth Sciences of the USSR AS adopted a resolution on the organization of the Geological Museum at the Institute of Geology of the Komi branch of the USSR AS.

May 22—24 — Mineralogical seminar with international participation «Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy» (Yushkin Memorial Seminar — 2018) was held at the Institute of Geology.

Ответственный за выпуск:
С. Н. Шанина

Редакторы издательства:
О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка
А. Ю. Перетягина

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014
Подписано в печать 08.07.2018

Тираж 140 Геопринт Заказ 1067

Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60
Факс: (8212) 24-09-70
E-mail: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото И. Астаховой, Н. Ильиной, А. Перетягина