REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ



ISSN 0869-7892 (Print)

всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. КАРПИНСКОГО

Российский научный журнал | Russian scholarly journal | Том 32 | № 1 (101)



Стр. 7

Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема фанерозойских отложений Российской Арктики (методика и опыт составления)

Стр. 100

Металлогения золота приамурского отрезка зоны влияния Байкало-Амурской магистрали

TOM 32 N° 1 (101)

2025

ISSN 0869-7892 (Print)

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL GEOLOGY and METALLOGENY Russian scholarly journal

Российский научный журнал

Основан в 1993 году Founded in 1993

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского Founder — All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky

Том 32

N° 1 (101) 2025

Выходит 4 раза в год

Volume 32

no. 1 (101) 2025

Issued 4 times a year

Санкт-Петербург St. Petersburg

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы:

П. В. Химченко, канд. техн. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) М. А. Ткаченко, канд. геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия)

Заместители главных редакторов:

Т. Ю. Толмачева, д-р геол.-минерал. наук,
 ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия)
 В. И. Леонтьев, канд. геол.-минерал. наук,
 ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия)

Редакционный совет:

В. В. Аркадьев, д-р геол.-минерал. наук, Санкт-Петербургский государственный университет (Санкт-Петербург, Россия) Г. С. Бискэ, д-р геол.-минерал. наук, Санкт-Петербургский государственный университет (Санкт-Петербург, Россия) Н. С. Бортников, д-р геол.-минерал. наук, акад. РАН, ИГЕМ РАН (Москва, Россия) В. И. Вялов, д-р геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) А. С. Егоров, д-р геол.-минерал. наук, проф., Горный университет (Санкт-Петербург, Россия) О. К. Ермилова, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) Р. Зельтманн, д-р естествознания, проф., Музей естествознания (Лондон, Великобритания) **С. Н. Кашубин,** д-р геол.-минерал. наук, проф., ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) **А. Б. Котов,** д-р геол.-минерал. наук, проф., чл.-кор. РАН, ИГГД РАН (Санкт-Петербург, Россия) Ю. Б. Миронов, д-р геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) А. В. Молчанов, д-р геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) В. Ф. Проскурнин, д-р геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) А. Ю. Розанов, д-р геол.-минерал. наук, проф., акад. РАН, ПИН РАН (Москва, Россия) А. П. Сысоев, д-р техн. наук. Горный университет (Санкт-Петербург, Россия) А. И. Ханчук, д-р геол.-минерал. наук, проф., акад. РАН, ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, Россия) А. К. Худолей, д-р геол.-минерал. наук, Санкт-Петербургский государственный университет (Санкт-Петербург, Россия) В. В. Шатов, канд. геол.-минерал. наук, ФГБУ «Институт Карпинского» (Санкт-Петербург, Россия) В. В. Шиманский, д-р геол.-минерал. наук. проф.. ФГБУ «ВНИГНИ» (Санкт-Петербург, Россия)

EDITORIAL BOARD

Editors-in-Chief:

P. V. Khimchenko, PhD (Engineering), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) **M. A. Tkachenko**, PhD (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia)

Deputy Editors-in-Chief:

T. Yu. Tolmacheva, DSc (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia)
V. I. Leontyev, PhD (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia)

Editorial Council:

V. V. Arkadyev, DSc (Geology and Mineralogy), Saint-Petersburg University (St. Petersburg, Russia) **G. S. Biske**, DSc (Geology and Mineralogy), Saint-Petersburg University (St. Petersburg, Russia) N. S. Bortnikov, DSc (Geology and Mineralogy), Acad. of RAS, IGEM RAS (Moscow, Russia) V. I. Vvalov, DSc (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) A. S. Egorov, DSc (Geology and Mineralogy), Prof., Saint-Petersburg Mining University (St. Petersburg, Russia) **O. K. Ermilova**, Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) R. Seltmann, PhD (Dr. rer. nat.), Prof., Natural History Museum (London, UK) S. N. Kashubin, DSc (Geology and Mineralogy), Prof., Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) A. B. Kotov, DSc (Geology and Mineralogy), Prof., Corr. Mem. of RAS, IPGG RAS (St. Petersburg, Russia) Yu. B. Mironov, DSc (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) A. V. Molchanov, DSc (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) V. F. Proskurnin, DSc (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) A. Yu. Rozanov. DSc (Geology and Mineralogy), Prof., Acad. of RAS, PIN RAS (Moscow, Russia) A. P. Sysoev, DSc (Engineering), Saint-Petersburg Mining University (St. Petersburg, Russia) A. I. Khanchuk, DSc (Geology and Mineralogy), Prof., Acad. of RAS, FEGI FEB RAS (Vladivostok, Russia) A. K. Khudoley, DSc (Geology and Mineralogy), Saint-Petersburg University (St. Petersburg, Russia) V. V. Shatov, PhD (Geology and Mineralogy), Karpinsky Institute (St. Petersburg, Russia) V. V. Shimanskiy, DSc (Geology and Mineralogy), Prof., VNIGNI (St. Petersburg, Russia)

Журнал «Региональная геология и металлогения» включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук».

> Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ), доступную в сети Интернет по aдресу: https://elibrary.ru/ (Научная электронная библиотека). При перепечатке ссылка на журнал «Региональная геология и металлогения» обязательна. Точка зрения редакции может не совпадать с мнением авторов статей.

> > Regional Geology and Metallogeny is included in the list of peer-reviewed journals that publish the main research findings of PhD and doctoral dissertations.

The journal is included in the national bibliographic database Russian Science Citation Index (RSCI) available online at https://elibrary.ru/ (Scientific electronic library).

When copying materials, refer to the journal *Regional Geology and Metallogeny*. The editorial team's viewpoint may not coincide with the article writers' opinions.

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» © Все права защищены ISSN 0869-7892 (Print)

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС77-82858 от 31.03.2022 выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

АДРЕС РЕДАКЦИИ И ИЗДАТЕЛЯ

199106, Россия, Санкт-Петербург, Средний пр., 74 Научный журнал «Региональная геология и металлогения» Тел. +7 (812) 328-90-90, доб. 2323 E-mail: izdatel@karpinskyinstitute.ru Сайт журнала: https://reggeomet.ru/

РЕДАКЦИЯ

Заведующий издательством О.В. Ярцева Научный редактор Е.Е. Зорина, канд. пед. наук, доц. Выпускающий редактор О.Н. Алексеева Литературные редакторы Е.А. Зотова, А.А. Миндрик Верстальщик А.С. Смирнова Технический редактор А.С. Смирнова

Оформление обложки А. В. Лукоянов с использованием фотографии из архива А. В. Лукоянова

типография

Отпечатано на Санкт-Петербургской картографической фабрике Института Карпинского 199178, Россия, Санкт-Петербург, Средний пр., 72 Тел. +7 (812) 328-91-90 E-mail: karta@karpinskyinstitute.ru Caйт: https://kf-karpinsky.ru/

подписка

Подписка на научный журнал осуществляется через печатный каталог подписного агентства «Урал-Пресс» (подписной индекс — 015348).

Издается с 1993 года. Выходит ежеквартально (четыре раза в год). Свободная цена.

Подписано в печать 20.03.2025. Дата выхода в свет 31.03.2025. Печ. л. 21,25. Уч.-изд. л. 26,83. Формат 60×84/8. Тираж 70 экз. Заказ № 80000880.

FOUNDER AND PUBLISHER

Federal State Budgetary Enterprise "All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky"

© All rights reserved ISSN 0869-7892 (Print)

The Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media (Roskomnadzor) issued Reg. no. ΠΙ ΦC77-82858 dated 31.03.2022.

EDITORIAL AND PUBLISHER'S OFFICES

74 Sredny pr., St. Petersburg, Russia, 199106 Scholarly Journal *Regional Geology and Metallogeny* Tel. +7 (812) 328-90-90, ext. 2323 E-mail: izdatel@karpinskyinstitute.ru Official website: https://reggeomet.ru/en/

EDITORIAL TEAM

Head of Publishing House O. V. Yartseva Science editor E. E. Zorina, PhD (Education), Assoc. Prof. Production editor O. N. Alekseeva Literary editors E. A. Zotova, A. A. Mindrik Layout designer A. S. Smirnova Technical editor A. S. Smirnova

Cover design A. V. Lukoyanov The cover design source is A. V. Lukoyanov's archival photograph

PRINTING HOUSE

Printed at Saint Petersburg Cartographic Factory of Karpinsky Institute 72 Sredny pr., Saint Petersburg, Russia, 199178 Tel. +7 (812) 328-91-90 E-mail: karta@karpinskyinstitute.ru Official website: https://kf-karpinsky.ru/

SUBSCRIPTION

Subscription of the journal is available via the Ural-Press agency (subscription index — 015348).

It has been published since 1993. It is a quarterly journal (four issues per year). Free of charge.

Signed to print 20.03.2025. Published 31.03.2025. Printer's sheet 21.25. Publisher's record sheet 26.83. Format $60 \times 84/8$. Circulation 70 copies. Order No. 80000880.

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2025

Уважаемые авторы и читатели, коллеги!

От всей души поздравляем Вас с профессиональным праздником — Днем геолога! Эта сложная, но крайне важная профессия объединяет специалистов разных сфер деятельности и ключевых компетенций, чей труд служит основой для развития современного мира.

Геологи — это не только первопроходцы, чья смелость, настойчивость и преданность делу открывают доступ к природным богатствам. В геологии сегодня успешно работают программисты, специалисты по искусственному интеллекту, физики, химики и представители множества других профессий.

Благодаря Вашему труду укрепляется экономика и промышленность страны, а каждая новая перспективная площадь становится частью фундамента ее развития.

В эпоху новых технологий Ваши знания и опыт остаются ключом к раскрытию минерально-сырьевого потенциала Отечества, продолжая традиции поколений геологов, чьи открытия определили путь прогресса.

Желаем всем специалистам геологической отрасли ярких открытий, воплощения амбициозных проектов и крепкого здоровья!

Главные редакторы журнала «Региональная геология и металлогения»

> П.В.Химченко М.А.Ткаченко

СОДЕРЖАНИЕ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

О. Л. Коссовая, Д. И. Леонтьев, Л. А. Дараган-Сущова, И. О. Евдокимова, М. А. Алексеев, В. Я. Вукс, Е. Л. Грундан, В. Н. Зинченко, Г. С. Искюль, Т. Л. Модзалевская, Т. Ю. Толмачева, Е. Г. Раевская, О. В. Шурекова Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема фанерозойских отложений Российской Арктики (методика и опыт составления)	7
Ю. Б. Богданов, Н. Г. Бережная, С. А. Анисимова, А. С. Никонова, Н. В. Родионов	
Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона	28
В. А. Четверова	
Палиностратиграфия триасовых отложений шельфа Баренцева моря (на примере скважин Мурманского газового месторождения)	51
Е. А. Делиу	
Особенности геологического строения нижнеюрских отложений Вилюйской синеклизы	71
А. О. Соболев	
К проблеме выделения кайнозойского брусиловского комплекса на территории южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса	79
Э. Ш. Курбанов, А. М. Ахунжанов, С. Р. Усманов	
Влияние структурно-тектонических условий на гидрогеологическое и инженерно-геологическое состояние рудных месторождений Республики Узбекистан	88

металлогения

В. А. Степанов, А. В. Мельников

Металлогения золота приамурского отрезка зоны влияния Байкало-Амурской магистрали	100
meraniorentin sonora npramyperoro orpesta sonor brinnin barrano Amyperor martierpant	

дискуссия

Г.С.Искюль

Стратиграфия опорного разреза кундаского и азериского горизонтов среднего ордовика	
реки Лава (Южное Приладожье)	108

ВЕТЕРАНЫ ГЕОЛОГИИ

Ю. С. Ляхницкий	
Околорудные гидротермокарстовые полости	134
И. М. Фрумкин	
Геодинамические режимы в позднем архее Алданского щита	153

CONTENTS

REGIONAL GEOLOGY

O. L. Kossovaya, D. I. Leontiev, L. A. Daragan-Sushchova, I. O. Evdokimova, M. A. Alekseev, V. Ja. Vuks, E. L. Grundan, V. N. Zinchenko, G. S. Iskül, T. L. Modzalevskaya, T. Yu. Tolmacheva, E. G. Raevskaya, O. V. Shurekova Interregional correlation stratigraphic scheme of the Phanerozoic deposits in the Russian Arctic (methodology and compilation experience)	7
Yu. B. Bogdanov, N. G. Berezhnaya, S. A. Anisimova, A. S. Nikonova, N. V. Rodionov Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region	28
<i>V. A. Chetverova</i> Palinostratigraphy of the Triassic deposits is the Barents Sea Shelf (based on the Murmansk gas field wells)	51
<i>E. A. Deliu</i> Geological structure of the Lower Jurassic deposits in the Vilyuy Syneclise	71
<i>A. O. Sobolev</i> Difficulties in identifying the Cenozoic Brusilovka Complex in the southern part of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt	79
E. Sh. Kurbanov, A. M. Akhunzhanov, S. R. Usmanov Influence of structural and tectonic properties on hydrogeological and geotechnical conditions of deposits in the Republic of Uzbekistan	88

METALLOGENY

V. A. Stepanov, A. V. Melnikov

Metallogeny	of gold in the	Amur River section	of the Baikal-Amur	Mainline zone of influence	100
metanogeny	or gold in the	Amur River Section	of the balkal-Amu	Mainine zone of innuence	

DISCUSSION

G. S. Iskül

Key section stratigraphy of the Middle Ordovician Kunda and Aseri stages	
of the Lava River (south of the Lake Ladoga region)	. 108

VETERANS OF GEOLOGY

Yu. S. Lyakhnitskiy	
Wallrock hydrothermokarst cavities	134
I. M. Frumkin	
Geodynamic regimes in the Late Archean Aldan Shield	153

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Научная статья

УДК 551.7(084.2)"62"(985) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_7-27

Ключевые слова: палеогеографические реконструкции, структурно-формационное районирование, Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема, Российская Арктика, фанерозой, сейсмические горизонты

Финансирование: работа по созданию Межрегиональной корреляционной стратиграфической схемы фанерозойских отложений выполнялась в Институте Карпинского в рамках государственного задания по сводному и обзорному картографированию в 2021-2023 гг. В процессе работы один из авторов (О. Л. Коссовая) получал поддержку за счет субсидии, выделенной Казанскому (Приволжскому) федеральному университету для выполнения государственного задания проекта № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности.

Для цитирования: Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема фанерозойских отложений Российской Арктики (методика и опыт составления) / О. Л. Коссовая [и др.] // Региональная геология и металлоге-ния. 2025. Т. 32, № 1. С. 7–27. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_7-27

Original article

UDC 551.7(084.2)"62"(985) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_7-27



© О. Л. Коссовая, Д. И. Леонтьев, Л. А. Дараган-Сущова, И. О. Евдокимова, М. А. Алексеев, В. Я. Вукс, Е. Л. Грундан, В. Н. Зинченко, Г. С. Искюль, Т. Л. Модзалевская, Т. Ю. Толмачева, Е. Г. Раевская, О. В. Шурекова, 2025

ΡΕΓИΟΗΑЛЬНАЯ ΓΕΟΛΟΓИЯ Ι REGIONAL GEOLOGY

Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема фанерозойских отложений Российской Арктики (методика и опыт составления)

О. Л. Коссовая^{1,2}[∞], Д. И. Леонтьев¹, Л. А. Дараган-Сущова¹, И. О. Евдокимова¹, М. А. Алексеев¹, В. Я. Вукс¹, Е. Л. Грундан¹, В. Н. Зинченко¹, Г. С. Искюль¹, Т. Л. Модзалевская¹, Т. Ю. Толмачева¹, Е. Г. Раевская¹, О. В. Шурекова¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, olga_kossovaya@karpinskyinstitute.ru ²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Аннотация. Разработана и апробирована методика составления межрегиональных корреляционных стратиграфических схем для области перехода «сушаморе» в пределах Российской Арктики. Методика включает сопоставление результатов сейсмопрофилирования методом отраженных волн общей глубинной точки, данных о геологическом строении, лито-биостратиграфических данных по морским скважинам и прилегающей суше, результатов геологосъемочных работ по островам и архипелагам, а также сведений по обнажениям и бурению в береговой зоне. Для уточнения представлений о площадном распространении отложений были построены единые палеогеографические карты территории Российской Арктики для некоторых отделов систем фанерозоя. С использованием ГИС технологий разработаны единые схемы районирования. Межрегиональные корреляционные стратиграфические схемы составлены на основе выделенных структурно-формационных подразделений. В процессе подготовки была использована современная Общая стратиграфическая шкала и учтены актуализированные и новые стратиграфические данные. Результаты проведенных исследований имеют практическое значение для картосоставительских работ, продолжающихся в Российской Арктике, и для корреляции подразделений -Северо-Карско-Баренцевоморской, Южно-Карской, Лаптево-Сибироморской, Чукотской, Таймырско-Североземельской и Океанской серийных легенд листов Государственной геологической карты масштаба 1:1000000. Создание единого комплекта, включающего сопоставление био-литостратиграфических данных, датировок и сейсмогоризонтов, имеет важное значение для Российской Арктики в связи с недостаточной изученностью геологического строения акваториальной части и высоким нефтегазовым потенциалом региона в целом.

Interregional correlation stratigraphic scheme of the Phanerozoic deposits in the Russian Arctic (methodology and compilation experience)

- O. L. Kossovaya^{1,2}[∞], D. I. Leontiev¹,
- L. A. Daragan-Sushchova¹, I. O. Evdokimova¹,
- M. A. Alekseev¹, V. Ja. Vuks¹, E. L. Grundan¹, V. N. Zinchenko¹, G. S. Iskül¹, T. L. Modzalevskaya¹,
- T. Yu. Tolmacheva¹, E. G. Raevskaya¹, O. V. Shurekova¹

¹All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, olga_kossovaya@karpinskyinstitute.ru[™] ²Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia

Keywords: palaeogeographic reconstructions, structural and formation zoning, interregional correlation stratigraphic scheme, Russian Arctic, Phanerozoic, seismic horizons

Funding: Karpinsky Institute was responsible for compiling the interregional stratigraphic correlation scheme of the Phanerozoic deposits (state geological study on the integrated and review mapping in 2021–2023). Upon working, one author (O. L. Kossovaya) received subsidy support for Kazan (Volga region) Federal University to complete state geological study no. FZSM-2023-0023 (in science).

For citation: Interregional correlation stratigraphic scheme of the Phanerozoic deposits in the Russian Arctic (methodology and compilation experience) / O. L. Kossovaya [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 7–27. https://doi.org/10.5 2349/0869-7892_2025_101_7-27

Abstract. The authors developed and tested a methodology for compiling interregional stratigraphic correlation schemes for the land-sea transition area of the Russian Arctic. The methodology combines seismic profiling results obtained with the common depth point seismic reflection method, geological structure data, litho-biostratigraphic data on offshore and onshore boreholes, geological survey results on islands and archipelagos, as well as information on outcrops and drilling in the coastal zone. To clarify the ideas about the areal sedimentation, the unified palaeogeographic maps of the Russian Arctic are created for subdivisions of the Phanerozoic systems. GIS technologies contributed to compiling new unified structural-facies zoning maps. Interregional stratigraphic correlation schemes are based on developed new zoning maps. The work was based on the modern General Stratigraphic Chart of Russia as well as updated and new stratigraphy data. The results obtained are of practical value for ongoing mapping works in the Russian Arctic and correlation of the subdivisions within the area of the Northern Kara Sea — Barents Sea, Southern Kara Sea, Laptev Sea — Siberian Sea, Chukotka, Taimyr — Severnaya Zemlya, and Ocean legends to series of State geological maps (scale of 1:1,000,000). The creation of a unite set including the combination of bio-lithostratigraphic data, dating of rocks and seismic horizons is important due to the insufficient knowledge on the geological structure of the offshore area of the Russian Arctic and the high oil and gas potential of the region as a whole.

введение

Необходимость создания корреляционной схемы, охватывающей огромную акваторию российской части Северного Ледовитого океана вместе с прилегающей континентальной и островной сушей, была обусловлена значительным объемом геологической и палеонтолого-стратиграфической информации, полученной за последнее десятилетие при проведении картосоставительских и геологосъемочных работ и активных тематических исследований. В то же время существует временной разрыв в издании стратиграфических схем; часть их не обновлялась с 1980-х гг., часть была утверждена в последние годы, а для некоторых территорий, прежде всего для арктических островов и архипелагов, региональные схемы отдельных систем отсутствовали или не были официально утверждены. Остается актуальной фактологическая основа изданных и оставшихся неизданными комплектов геологических карт масштаба 1 : 200 000 первого поколения, которые были составлены в соответствии с «Требованиями к геологическим картам» и Общей стратиграфической шкалой, отвечавшими своему времени. Кроме того, к настоящему времени в результате бурения на акватории и исследований по островам и прибрежной части накопился огромный объем разрозненных данных. Таким образом, потребовалось решение двух основных задач — создание проработанной актуальной стратиграфической схемы по островной и континентальной суше (в рамках выделенного региона) и корреляция этих данных с сейсмокомплексами акватории.

Основной целью работ стало обеспечение геологосъемочных работ масштаба 1 : 1 000 000 единой увязанной стратиграфической основой для территории арктических легенд серий листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (далее — ГК-1000) — Северо-Карско-Баренцевоморской, Южно-Карской, Лаптево-Сибироморской, Чукотской, Таймырско-Североземельской

8

и Океанской (рис. 1; табл. 1). В процессе работы были проанализированы обобщающие предшествующие исследования, включающие стратиграфическую информацию различной степени детальности [1–7], и палеонтологические атласы последних лет [8–10]. Проведено обобщение и сопоставление разнородных данных по шельфовой зоне Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского, Чукотского морей и моря Лаптевых, а также островной и примыкающей береговой территории.

Созданная схема отвечает требованиям Стратиграфического кодекса РФ к межрегиональным стратиграфическим схемам, которые могут включать и акваториальную часть [11]. Основными отличиями от предложенной в Кодексе структуры схемы являются следующие моменты: 1) для каждого региона, помимо региональной схемы, дается стратиграфическая характеристика стратонов всех выделяемых в его пределах элементов районирования, а не только типовых (опорных) разрезов, обосновывающих региональные стратоны; 2) схемы дополнены сейсмостратиграфическими подразделениями для акватории. В ряде схем при наличии детальной биостратиграфической характеристики включены данные по отдельным скважинам.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

На подготовительном этапе были проанализированы стратиграфические схемы соседних регионов, частично включающих участки береговой суши и (реже) островов; изучены результаты тематических работ, планомерно проводившихся на архипелагах и островах в XX в.; собраны биостратиграфические данные по морским скважинам и актуализированы устаревшие сведения. Кроме того, были проведены определительские работы по новым скважинам и коллекциям, собранным сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (далее — Институт



Рис. 1. Схема расположения арктических легенд серий листов ГК-1000

Fig. 1. Location of the Arctic legends, State geological map sheet series (scale of 1 : 1,000,000)

Таблица 1

Координаты поворотных точек границ изученной площади

Table 1. Measured points coordinates of the studied area boundaries

1) 68° N, 24° E	3) 76° N, 36° E	5) 84° N, 168° W	7) 64° N, 162° E	9) 72° N, 66° E
2) 76° N, 24° E	4) 84° N, 36° E	6) 64° N, 168° W	8) 72° N, 162° E	10) 68° N, 66° E

*Точки соединяются по градусной сетке

**The points are connected as per a degree grid

Карпинского) и Геологического института Российской академии наук во время геологосъемочных и тематических работ последних лет. Важным источником информации при определении единиц районирования являлись сейсмофациальные построения и палеогеографические карты, созданные в рамках того же объекта, что и межрегиональная схема. Единые палеогеографические карты для территории и акватории Российской Арктики были составлены для всех отделов систем фанерозоя, начиная с триаса (рис. 2), а для Баренцевоморско-Карского региона — с девона (рис. 3). Палеогеографический анализ позволил выявить закономерности в распределении фациальных зон по площади и их эволюцию во времени, что было использовано для обоснования границ структурно-формационных зон и областей при районировании.

Сейсмостратиграфические и сейсмофациальные исследования осадочного чехла Северного Ледовитого океана

При характеристике акваториальной части одним из основных инструментов расчленения и корреляции осадочных толщ служит сейсмокомплекс — региональное подразделение, ограниченное сейсмогоризонтами [11]. Объем сейсмокомплексов обычно намного превышает объем подразделений, выделенных на суше — горизонтов и надгоризонтов, но, как показали проведенные исследования, границы сейсмогоризонтов часто совпадают с уровнями смены обстановок осадконакопления — резкими колебаниями уровня моря,

приводящими к смене типа пород, например, смене карбонатного осадконакопления на терригенное (или наоборот), что фиксируется и на территориях, прилегающих к акватории. Смена типов осадконакопления устанавливается в скважинах, обнаженной части и сейсмогоризонтах. Особое значение имеет интерпретация сейсмофаций, выделяемых на сейсмопрофилях. По характерной смене сейсмофаций на разрезах можно судить о латеральных изменениях обстановок осадконакопления, что может использоваться как критерий при структурно-фациальном районировании. Наиболее очевидным примером является распознавание триады ундаформа-клиноформа-фондоформа в чехлах осадочных палеобассейнов, которая соответствует фациям мелководья, склона и глубоководной зоны. Такое распределение фаций хорошо наблюдается на сейсмических профилях в чехле кайнозойских и менее отчетливо меловых отложений морских акваторий северо-восточной Арктики — в зоне перехода шельфа к глубоководью (рис. 2). На основе анализа распределения сейсмофаций построены сейсмофациальные профили и карты [12], которые были использованы в качестве основы схем районирования меловых и палеоген-неогеновых образований (рис. 3).

В качестве сейсмостратиграфической основы использовались схемы расчленения осадочного чехла, разработанные, с одной стороны, для Баренцевоморского, Северо-Карского и Южно-Карского бассейнов [1; 13; 14], а с другой — для Евразийского и Амеразийского, включая шельфы морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [15].



Рис. 2. Фрагмент сейсмофациального профиля, пересекающего зону перехода шельфа к глубоководью в Чукотском море

1-4 — сейсмофации: 1 — шельф (ундаформа), 2 — склон (клиноформа), 3 — глубоководные и относительно глубоководные обстановки (фондоформа), 4 — вулканические образования; 5 — опорные сейсмические горизонты и их индексы; 6 — внутрипластовые границы; 7 — границы между сейсмофациями; 8 — возраст сейсмокомплексов. Положение профиля см. рис. 3

Источник: по [12] с упрощениями

Fig. 2. Fragment of a seismic-facies profile crossing the shelf — deep waters transition zone in the Chukchi Sea

1-4 — seismic facies: 1 — shelf (undaform), 2 — slope (clinoform), 3 — deep and relatively deep water settings (fondoform), 4 — volcanic rocks;
 5 — seismic reference horizons and their indices; 6 — intrabed boundaries;
 7 — boundaries between seismic facies;
 8 — seismic complexes age.

Source: simplified from [12]



Рис. 3. Фрагмент схемы структурно-формационного районирования кайнозойских образований морских акваторий северо-восточной Арктики

Fig. 3. Fragment of the structural and formation zoning diagram for the Cenozoic formations in the North-East Arctic marine water areas



Рис. 4. Примеры палеогеографических карт Российской Арктики, иллюстрирующих особенности эволюции осадочных бассейнов

1–21 — палеогеографические обстановки: 1 — континентальные денудационные (I): 2 — расчлененный рельеф (горные массивы, кряжи и т. п.) (I-1), 3 — слабо расчлененный рельеф (возвышенности, увалы и т. п.) (I-2); 4 — континентальные аккумулятивные равнины (II): 5 — межгорные впадины (II-1), 6 — аллювиальные равнины (II-2), 7 — озерно-аллювиальные равнины (II-3); 8 — переходные обстановки, контактная область «суша-море» (III): 9 — дельтовые равнины, побережья, периодически заливаемые морем (III-1), 10 — лагуны, приливно-отливные равнины, прибрежное мелководье (III-2), 11 — себхи, лагуны с повышенной соленостью (III-3); 12 — шельф (IV): 13 — верхняя сублитораль (внутренний шельф) (IV-1), 14 — зоны развития органогенных построек (IV-1a), 15 — нижняя сублитораль (внешний шельф) (IV-2), 16 — погруженный (глубокий) шельф, шельфовые впадины (IV-3); 17 — обстановки открытого глубокого моря (V): 18 — континентальный склон (V-1), 19 — глубоководные впадины, равнины, котловины (V-2), 20 — внутрибассейновые поднятия (V-3), 21 — речные долины; **22** — границы палеогеографических обстановок; **23** — тектонические швы, сутуры; **24** — границы распространения вулканических образований; **25** опорные разрезы. Белое пятно на карте — область формирования океанической коры (мел-кайнозой)

Fig. 4. Examples of the Russian Arctic palaeogeographic maps illustrating the sedimentary basins evolution

1–21 — palaeogeographic settings: 1 — continental denudation (I): 2 — dissected relief (mountain ranges, ridges, etc.) (I-1), 3 — poorly dissected relief (hills, hummocks, etc.) (I-2); 4 — continental accumulative plains (II): 5 — intermountain depressions (II-1), 6 — alluvial plains (II-2), 7 — lacustrinealluvial plains (II-3); 8 — transitional settings, contact area land-sea (III): 9 — delta plains, periodically sea-flooded coasts (III-1), 10 — lagoons, tidal plains, coastal shallow waters (III-2), 11 — sabkha, lagoons with high salinity (III-3); 12 — shelf (IV): 13 — upper sublittoral (inner shelf) (IV-1), 14 — zones of organogenic structures development (IV-2), 15 — lower sublittoral (outer shelf) (IV-3), 16 — submerged (deep) shelf, shelf depressions (IV-4); 17 — conditions of the open deep sea (V): 18 — continental slope (V-1), 19 — deep-sea depressions, plains, basins (V-2), 20 — intra-basin uplifts (V-3); 21 — river valleys; **22** — boundaries of palaeogeographic settings; **23** — tectonic seams, sutures; **24** — volcanic formations distribution boundaries; **25** — key sections. A white spot in the map refers to an area of oceanic crust formation (Cretaceous–Cenozoic)

Расчленение осадочных толщ и региональная корреляция в этих бассейнах основана на выделении и прослеживании по площади опорных отражающих горизонтов. Возрастная привязка сейсмотолщ в Баренцевом море основана на литофациальном анализе и биостратиграфическом расчленении глубоких скважин на акватории и с небольшими дополнениями используется в данной работе. Привязка отражающих горизонтов (далее — ОГ) в Южно-Карском и особенно в Северо-Карском бассейнах менее надежная и главным образом опирается на прослеживание сейсмических границ из смежных регионов — Баренцева моря и Западной Сибири. В Северо-Карском бассейне в последние годы проведены работы по малоглубинному бурению, и появляются новые данные для обоснования возраста сейсмотолщ [16]. Для северо-восточных арктических морей ситуация с обоснованием возраста сейсмических комплексов гораздо менее достоверна. Из скважинных данных использованы результаты бурения на хр. Ломоносова (проект ACEX) и на шельфе Аляски. Прослеживание стратиграфических уровней, установленных в этих скважинах, не является надежным, поскольку сопряжено с зонами потери корреляции между районами, где проводилось бурение, и большей частью Восточно-Арктического бассейна. Попытки обоснования стратиграфических уровней на основе косвенных тектоно-стратиграфических построений и увязки с разрезами на суше у разных авторов приводят к построению отличающихся друг от друга моделей и являются предметом острых дискуссий. В настоящее время



продолжаются работы по малоглубинному стратиграфическому бурению в акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [17; 18], что в перспективе, возможно, позволит снять ряд имеющихся разногласий. Помимо сложностей с обоснованием возраста сейсмокомплексов для северо-восточных арктических морей также существует проблема унификации ОГ. Если для Баренцевоморского, Северо-Карского и Южно-Карского бассейнов существующие схемы расчленения в целом принимаются различными исследователями с минимальным количеством разночтений, то для северо-востока имеется большое количество вариантов расчленения осадочного чехла, что находит отражение как в публикациях, так и в комплектах карт ГК-1000 [15; 19; 20]. С целью унификации схемы ОГ для данного региона при составлении межрегиональных схем была принята последовательность опорных ОГ, разработанная во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга [21] и впоследствии использованная этой организацией и Институтом Карпинского для подготовки заявки по обоснованию внешней границы континентального шельфа РФ в Северном Ледовитом океане. В данной схеме, основанной на модели седиментационного и тектонического развития северо-восточных морских акваторий, даны общие ОГ для всех бассейнов глубоководной и шельфовой зон. Расчленение и корреляция сейсмотолщ осуществлялись на едином каркасе сейсмических профилей базы сейсмических профилей Института Карпинского, что позволило создать единую стратиграфическую модель региона, построить комплекты структурных карт, выполнить сейсмофациальные, палеотектонические и палеогеографические реконструкции [12; 15].

Палеогеографические реконструкции

Палеогеографические построения значительной площади, объединяющей различные палеобассейны, создавались в течение ряда лет в Институте Карпинского и нашли отражение в изданных монографиях по Западной и Восточной Арктике, частично опубликованных [15; 22]. При проведении районирования как основы стратиграфических схем для всей территории Российской Арктики были созданы единые схемы, примеры которых приведены на рис. 4.

Интерпретация палеогеографических обстановок проводилась на основе анализа литологической характеристики скважин, обновленных биостратиграфических данных и сейсмофациальных профилей и разрезов. По западной части Баренцевоморско-Карского региона анализировались данные также по Шпицбергену, платформе Финнмарк и скважинам норвежской части Баренцева моря (рис. 5, 6).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Межрегиональная стратиграфическая схема строилась как основа для схем межсерийной корреляции, призванных сопоставить между собой картируемые подразделения легенд и ГК-1000 береговой и шельфовой зон Российской Арктики (рис. 1). Итоговая межрегиональная схема представляет собой комплект схем районирования и корреляционных схем по всем системам фанерозоя; палеоген и неоген представлены в единой схеме кайнозойских отложений.

Рис. 5. Литолого-фациальные опорные разрезы к палеогеографической карте ассельско-сакмарского веков Баренцевоморско-Карского региона (положение разрезов см. рис. 6)

Источник: 2 — [23], 3 — [24], 6 — [25], 7 — [26], 8 — [27]; индексация в колонках: Wordian/Capitanian — по [23]

Fig. 5. Lithofacies key sections for the palaeogeographic map of the Asselian-Sakmarian Barents Sea — Kara Sea region (in fig. 6)

Key sections and borehole numbers: 1, 2 — Svalbard Archipelago: 1 — Linnedalen section, 2 — Kruseryggen section; 3 — Finnmark platform, borehole 7128/6-1; 4–6 — Novaya Zemlya Archipelago: 4 — Ice Harbor Bay, 5 — Krasnaya River, 6 — Yunau River; 7 — Kolguev Island, borehole North-West-202; 8 — Timan-Pechora plate, borehole Naryan-Mar-1. Refer to colored and numbered palaeogeographic settings in the map in fig. 4 Symbols in the logs: P_1a — Cisuralian Series, Asselian Stage; P_1s — Cisuralian Series, Sakmarian Stage; C_3g_2 — P_1s — Upper Gshelian Stage — Sakmarian Stage; $C_3 kz_1$ — Lower Kazarkin Formation, Upper Carboniferous; P_2 -kz — Biarmian Series, Kazanian Stage.

Source: 2 — [23], 3 — [24], 6 — [25], 7 — [26], 8 — [27]; symbols in the logs: Wordian/Capitanian — from [23]

Номера опорных разрезов и скважин: 1, 2 — арх. Шпицберген: 1 — разрез Линнедален, 2 — разрез Крусиригген; 3 — платформа Финнмарк, скв. 7128/6-1; 4–6 — арх. Новая Земля: 4 — бух. Ледяная Гавань, 5 — р. Красная, 6 — р. Юнау; 7 — о. Колгуев, скв. Северо-Западная-202; 8 — Тимано-Печорская плита, скв. Нарьян-Марская-1. Условные обозначения палеогеографических обстановок, изображенных цветом и номерами на карте. см. на рис. 4.

Индексация в колонках: P₁а — приуральский отдел, ассельский ярус; P₁s — приуральский отдел, сакмарский ярус; P₁a-art — приуральский отдел, ассельский–артинский ярусы; C₃g₂-P₁s — верхняя часть гжельского яруса — сакмарский ярус; C₃kz₁ — казаркинская свита, нижняя часть, верхний карбон; P₂kz — биармийский отдел, казанский ярус.

Литологический состав: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки кремнистые; 7 — доломиты; 8 — известняки глинистые; 9 — известняки органогенно-детритовые; 10 — карбонатные органогенные постройки; 11 — мергели; 12 — известняки песчанистые; 13 — магнезиальные карбонаты пластовые (*a*) и конкреции (*b*); 14 — гипсы и ангидриты пластовые (*a*) и конкреции (*b*); 15 — силициты (*a*) и кремневые конкреции (*b*). Прочие обозначения: 16 — пропуск в однородном интервале разреза (по условиям масштаба); 17 — несогласие; 18 — основание разреза и контакт с подстилающими отложениями не изучен. Масштабное деление на колонках –10 м

Lithological composition: 1 — conglomerates; 2 — sandstones; 3 — siltstones; 4 — clays and mudstones; 5 — limestone; 6 — siliceous limestone; 7 — dolomites; 8 — clay limestone; 9 — bioclastic limestone; 10 — carbonate biogenic build-ups; 11 — marls; 12 — sandy limestone; 13 magnesium carbonates of sheet (a) and nodules (b) types; 14 — gypsum and anhydrite of sheet (a) and nodules (b) types; 15 — silicites (a) and chert nodules (b). Other symbols: 16 — artificial interruption in the homogeneous lithological structure (as per the scale); 17 — unconformity; 18 — no data on the section basement and contact with underlying sediments. Scale bar on the logs is 10 m

Межрегиональные корреляционные стратиграфические схемы: данные по акватории, островной и прилегающей континентальной суше Российской Арктики

Структурно-формационное районирование

Для построения схем районирования был проведен анализ схем по листам ГК-1000 и районирования серийных легенд, который в соответствии с инструкцией проводится по структурным этажам. Критический анализ проведенного поэтажного районирования показал существенные нестыковки при сопоставлении соседних площадей. Схемы районирования разработаны по системам, что является традиционным в данном комплекте при составлении стратиграфических схем.

Схемы структурно-формационного районирования созданы для каждой системы фанерозоя, за исключением нижнего палеозоя (кембрий, ордовик, силур), где они объединены в единый массив, и кайнозоя, где в силу ограниченного распространения или недостаточной изученности отдельных интервалов разреза районирование дано на группу систем. За основу принято районирование, используемое в геологических картах масштаба 1 : 1 000 000





Fig. 6. Palaeogeographic map of the Barents Sea — Kara Sea region for the Asselian–Sakamrian (Early Permian) Refer to the symbols of key sections and borehole numbers in fig. 5 и региональных стратиграфических схемах. Анализировались данные геологических карт различных масштабов (1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000), а также сейсморазведочные профили. При составлении единых схем структурно-формационного районирования разработана новая иерархия входящих в них элементов и проведена унификация границ. В качестве единицы наиболее высокого порядка принята мегаобласть, которая разделяется на области, зоны, подзоны и в некоторых случаях районы.

На основе синтеза данных были определены и уточнены ареалы распространения стратонов, что в комплексе с методами цифровой картографии позволило создать универсальный ГИС-продукт, который может быть использован в комбинации с любыми другими геолого-картографическими материалами. Всего в комплекс входят 9 схем районирования.

Биостратиграфическое обоснование межрегиональных корреляционных схем

В составленных межрегиональных корреляционных стратиграфических схемах учтены изменения в Общей стратиграфической шкале (далее — ОСШ) в соответствии с Кодексом [11], а также закрепленные в Постановлениях Межведомственного стратиграфического комитета последних лет. Проведенная ревизия биостратиграфического обоснования включала корректировку возраста и объема региональных стратонов (для регионов, где они были установлены ранее), корреляцию горизонтов различных регионов на основе выявленных таксонов-маркеров, составление новых региональных схем для выделенных субрегионов, уточнение возраста местных подразделений или «неназванных толщ» в скважинах по авторским и литературным данным, сопоставление уровней смены осадконакопления и существенных перерывов, установленных по скважинам и естественным выходам пород с датировками сейсмогоризонтов.

Наиболее существенные внесенные изменения и новые данные кратко сформулированы ниже.

В связи с введением новой шкалы ордовика и, в частности, нового стандарта его нижней границы [28; 29] изменился возраст ряда его «базальных» горизонтов, ранее целиком относившихся к этой системе — кидрясовского (Уральский субрегион) и инаньинского (Северо-Восточный субрегион). Их нижние части включены в верхний кембрий.

При составлении схемы кембрийских, ордовикских и силурийских отложений использованы авторские данные по конодонтам (Т. Ю. Толмачева) и акритархам о. Колгуев [30]; трилобитам, брахиоподам, конодонтам и акритархам Северной Земли [31; 32]; трилобитам, граптолитам и конодонтам о. Беннета [33; 34]; брахиоподам, граптолитам и конодонтам о. Котельный [35; 36]. Также существенно изменен возраст ряда свит на основании датировок по цирконам. Так, в схему кембрия Вайгачско-Новоземельской СФО введены никольская и русановская серии (Южно-Новоземельская СФЗ), а также ясарусалинская свита (Вайгачская СФЗ), ранее целиком относившиеся к докембрию (лист R-40 ГК-1000). К нижнему кембрию условно отнесена вышележащая русановская серия и ее предполагаемый латеральный аналог о. Вайгач — ясарусалинская свита [37].

Также изменен возраст ряда свит в Северотаймырско-Северокарской СФМО на основе изотопных датировок детритовых цирконов. В последовательность Большевистской СФЗ (о. Большевик, арх. Северная Земля) введена последовательность толщ, охватывающих весь разрез кембрия [38].

Входящие в последовательность голышенскаятельмановская толщи ранее считались докембрийскими, однако содержат нижнекембрийские (и более древние) детритовые цирконы, а также комплексы микрофитофоссилий, известные из различных отделов кембрия Балтоскандии, Таймыра и других территорий. В связи с отнесением амгинского яруса кембрия к среднему отделу [39] возраст подошвенных частей грустнинской и широкинской свит Северо-Быррангской СФО изменен с верхнего кембрия на средний кембрий.

В стратиграфической схеме девона Тимано-Печорской провинции (далее — ТПП) положение границы нижнего и среднего отделов девонской системы приведено в соответствии со стратиграфической схемой Урала [40]. Граница фиксируется по появлению зонального вида-индекса конодонтов Polygnathus partitus в верхней части бийского горизонта [41; 42], а не в его подошве, как это было принято ранее [43]. В связи с изменением стратиграфического положения унифицированного пашийского горизонта девонской системы, сопоставляющегося с подошвой зоны Ро. hermanni — Po. cristatus [44–47], изменен на среднедевонский возраст соответствующих ему субрегиональных подразделений ТПП (яранского и джьерского горизонтов), а также на этом основании уточнена стратиграфическая привязка ОГ III₂ в Баренцевоморском регионе. В схеме девонских отложений Новой Земли уточнен возраст вальневского, кабанинского и черногубского горизонтов [48; 49]. Подошва жандровского горизонта в Унифицированной стратиграфической схеме [40] коррелировалась с основанием пашийского горизонта. В настоящее время этот уровень сопоставляется с основанием верхнеживетского подъяруса [46; 47]. В проекте стратиграфической схемы по Северной Земле предложена региональная стратиграфическая шкала, составленная с использованием фондовых материалов, но получившая современное обоснование [7; 50-54]. В региональной шкале Северо-Востока РФ положение нижних границ живетского яруса среднего отдела и франского яруса верхнего отдела девонской системы [55] требуют актуализации данных по конодонтам и дальнейшего обоснования.

При составлении схем девонских и каменноугольных отложений актуализированы датировки по комплексам фауны по морским скважинам Печорского моря, о. Колгуев [25; 56; 57], отложениям арх. Новая Земля¹.

¹Геологическое строение и полезные ископаемые северной части архипелага Новая Земля. Отчет о групповой геологической съемке и аэрофотогеологическом картировании м-ба 1 : 200 000 северной части Архипелага Новая Земля за 1986–1990 гг. / В. Ф. Ильин [и др.]. Ломоносов : ПМГРЭ, 1990. 415 с. Фонды НИИГА.

В схеме каменноугольной системы представлен обновленный зональный стандарт (с изменениями) по [58–60]. При составлении схемы каменноугольных отложений Новой Земли были применены горизонты, установленные В. П. Матвеевым в 1998–2000 гг., впервые предложенные по результатам геологосъемочных тематических работ в 1998 г. [61].

Характеристика стратонов по скважинам Земли Франца-Иосифа дополнена палеонтологическими данными [62]. Расчленение каменноугольно-пермских отложений по поднятию Федынского основано на реинтерпретации сейсмопрофилей, пройденных в его западной части [63]. Для восточной части Арктики была использована актуализированная региональная схема Таймыра. В схему по территории о. Котельный, устья р. Лена и Северного Хараулаха включены новые данные по конодонтам, кораллам и брахиоподам [64-68]. Анализ современных и архивных данных показал, что верхняя часть каменноугольных отложений о. Врангеля и Чукотки содержит существенно иную фауну, близкую к комплексам поднятия Менделеева, Аляски, Пай-Хоя и Новой Земли. Это привело к необходимости составить новую, отражающую особенности региона, последовательность смены комплексов для этой территории [55; 69; 70]. По сравнению с Унифицированной стратиграфической схемой Верхояно-Охотского субрегиона [55] уточнена граница кыгылтасского горизонта [59; 71]. Для Амеразийского бассейна были использованы материалы по поднятию Менделеева [72; 73].

В ОСШ пермской системы уточнены биостратиграфические реперы ярусных границ по конодонтам. Основание ассельского яруса определяется появлением *Streptognathodus isolatus*, принятого как граница Международной стратиграфической шкалы [74] и ратифицированное для ОСШ [28].

Граница сакмарского яруса соответствует первому появлению Mesogondolella monstra и Sweetognathus binodosus [75]. Маркером границы артинского яруса утвержден Streptognathodus asymmetricus [76], кунгурского яруса — Neostreptognathodus pnevi [77]. Выделение зон по конодонтам на Новой Земле позволило скоррелировать среднекаменноугольныенижнепермские (докунгурские) отложения с Зональным стандартом [25]. Корреляция морских скважин Печорского моря и о. Колгуев проведена по комплексам фораминифер [62] и (реже) другой бентосной фауне [57]. Особое значение для корреляции северных территорий приобретает распределение аммоноидей, по которым выделяются таксоны-маркеры с высоким корреляционным потенциалом. Так, нижняя граница казанского яруса и, соответственно, биармийского отдела на Южном острове арх. Новая Земля прослеживается по присутствию комплекса аммоноидей, включающего Sverdrupites harkeri в кочергинской и геркинской свитах [78]. Данный комплекс является основой корреляции с одновозрастными отложениями Верхоянья [79].

Отчетливая биогеографическая дифференциация морских фаун не позволяет проводить прямую зональную корреляцию триасовых разрезов Бореальной и Тетической биохорий. Сопоставление сибирской и тетической шкал осуществляется через экотонные разрезы триасовых отложений Канады, содержащие комплексы смешанной фауны из бореальных и тетических элементов. На территории России для расчленения и корреляции триасовых отложений используются провинциальные шкалы биостратиграфических зон по аммоноидеям, двустворчатым моллюскам, спорово-пыльцевым комплексам Бореальной области. При составлении схемы учтены новые данные по спорово-пыльцевым комплексам из триасовых отложений, полученные из скважин Мурманского газового месторождения¹, а также по диноцистам и спорово-пыльцевым комплексам юры и мела шельфа Баренцева моря [80; 81].

Изучение керна из скважины Штокмановской площади позволило выявить комплексы органических остатков и установить в ней юрские образования от тоара до титона и более детально датировать возраст сейсмокомплексов. По палинологическим данным выделено шесть спорово-пыльцевых комплексов и два комплекса диноцист от аалена до титона, что позволило уточнить возраст сейсмокомплексов [82]. Отчетливо прослеживается смена комплексов в начале келловейского века в Баренцевоморской части Арктики, совпадающая с началом келловейской трансгрессии. Более высокий корреляционный уровень выявлен по смене таксономического состава фораминифер и аммоноидей в начале оксфордского века. Рубеж фиксируется и по смене состава литостратонов и характеристике сейсмокомплексов в Печорском регионе, на арх. Земля Франца-Иосифа. В керне скважин Северо-Кельдинской площади Федынской СФЗ и в разрезах Восточно-Баренцевской СФО к нижней границе оксфорда приурочено исчезновение комплексов фораминифер. В меньшей степени уровень проявлен в юрских отложениях в Сибири; в восточной части Российской Арктики устанавливается в более широком возрастном диапазоне.

В составленных региональных схемах меловых отложений акватории Баренцева, Карского, Чукотского морей и моря Лаптевых (рис. 7, 8) использованы зональные шкалы из региональных схем, разработанных в прибрежных районах России и на островах Ледовитого океана [55; 83-86] (рис. 8). Для слабо изученных территорий его Евразийского и Амеразийского бассейнов каких-либо утвержденных региональных схем меловых отложений не существует, поэтому для обоснования возраста сейсмокомплексов, выделяемых в акватории, использовалась последовательность абиотических событий, выявленная на основе анализа данных из серийных легенд, региональных схем [55; 83-87] и обобщающих публикаций [2; 88–93], прослеживаемых в меловом интервале по всей территории России. Абиотические события в основном маркируют начало трансгрессий и регрессий, которым могут

¹Четверова В. А. Палиностратиграфия триасовых отложений шельфа Баренцева моря (на примере скважин Мурманского газового месторождения) // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 51–70. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_51-70.

Σč					ІІ ЗАПАДНС	о-сибирск	АЯ СФМО			III СИБИРСКАЯ СФМО	
50		юнты	Маркирующие горизонты	цекс смо-	II.1 Ю)жно-Карская (СФО	II.2 Енисей-Хатангска	я СФО	III.1 Хетско- Анабарская СФО	
систем: Отлеп	оүqR иавадоП	ENGOT	Западной Сибири	сейс	II.1.2 Приновоземельская СФЗ	II.1.3 СФЗ Ц€	ентральной впадины	II.2.1 Притаймырская	CΦ3	III.1.1 Жданихинская СФЗ	
	Альбский редн верхний	ы-Мансийский		W	Альб-сеноманская сейемотолица (н. ч.) Глины аргилитоподобные алевритистые черные тон- коспоистые и плауконито- вые алевролиты с редкими прослоями песчаников.		Неравномерно чередую- щиеся пачки глин, алев- ролитов и песчанков.	долгайская свита (нижная Пески и песчаники глауконтовые с прослю буровато-серых алевролитов и темно-серы ругитерки пис с включениям ягнгара. Линаз ругитерки пис с включениям ягнгара. Линаз ругитерки пис с включениям ягнгара. Линаз с воп. и др., осораминиферы (даи <i>dryinopsis</i> <i>na albertensis</i> (Stelick. et Wall) и др. СПК VI, VI	a vacrb) a vacrb) x rounconovcrbx иногда x rounconovcrbx иногда hant, b bohemicus Mant, b bohemicus ngustus Pod., Neobulimi- //l.	Бегичевская свита Пески стравием кая телькой. Пески стравием неки (Pruns sp., Potopicea elliptica KM., P. biangu- na (Mat), KM. и др.) и покрыто- земенных до 180 м	
	Лйинжин	тньх			300-700 M	Апт-сеноманская сейсмотолща (нижняя часть)		Я Глины, алевролиты с прослоями каолинизи Пластки утлей, обломии обутленной древеси	Іковлевская свита рованных песчаников. Хар Ины.	актерны многочисленные про-	
	средн, верхн. илтский	викуловский		.ww	Готерив-альбская сейсмотолща (Танопчинская свита)		Глины в разной степени алевритистые с просло- ями утлей	Argrapoym incorearmars sy coppanningebia Cushim. A. wenonahaa Tapp, A. subcrataseu Cushim. A. wenonahaa Tapp, A. subcrataseu Bulat, Spiropiscrinata subirica Bulat, Verneuili Loebi, et Tapp, Hyperamminoides Banksolatei Dunk, Pityophyllum ex gr. nordeskioldii Nath.	rosaima damperae (wigau.), s Cushm et Alex., "Saracer toem.), Recurvoides leushie inoides kansasensis Loebl. t Tapp. Растения Sphenopte CПК V, VI.	Armmooscultes ragementanus ana" solita Bulat., Quadrimorphina asis Bulat. Pseudobolivina contorta et Tapp., Ammodiscus rotalarius is cf. selacea Pyn., S. cf. goepeertii is cf. selacea Pyn., S. 200–540 M	
	√ йин>	Апымский	Кошайский		Чередование пакетов тон- кого переслаивания глин, аперопитов и перимов			Малохетская свита	Малс	хетская свита	-
	кин		Нижнеалымский – – – – – – – – – – – – – – – – – – –	 2	алевролитов и песчаников с пачками алевролитов и песчеников В нижней нести		100-450 M	Пески. песчаники каолинизированные с	Пески и песчаники тонко-	и мелкозернистые в различной	
R A 8 ŇNI	и верхним рремский	ский	Быстринский	E 1	преобладают тлимиет эсон преобладают тлимиетые по- роды, а в верхней - песча- ники. Стантов biauriculata Mark. Crathrossportes australiensis (Cook.) Dett. et citti, cindrocy to ophyce			редкими прослоями алевролитов, глин и иситтомивратов с рассеянной галькой и немногочисленными прослоями утлей. СПК III-V СПК III-V	степени алевритовые кас редкие прослои серых ал серых артиллитов (10-50 Многочисленные остатки Иногочисленные остатки Vachr., Родогдативе сб. гей	пинизированные светло-серые с носичисленными прослозими ултей, еволитов (до 2-5 м), пачии темно- и и лины контомератов или инистого оддерита. растений Confopteris setacea (Руп.) дебіет.	
мело М	нижин 9	нитеяdəh			Gleichenidites u Leiotriletes u др.			Байкаловская свита Ритмичное чередование алеролитов и	Споры и пыльца: СПК III: доминанты <i>Leiotri</i> нанты Schizaceae (<i>Anemi</i> <i>Lygodium</i> spp.); СПК IV: д	letes spp., <i>Piceites</i> spp.; субдоми- i spp., <i>Cicatricosisporites</i> spp., минанты Schizaeoceae (<i>Cicatricosi-</i>	
	верхний ривский	милхфод	– – – – – – – – – – – – – – – – – – –	 в 	400-600 M	Берриас-барр	юмская ? сейсмотолща	песснатилов спелами плити предмими проспоями угля. В прикровельной части (60 м) пачка темно-серых глин и бурова- тых алевролитов. В нижней части редкие фораминиферы СПК III. IV.	<i>sporttes</i> spp., <i>Lygoduum</i> sp CПК V: доминанты Pinace доминанты Gleicheniacea	o.); ae (<i>Plinus</i> spp., <i>Picea</i> spp.); cy6- a, <i>Leiotriletes</i> spp.	
	рто] й Тйинжин йин:	Усть- Балыкский	х сармановский Сармановский		Берриас-готеривская сейсмотолща (ахисна свита)	Глины и глинист генезиса, плавно чередования але с прослоями угле	ые алевролиты морского о переходящие в топщу заритов, глин и песчаников ей и углистых пород	до 725 м Шуратовская свита	Суход Песчаники серые и зеленн серых аргилоподобных от глины, в верхней прису Аммонидаи <i>Neotolia</i> ax g <i>tschensis</i> Schulg., <i>Polyptic</i>	динская свита вапо-серве с прослоями темно- глин. В средней части преоблада- тствуют прослом утвей, т. к/imovskensis (Krimt), N. maime- thes suberdorif Schmidt), Farmophy-	_1
	верх Кински)	reby	— — — — — — — — — — — — — — — — — — —		Аргиллиты, глины аргил- литоподобные с неравно-			Алевролиты и глины с пачками и просло- ями песчаников.	chites syzranicus (Pavl.). Д gr. sublaevis (Keys.), Agiule KF-2, 4, 5, CПK-II, III.	зустворки <i>Buchia inflata</i> (Lah.), <i>B. ex</i> rella cf. anabarensis (Krimh.) 80–760 м	
	кнепе8 йинжин	Аганский Тарский	1 Самотторский Самбулский Самбулский Проседений Самбулский Самбулский Принский Самбулский	е-в В	мерно распределенными прослоями и пачками пес- чаников и алевролитов.			Ammonoptan curyphysmes of sourcenomi, Emmoptychites sp. Subcraspedites sp. Двуствория Buchia ct. B. ex gr. unschensis B. keyserlingi (Traut.), B. ex gr. unschensis (Pavl.), Inoceramus sp., Thracia cf. lata	Нижни Глины аргиллитоподобнык песчаников и алевролитов тельные остати, ходы ил Альононов с «СКеликов и	хетская свита в темно-серые до серых с пластами . Мелкие пиритизированные расти- вося силонобит (Сымин).	
	Верхний риасский	Куломзин-	н = = = = = _ лабазный - = = = = = = = = = = = = = = = = = =		до 400 м		A0 500 M	Munst. до 1030 м	Terminoptychies Classification (Nik.), Двустворки Buchia e gi (Trd.), KF14	us (Pavi.), Surfies cf. spasskensis us (Pavi.), Surfies cf. spasskensis x gr. volgensis (Lah.), B. cf. keyserlin- 50–600 M	
	р Бер	жим			Келловей-берриасская сейсмотолща		Верхнеюрско-берри- асская сейсмотолща	Гольчих Глины аргиллитоподобные от тонкоотмуче	инская свита (верхняя ча нных до алевритовых прос	сть) лоями битуминозные от серых до	
КАХЭОО Верхний	Титонский Верхний	Баженов	Баженовский маркируюций горизонт (верхняя часть)	 ف ا	Верхняя часть) Верхняя часть баженовской свиты. Кремни и артилиты битуминозные кремнистые. 50–100 м		Аргиллиты, алевролиты и песчаники. Преимущес- твенно глинистые огло- жения. до 164 м	почти черных, прослои глинистых алеврол Аммоноидыи <i>Pseudocadoceras</i> sp., <i>Amoebo</i> Фораминиферы <i>Saracanaria pravoslavai F</i> postgraciosus Komiss., <i>Planularia pressula</i> S	итов, реже песков. ceras (Amoebites) aff. kitch urss. et Pol., Ammodiscus z chleif. и др.	ini Salf., Craspedites sp. и др. aspelovae Kozyr., Verneulilnoides 450–950 м	

Рис. 8. Фрагмент Межрегиональной корреляционной стратиграфической схемы нижнемеловых отложений Арктической зоны России Fig. 8. Fragment of the Interregional correlation stratigraphic scheme of the Lower Cretaceous deposits in the Russian Arctic zone соответствовать резкие изменения в вещественном составе пород, фиксируемые геофизическими методами. Меловые породы арх. Земля Франца-Иосифа по преимущественно эффузивному составу отложений, а также видовому и родовому составу остатков флоры и фауны ближе к северу Сибири и Верхояно-Чукотскому региону [55], чем к Восточно-Европейскому палеобассейну, к которому относится большая часть Печорско-Баренцевоморского региона [84]. Поэтому для этой территории приведены региональные шкалы, разработанные для Северо-Востока России [55]. Стратиграфическое положение приграничных зональных подразделений юрской и меловой систем в предлагаемой схеме приводятся в соответствии с последними данными палеомагнитных исследований [94].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря широкому обобщению накопленных данных, интеграции результатов геологических, палеонтолого-стратиграфических, изотопно-геохронологических и сейсмических исследований, а также использованию современных технологий цифровой картографии создана Межрегиональная корреляционная схема фанерозойских отложений арктических регионов России. Комплект включает посистемные схемы районирования в формате ГИС, межрегиональные корреляционные стратиграфические схемы и объяснительные записки. Разработанные схемы позволяют решать вопросы корреляции отложений на границах смежных листов и легенд. Все внесенные авторские изменения относительно предыдущего поколения схем, актуализированные описания региональных подразделений и новые данные нашли отражение в соответствующих объяснительных записках. В статье представлены отдельные фрагменты межрегиональной корреляционной схемы, иллюстрирующие использованные подходы и примеры некоторых исходных материалов. Создание подобной схемы для территории огромного масштаба, нацеленной на синтез различных геологогеофизических, лито- и биостратиграфических данных по стыку «суша–море», является первым опытом работ такого рода. Степень детальности расчленения определяется в первую очередь изученностью территории и требует дальнейшего уточнения и дополнения.

Всего разработано 10 межрегиональных корреляционных стратиграфических схем, сводная характеристика которых объединена в табл. 2.

При составлении схемы была выявлена необходимость разработки и утверждения отдельных региональных схем различных территорий, которые могут быть выделены как субрегионы. В первую очередь требует обоснования и ратификации схема каменноугольных и пермских отложений Новой Земли, схемы юрских отложений Земли Франца-Иосифа, разработка шкалы региональных подразделений юрских отложений Тимано-Печорской провинции. Также актуально официальное утверждение изменения возрастного диапазона некоторых горизонтов девонской системы, внесение изменений в схему меловых отложений, дополнение существующих схем новыми биостратиграфическими данными.

Для дальнейшего развития стратиграфических исследований арктических регионов можно определить несколько направлений. Прежде всего, это продолжение работ по систематизации стратонов,

Таблица 2

Состав комплекта межрегиональных корреляционных стратиграфических схем фанерозоя Российской Арктики (по системам)

Table 2. Composition of an interregional correlation stratigraphic schemes set of the Phanerozoic Russian Arctic (by systems)

Система	Мегаобласть	Область	СФЗ, районы	Горизонты	Серии, свиты	
Кембрийская	5	8	30	26	54	
Ордовикская	5	12	23	45	67	
Силурийская	5	13	25	27	49	
Девонская	7	18	59	75	190	
Каменноугольная	10	19	66	95	206	
Пермская	10	18	59	38	79	
Триасовая	8	17	48	22	131	
Юрская	5	16	32	26	55	
	7	22		Нижний мел 53	193*	
меловая	/	22	03	Верхний мел 35	106*	
Палеогеновая	10	10	24	17	00¥	
Неогеновая	10	18	54	17	80*	

*Включая сейсмокомплексы и сейсмотолщи

**Including seismic complexes and seismic units

их валидизации и актуализации имеющейся информации по поступающим новым данным.

Размещение полученных результатов в Интернет-ресурсе «Единая геолого-картографическая модель» РФ, разрабатываемом в Институте Карпинского, позволит централизованно сохранить имеющуюся базу данных и совершенствовать ее в режиме мониторинга. Актуализированные биостратиграфические и палеонтологические данные, включенные в электронный ресурс в раздел «Атлас опорных разрезов фанерозоя континентальной суши и островов Арктической зоны России», также разрабатываемый в Институте Карпинского, являются уникальной пополняемой фактологической основой для обоснования стратиграфических корреляций.

Вместе с тем для совершенствования стратиграфической основы арктических регионов России необходима дальнейшая системная работа по апробированной методике с привлечением широкого круга специалистов и, по возможности, результатов стратиграфического бурения на шельфе.

список источников

1. Баренцевская шельфовая плита : тр. Т. 196 / под ред. акад. И. С. Грамберга. Л. : Недра, 1988. 263 с.

2. Биостратиграфия и литофации нефтегазоносных отложений Баренцево-Карского региона / В. П. Гаврилов [и др.]. М. : Недра, 2010. 255 с.

Новая Земля и Остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения : тр. НИИГА — ВНИИОкеангеология.
 Т. 205 / А. П. Каленич [и др.]; под ред. Ю. Г. Погребицкого. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.

4. Остров Врангеля. Геологическое строение, минерагения, геоэкология : тр. НИИГА — ВНИИОкеангеология. Т. 200 / М. К. Косько [и др.] ; под ред. М. К. Косько, В. И. Ушакова. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

5. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / В. Г. Кузьмин [и др.] ; под ред. И. С. Грамберга, В. И. Ушакова. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.

6. Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана : тр. МСК. Т. 24 / Н. В. Горева [и др.] ; под ред. М. А. Калмыковой, О. Л. Коссовой. СПб. : Наука, 1997. 288 с.

7. Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля / Р. Г. Матухин [и др.] ; под ред. Р. Г. Матухина, В. В. Меннера. Новосибирск : СНИИГГиМС, 1999. 174 с.

8. Атлас зональных комплексов ведущих групп раннепалеозойской фауны Севера России. Граптолиты, трилобиты / И. Я. Гогин [и др.]; науч. ред. Т. Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. 205 с.

9. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. І. Брахиоподы, остракоды, конодонты / под ред. Р. Ф. Соболевской. СПб. : Изд-во СПб. картф-ки ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.

10. Стратиграфия и фауна ордовикских, силурийских и девонских отложений острова Котельный (Новосибирские острова). Мшанки, брахиоподы, остракоды, граптолиты, конодонты, рыбы. 70-летию НИИГА — ВНИИОкеангеология посвящается : сб. науч. тр. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2018. 257 с.

11. Стратиграфический кодекс России / отв. ред. А. И. Жамойда. Изд. 3-е, испр. и доп. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

12. История формирования Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана по сейсмическим и геологическим данным / Л. А. Дараган-Сущова [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2022. № 91. С. 5–30. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_5-30. 13. Строение Северо-Карского шельфа по результатам сейсмостратиграфического анализа / Л. А. Дараган-Сущова [и др.] // Геотектоника. 2014. № 2. С. 61–74. https://doi. org/10.7868/S0016853X14020027.

14. Сейсмогеологический анализ доюрских осадочных комплексов Южно-Карской синеклизы в связи с тектоническим районированием осадочного чехла / Л. А. Дараган-Сущова [и др.] // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 12. С. 1787–1801.

15. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики / отв. ред. О. В. Петров, М. Смелрор. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 151 с.

16. Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты / Н. А. Малышев [и др.] // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 3. С. 311–326. https://doi.org/10.15372/ GiG2022131.

17. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана / О. В. Петров [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 261–271. https:// doi.org/10.31857/S268673972360100X.

18. Stratigraphic drilling in the northeastern part of Laptev Sea: First results / N. A. Malyshev [et al.] // Dokl. Earth Sc. 2024. Vol. 515, no. 1. P. 563–572. https://doi.org/10.1134/s1028334x23603310.

19. К обоснованию стратиграфической привязки опорных сейсмических горизонтов на Восточно-Арктическом шельфе и в области центрально-арктических поднятий / Л. А. Дараган-Сущова [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 5–21.

20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50 — Усть-Оленёк. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин [и др.]. СПб. : Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2017. 264 с.

21. Арктический бассейн (геология и морфология) / А. Л. Пискарев [и др.] ; гл. ред. В. Д. Каминский. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

22. Geological history of the Barents Sea : Atlas / Eds. M. Smelror [et al.]. Trondheim, Norway : Norges geologiske undersøkelse, 2009. 134 p.

23. Chwieduk E. Palaeogeographical and palaeoecological significance of the Uppermost Carboniferous and Permian rugose corals of Spitsbergen. Poznań : Wydawnictwo Naukowe UAM, 2013. 270 p.

24. Depositional evolution of the Finnmark carbonate platform, Barents Sea: Results from wells 7128/6-1 and 7128/4-1 / S. N. Ehrenberg [et al.] // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1998. Vol. 78, no. 3. P. 185–224.

25. Sobolev N. N., Nakrem H. A. Middle Carboniferous — Lower Permian conodonts of Novaya Zemlya : Norsk Polarinstitutt Skrifter. No. 199. Oslo : Norsk Polarinstitutt, 1996. 128 p.

26. Параметрические скважины на острове Колгуев / Е. Г. Бро [и др.] // Советская геология. 1988. № 3. С. 82–88.

27. Коновалова М. В. Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1991. 200 с.

 Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / отв. ред.
 А. И. Жамойда. Вып. 38. СПб. : ВСЕГЕИ, 2008. 149 с.

29. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / отв. ред. А. И. Жамойда. Вып. 41. СПб. : ВСЕГЕИ, 2012. 48 с.

30. Männik P. Conodonts in the Silurian of Severnaya Zemlya and Sedov archipelagos (Russia), with special reference to the genus *Ozarkodina* Branson & Mehl, 1933 // Geodiversitas. 2002. Vol. 24, no. 1. P. 77–97.

31. Raevskaya E. Late Cambrian — Early Ordovician acritarchs from northeastern Baltica (Barents Sea, Arctic Russia) // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. Vol. 46, no. 4. P. 402–406.

32. Raevskaya E., Golubkova E. Biostratigraphical implication of Middle-Upper Cambrian acritarchs from Severnaya Zemlya (high Arctic of Russia) // Rev. Palaeobot. Palyn. 2006. Vol. 139, nos. 1–4. P. 53–69. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.07.010.

33. Данукалова М. К., Кузьмичев А. Б., Коровников И. В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 4. С. 3–28. https://doi.org/10.7868/S0869592X14040048.

34. Ordovician turbidites and black shales of Bennett Island (De Long Islands, Russian Arctic), and their significance for Arctic correlations and palaeogeography / M. K. Danukalova [et al.] // Geological Magazine. 2020. Vol. 157, no. 8. P. 1207–1237. https://doi.org/10.1017/S0016756819001341.

35. Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики / М. К. Данукалова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. № 3. С. 22–49. https://doi.org/10.7868/ S0869592X15050038.

36. Кульков Н. П., Данукалова М. К. Карадокские и ашгильские брахиоподы о. Котельный, их корреляционное значение (верхний ордовик, Арктика) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. Т. 3, № 23. С. 23–45.

37. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39, 40 — о. Колгуев — прол. Карские Ворота. Объяснительная записка / В. А. Журавлев [и др.]. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2014. 405 с.

38. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 — м. Челюскин. Объяснительная записка / Н. В. Качурина [и др.]. СПб. : Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.

39. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44 / отв. ред. А. И. Жамойда. СПб. : ВСЕГЕИ, 2016. 68 с.

40. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / под ред. Н. Я. Анцыгина [и др.]. Екатеринбург : Урал. геол.-съемоч. экспедиция, 1993. 152 с.

41. Абрамова А. Н., Артюшкова О. В. Новые данные о положении границы эмсского и эйфельского ярусов на Южном Урале // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия : сб. науч. тр. / под ред. А. В. Иванова, В. А. Мусатова. Саратов : Изд-во Сарат. гос. ун-та, 2004. С. 70–78.

42. Девон Среднего и Северного Урала: биостратиграфия и корреляция / В. А. Наседкина [и др.] // Геология девонской системы : материалы Междунар. симп., г. Сыктывкар, 9–12 июля 2002 г. / под ред. Н. П. Юшкина, В. С. Цыганко, П. Мянник. Сыктывкар : Геопринт, 2002. С. 200–203.

43. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами / под ред. М. А. Ржонсницкой, В. Ф. Куликовой. Л. : ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.

44. Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка / Н. К. Фортунатова [и др.]. М. : ФГБУ «ВНИГНИ», 2018. 64 с.

45. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 45 / отв. ред. А. И. Жамойда. СПб. : ВСЕГЕИ, 2018. 48 с.

46. Соболев Н. Н., Евдокимова И. О. Общая стратиграфическая шкала девонской системы : состояние и проблемы // Общая стратиграфическая шкала России : состояние и проблемы обустройства : сб. ст., Всерос. совещ., г. Москва, 23–25 мая 2013 г. / отв. ред. М. А. Федонкин. М. : ГИН РАН, 2013. С. 139–148.

47. Евдокимова И. О. О проблеме границы среднего и верхнего девона на Восточно-Европейской платфор-

ме // Вестник геонаук. 2023. № 1 (337). С. 4–15. https://doi. org/10.19110/geov.2023.1.1.

48. Соболев Н. Н. Конодонты из нижне-среднедевонских отложений Новой Земли // Новая Земля на ранних этапах геологического развития : сб. науч. тр. / науч. ред. В. И. Бондарев. Л. : ПГО «Севморгеология», 1984. С. 58–86.

49. Evdokimova I. O., Sobolev N. N. The Pragian/Emsian key section in the Novaya Zemlya Archipelago (Arctic Russia) — New ostracod data // STRATI 2019 : Abstr. book of the 3rd Intern. Congr. on Stratigraphy, Milano, 2–5 July 2019 / Eds. F. M. Petti [et al.]. Rome : Società Geologica Italiana, 2019. P. 183. https://doi.org/10.3301/ABSGI.2019.04.

50. Silurian and Devonian strata on the Severnaya Zemlya and Sedov archipelagos (Russia) / P. Männik [et al.] // Geodiversitas. 2002. Vol. 24, no. 1. P. 99–122.

51. Märss T. Silurian and Lower Devonian anaspids (Agnatha) from Severnaya Zemlya (Russia) // Geodiversitas. 2002. Vol. 24, no. 1. P. 123–137.

52. Modzalevskaya T. L. Silurian and Devonian brachiopods from Severnaya Zemlya (Russian Arctic) // Geodiversitas. 2003. Vol. 25, no. 1. P. 73–107.

53. Valiukevičius J. Devonian acanthodians from Severnaya Zemlya Archipelago (Russia) // Geodiversitas. 2003. Vol. 25, no. 1. P. 131–204. https://doi.org/10.5281/zenodo.4665088.

54. Abushik A. F., Evdokimova I. O. Silurian and Early Devonian ostracods of the Severnaya Zemlya Archipelago // Paleontol. J. 2016. Vol. 50. P. 659–724. https://doi.org/10.1134/ S0031030116070017.

55. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / под ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

56. Стратиграфическая корреляция и литофации девонских отложений в транзитной зоне / Г. И. Киреев [и др.] // Материалы междунар. конф. «Нефть и газ арктического шельфа — 2004». Мурманск : Издат. дом «Геликон», 2004. URL: https://helion-ltd.ru/stratigraficheskaya-korrelyaciyailitofacii-devonskih-otlozheniy (дата обращения: 17.12.2024).

57. Особенности разрезов каменноугольных и нижнепермских отложений по скважинам площади Медынь-море / П. И. Киреев [и др.] // Материалы междунар. конф. «Нефть и газ Арктического шельфа — 2004». Мурманск : Издат. дом «Геликон», 2004. https://helion-ltd.ru/osobennosti-razrezovnizhnepermskih-otlozheniy (дата обращения: 17.12.2024).

58. Атлас фораминифер и микрофаций верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Северной Евразии. Фаменский и турнейский ярусы / Е. И. Кулагина [и др.] ; под ред. Е. И. Кулагиной, Т. И. Степановой. М. : ПИН РАН, 2018. 220 с.

59. Russian regional Carboniferous stratigraphy / A. S. Alekseev [et al.] // The Carboniferous Timescale / Eds. S. G. Lucas [et al.]. Vol. 512. London : Geological Society of London, 2022. P. 49–117. https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134.

60. Nikolaeva S. V. Carboniferous ammonoid genozones // The Carboniferous Timescale / Eds. S. G. Lucas [et al.]. Vol. 512. London : Geological Society of London, 2022. P. 633–693.

61. Матвеев В. П. Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений острова Северный архипелага Новая Земля : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1998. 19 с.

62. Давыдов В. И. Биостратиграфия по фузулинидам верхнепалеозойских отложений о. Колгуев и островов архипелага Земли Франца-Иосифа // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов : докл. I Междунар. симп., г. Санкт-Петербург, дек. 1994 г. СПб. : ВНИГРИ, 1997. С. 40–59.

63. Carboniferous graben structures, evaporite accumulations and tectonic inversion in the southeastern Norwegian Barents Sea / M. Hassaan [et al.] // Marine and Petroleum Geology. 2020. Vol. 112, 104038. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104038.

64. Макошин В. И. Брахиоподы кубалахской свиты низовья р. Лены (Кубалахский разрез) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : материалы XI Всерос. науч.-практ. конф., 5–7 апр. 2021 г. / отв. ред. В. Ю. Фридовский. Якутск : Издат. дом СВФУ, 2021. С. 78–81. https://doi.org/10.52994/9785751331399_2021_19.

65. Кутыгин Р. В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 66–74.

66. Кутыгин Р. В., Будников И. В., Сивчиков В. Е. Основные черты стратиграфии касимовско-гжельских и пермских отложений Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25, № 4. С. 5–29. https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-4-1.

67. The key section for the Upper Palaeozoic of the New Siberian Islands (Tas-Ary Peninsula, Kotel'ny Island) / M. K. Danukalova [et al.] // Stratigr. Geol. Correl. 2019. Vol. 27. P. 729– 782. https://doi.org/10.1134/S0869593819070013.

68. Izokh N., Yazikov A. Discovery of Early Carboniferous conodonts in Northern Kharaulakh Ranges (lower reaches of the Lena River, northeastern Siberia, Arctic Russia) // Revue de Micropaléontologie. 2017. Vol. 60, no. 2. P. 213–232. https:// doi.org/10.1016/j.revmic.2017.03.001.

69. Ганелин В. Г. Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 5. С. 3–45. https://doi.org/10.31857/S0869592X22050039.

70. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography / M. I. Tuchkova [et al.] // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 77–107. https://doi.org/10.1016/j. jog.2018.05.006.

71. О находке гониатита *Eoshumardites* в кыгылтасской свите Западного Верхоянья / Р. В. Кутыгин [и др.] // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 60–66.

72. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material / O. L. Kossovaya [et al.] // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 23–44. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001.

73. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) / S. Skolotnev [et al.] // Marine Geology. 2019. Vol. 407. P. 148–163. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002.

74. Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Pointy (GSSP) for base of the Permian System / V. I. Davydov [et al.] // Episodes. 1998. Vol. 21, no. 1. P. 11–18. https:// doi.org/10.18814/epiiugs/1998/v21i1/003.

75. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Cisuralian, Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.] // Episodes. 2020. Vol. 43, no. 4. P. 961–979. https://doi.org/10.18814/EPIIUGS/2020/020059.

76. Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.] // Episodes. 2023. Vol. 46, no. 4. P. 623–651. https:// doi.org/10.18814/epiiugs/2023/023015.

77. Multidisciplinary study of the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia) — The GSSP candidate for the base of the Kungurian Stage (Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.] // Palaeoworld. 2020. Vol. 29, no. 2. P. 325–352. https:// doi.org/10.1016/j.palwor.2019.05.012.

78. Богословская М. Ф., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Пермские аммоноидеи Новой Земли // Палеонтологический журнал. 1982. № 4. С. 58–67.

79. Molostovskaya I., Naumcheva M., Golubev V. Severodvinian and Vyatian ostracodes from the Suchona River basin, Vologda Region, Russia // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research : Stratigraphy, Environments, Climate and Resources : Proc. of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, Kazan, 19–23 Sept. 2017. Bologna, Italy : Filodiritto Publ., 2018. P. 179–187.

80. Шурекова О. В., Гогин Я. И. Диноцисты барремаапта восточной части Баренцевоморского шельфа // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы IX Всерос. совещ., г. Белгород, 17–21 сент. 2018 г. / под ред. Е. Ю. Барабошкина, Т. А. Липницкой, А. Ю. Гужикова. Белгород : ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 286–292. 81. Шурекова О. В., Рогов М. А., Захаров В. А. Новые данные о макрофауне и диноцистах пограничных отложений юры и мела шельфа Баренцева моря // Биои геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция : материалы LXIX сес. Палеонтолог. о-ва при РАН. СПб. : Картф-ка ВСЕГЕИ, 2023. С. 158–160.

82. Лито- и биостратиграфия юрских и нижнемеловых (рязанских) отложений Штокмановской площади в Баренцевом море / Н. В. Устинов [и др.] // Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. 65-летию НИИГА — ВНИИОкеангеология посвящается : тр. НИИГА — ВНИИОкеангеология. Т. 226 / науч. ред. Л. В. Нехорошева. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2013. С. 102–119.

83. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины / под ред. Н. А. Белоусовой [и др.]. Тюмень, 1990 г. Тюмень, 1991. 54 с.

84. Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Северо-Восточных районов Восточно-Европейской платформы и архипелага Земли Франца-Иосифа. СПб. : Роскомнедра (ВНИГРИ), 1993. 58 с.

85. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

86. Олферьев А. Г., Алексеев А. С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М. : Палеонтол. ин-т РАН, 2005. 204 с.

87. Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 г. Хабаровск, 1994. 123 с.

88. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1 / отв. ред. М. М. Москвин. М. : Недра, 1986. 340 с.

89. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 2 / отв. ред. М. М. Москвин. М. : Недра, 1987. 326 с.

90. Зональная стратиграфия фанерозоя России / науч. ред. Т. Н. Корень. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.

91. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт / Б. Л. Никитенко [и др.] // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1047–1082.

92. Щепетов С. В., Герман А. Б. К вопросу о стратиграфии и флорах неморского мела северо-востока России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 3. С. 40–52. https://doi.org/10.31857/S0869-592X27340-52.

93. Герман А. Б., Щепетов С. В. Стратиграфия, флоры и растительные сообщества конца раннего и начала позднего мела на Северо-Востоке Азии: не все так просто, как казалось ранее // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы Х Всерос. совещ., г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / под ред. Е. Ю. Барабошкина, А. Ю. Гужикова. М.: ОАО «МАОБТИ», 2020. С. 53–56.

94. Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования / Е. Ю. Барабошкин [и др.] // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства : сб. ст. Всерос. совещ., г. Москва, 23–25 мая 2013 г. М. : ГИН РАН, 2013. С. 289–297.

REFERENCES

1. Barents Shelf plate : Proc. Vol. 196 / Ed. Acad. I. S. Gramberg. Leningrad: Nedra; 1988; 263 p. (In Russ.).

2. Biostratigraphy and lithofacies of oil and gas bearing deposits of the Barents-Kara region / V. P. Gavrilov [et al.]. Moscow: Nedra; 2010. 255 p. (In Russ.).

3. Novaya Zemlya and Vaygach Island. Geological structure and minerageny: Proc. of SRIAG — VNIIOkeangeologia. Vol. 205 / A. P. Kalenich [et al.]; Ed. Yu. G. Pogrebitskiy. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2004. 174 p. (In Russ.).

4. Wrangel Island: Geological structure, minerageny, geoecology: Proc. of SRIAG — VNIIOkeangeologia. Vol. 200 / V. G. Kuzmin [et al.]; Eds. M. K. Kosko, V. I. Ushakov. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia. 2003; 137 p. (In Russ.).

5. Severnaya Zemlya. Geological structure and minerageny / V. G. Kuzmin [et al.]; Eds. I. S. Gramberg, V. I. Ushakov. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2000. 187 p. (In Russ.).

6. Carboniferous and Permian key sections of the Northern Timan: Trans. of the ISC. Vol. 24 / N. V. Goreva [et al.]; Eds. M. A. Kalmykova, O. L. Kossovaya. St. Petersburg: Nauka; 1997; 288 p. (In Russ.).

7. Stratigraphy of the Silurian and Devonian of the Severnaya Zemlya archipelago / Eds. R. T. Matukhin, V. VI. Menner. Novosibirsk: SNIIGGiMS; 1999. 173 p. (In Russ.).

8. Atlas of zonal complexes of the leading groups of the Early Paleozoic fauna of the North of Russia. Graptolites, trilobites / I. Ya. Gogin [et al.]; Sci. ed. T. N. Koren. St. Petersburg: VSEGEI; 1997. 205 p. (In Russ.).

9. Atlas of the Paleozoic fauna of Taimyr. Pt. I. Brachiopods, ostracods, conodonts / Ed. R. F. Sobolevskaya. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2003. 240 p. (In Russ.).

10. Stratigraphy and fauna of the Ordovician, Silurian, and Devonian deposits of Kotelny Island (Novosibirsk Islands). Bryozoans, brachiopods, ostracods, graptolites, conodonts, fish. Dedicated to the 70th anniversary of SRIAG — VNIIOkeangeologia: Coll. of sci. papers. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2018. 257 p. (In Russ.).

11. Stratigraphic Code of Russia / Ed. A. I. Zhamoida. 3rd ed., rev. and enl. St. Petersburg: VSEGEI Publ. House; 2019. 96 p. (In Russ.).

12. The formation history of the Arctic Basin and the Arctic Ocean according to seismic and geological data / L. A. Daragan-Sushchova [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny.* 2022; (91): 5–30. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_5-30. (ln Russ.).

13. Structure of the North Kara Shelf from results of seismostratigraphic analysis / L. A. Daragan-Sushchova [et al.]. *Geotectonics*. 2014; 48: 139–150. https://doi.org/10.1134/S00-16852114020022.

14. Seismogeological analysis of the pre-Jurassic sediment complexes of the South Kara syneclise in connection with the tectonic zoning of the sedimentary cover / L. A. Daragan-Sushchova [et al.]. *Russ. Geol. Geophys.* 2014; 55 (12): 1429–1440. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.11.007.

15. Tectonostratigraphic atlas of the Arctic (eastern Russia and adjacent areas) / Eds. O. V. Petrov, M. Smelror. St. Petersburg: VSEGEI Press; 2019. 151 p.

16. Stratigraphic drilling in the Northern Kara Sea: First case and preliminary results / N. A. Malyshev [et al.]. *Russ. Geol. Geophys.* 2023; 64 (3): 257–269. https://doi.org/10.2113/rgg20224459.

17. First results of stratigraphic drilling in the East Siberian Sea focused on the geological studies of the suture zone of the continental shelf's marginal structures and deep-water areas of the Arctic Ocean / O. V. Petrov [et al.]. *Doklady Earth Sciences*. 2023; 512 (2): 261–271. https://doi.org/10.31857/ S268673972360100X. (In Russ.).

18. Stratigraphic drilling in the northeastern part of Laptev Sea: First results / N. A. Malyshev [et al.]. *Dokl. Earth Sc.* 2024; 515: 563–572. https://doi.org/10.1134/s1028334-x23603310.

19. To substantiation of stratigraphy binding of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts / L. A. Daragan-Sushchova [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2014; (58): 5–21. (In Russ.).

20. State geological map of the Russian Federation. Scale of 1 : 1 000 000 (third generation). Laptevo-Sibiromorskaya series. Sheet S-50 — Ust-Olenek. Explanatory note / V. F. Proskurnin [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2017. 264 p. (In Russ.).

21. Arctic basin (geology and morphology) / A. L. Piskarev [et al.]; Chief ed. V. D. Kaminskiy. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2016. 291 p. (In Russ.).

22. Geological history of the Barents Sea: atlas / Eds. M. Smelror [et al.]. Trondheim, Norway: Norges geologiske undersøkelse; 2009. 134 p.

23. Chwieduk E. Palaeogeographical and palaeoecological significance of the Uppermost Carboniferous and Permian rugose corals of Spitsbergen. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM; 2013. 270 p.

24. Depositional evolution of the Finnmark carbonate platform, Barents Sea: Results from wells 7128/6-1 and 7128/4-1 / S. N. Ehrenberg [et al.]. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 1998; 78 (3): 185–224.

25. Sobolev N. N., Nakrem H. A. Middle Carboniferous — Lower Permian conodonts of Novaya Zemlya: Norsk Polarinstitutt Skrifter. No. 199. Oslo: Norsk Polarinstitutt; 1996. 128 p.

26. Parametric wells on Kolguev Island / E. G. Bro [et al.]. Soviet Geology. 1988; (3): 82–88. (In Russ.).

27. Konovalova M. V. Stratigraphy and fusulinides of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the Timan-Pechora oil and gas province. Moscow: Nedra; 1991. 200 p. (In Russ.).

28. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions / Ed. A. I. Zhamoida. Iss. 38. St. Petersburg: VSEGEI; 2008. 149 p. (In Russ.).

29. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions / Ed. A. I. Zhamoida. Iss. 41. St. Petersburg: VSEGEI; 2012. 48 p. (In Russ.).

30. Männik P. Conodonts in the Silurian of Severnaya Zemlya and Sedov archipelagos (Russia), with special reference to the genus Ozarkodina Branson & Mehl, 1933. *Geodiversitas*. 2002; 24 (1): 77–97.

31. Raevskaya E. Late Cambrian — Early Ordovician acritarchs from northeastern Baltica (Barents Sea, Arctic Russia). *Acta Palaeontologica Sinica*. 2007; 46 (4): 402–406.

32. Raevskaya E., Golubkova E. Biostratigraphical implication of Middle-Upper Cambrian acritarchs from Severnaya Zemlya (high Arctic of Russia). *Rev. Palaeobot. Palyn.* 2006; 139 (1–4): 53–69.

33. Danukalova M. K., Kuzmichev A. B., Korovnikov I. V. The Cambrian of the Bennett Island (New Siberian Islands). *Stratigr. Geol. Correl.* 2014; 22: 347–369. https://doi.org/10.1134/S0869593814040042.

34. Ordovician turbidites and black shales of Bennett Island (De Long Islands, Russian Arctic), and their significance for Arctic correlations and palaeogeography / M. K. Danukalova [et al.]. *Geological Magazine*. 2020; 157 (8): 1207–1237. https://doi.org/10.1017/S0016756819001341.

35. New data on the stratigraphy of the Ordovician and Silurian of the central region of Kotelnyi Island (New Siberian Islands) and correlation with the synchronous successions of the Eastern Arctic / M. K. Danukalova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2015; 23: 468–494. https://doi.org/10.1134/S0869593815050032.

36. Kulkov N. P., Danukalova M. K. Caradocian and Ashgillian brachiopods of the Kotelny Island and their correlation value (Upper Ordovician, Arctic Region). *Geology and Mineral Resources of Siberia*. 2015; (3): 23–45. (In Russ.).

37. State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1 : 000 000 (third generation). North Kara — Barents Sea series. Sheet R-39, 40 — Kolguev Island — the Kara Gate Strait. Explanatory note / V. A. Zhuravlev [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2014. 405 p. (In Russ.).

38. State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1 : 000 000 (third generation). North Kara — Barents Sea and Taimyr — Severnaya Zemlya series. Sheets T-45–48 — Cape Chelyuskin. Explanatory note / N. V. Kachurina [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI; 2013. 568 p. (In Russ.).

39. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions / Ed. A. I. Zhamoida. Iss. 44. St. Petersburg: VSEGEI; 2016. 68 p. (In Russ.).

40. Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic) / Ed. N. Ya. Antsygin [et al.]. Ekaterinburg: Ural Geol. Survey Party; 1993. (In Russ.). 41. Abramova A. N., Artyushkova O. V. New data on the position of the Emsian/Eifelian boundary in the Southern Urals. *Issues of the Phanerozoic stratigraphy of the Volga and Caspian Sea regions*: Coll. of sci. papers / Eds. A. V. Ivanov, V. A. Musatov. Saratov: Saratov State Univ. Publ. House; 2004. P. 70–78. (In Russ.).

42. Devonian Middle and North Urals: Biostratigraphy and correlation / V. A. Nasedkina [et al.]. *Geology of the Devonian System: Proc. of the Intern. Symp.*, Syktyvkar, 9–12 July 2002 / Eds. N. P. Yushkin, V. S. Tsyganko, P. Männik. Syktyvkar: Geoprint; 2002. P. 200–203. (In Russ.).

43. Resolutions of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Middle and Upper Paleozoic Russian Platform with regional stratigraphic schemes / Eds. M. A. Rzhonsnitskaya, V. F. Kulikova. Leningrad: VSEGEI; 1990. 60 p. (In Russ.).

44. Unified sub-regional stratigraphic scheme of the Upper Devonian deposits of the Volga-Ural subregion. Explanatory note / N. K. Fortunatova [et al.]. Moscow: VNIGNI; 2018. 64 p. (In Russ.).

45. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions / Ed. A. I. Zhamoida. Iss. 45. St. Petersburg: VSEGEI. 2018; 48 p. (In Russ.).

46. Sobolev N. N., Evdokimova I. O. General stratigraphic scale of the Devonian system: Status and problems. *General Stratigraphic Scale of Russia: Status and Prospects for Development: Coll. of sci. papers. All-Russ. Conf.*, Moscow, 23–25 May 2013 / Publ. ed. M. A. Fedonkin. Moscow: GIN RAS; 2013. P. 139–148. (In Russ.).

47. Evdokimova I. O. About the problem of the Middle-Upper Devonian boundary in the East European Platform. *Vestnik of Geosciences*. 2023; 1 (337): 4–15. https://doi. org/10.19110/geov.2023.1.1. (In Russ.).

48. Sobolev N. N. Conodonts from the Early and Middle Devonian deposits of Novaya Zemlya. *Novaya Zemlya at the early stages of geological development: Coll. of sci. papers /* Sci. ed. V. I. Bondarev. Leningrad: PGO "Sevmorgeologia"; 1984. P. 58–86. (In Russ.).

49. Evdokimova I. O., Sobolev N. N. The Pragian/Emsian key section in the Novaya Zemlya Archipelago (Arctic Russia) — New ostracod data. *STRATI 2019: Abstr. Book of the* 3rd Intern. Congr. on Stratigraphy, Milan, 2–5 July 2019 / Eds. F. M. Petti [et al.]. Rome: Società Geologica Italiana; 2019. P. 183. https://doi.org/10.3301/ABSGI.2019.04.

50. Silurian and Devonian strata on the Severnaya Zemlya and Sedov archipelagos (Russia) / P. Männik [et al.]. *Geodiversitas*. 2002; 24 (1): 99–122.

51. Märss T. Silurian and Lower Devonian anaspids (Agnatha) from Severnaya Zemlya (Russia). *Geodiversitas*. 2002; 24 (1): 123–137.

52. Modzalevskaya T. L. Silurian and Devonian brachiopods from Severnaya Zemlya (Russian Arctic). *Geodiversitas*. 2003; 25 (1): 73–107.

53. Valiukevičius J. Devonian acanthodians from Severnaya Zemlya Archipelago (Russia). *Geodiversitas*. 2003; 25 (1): 131–204. https://doi.org/10.5281/zenodo.4665088.

54. Abushik A. F., Evdokimova I. O. Silurian and Early Devonian ostracods of the Severnaya Zemlya Archipelago. *Paleontol. J.* 2016; 50: 659–724. https://doi.org/10.1134/S003103-0116070017.

55. Resolutions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Precambrian, Paleozoic and Mesozoic of the North-East of Russia / Eds. T. N. Koren, G V. Kotlyar. St. Petersburg: VSEGEI Publ. House; 2009. 268 p. (In Russ.).

56. Stratigraphic correlation and lithofacies of Devonian deposits in the transition zone / G. I. Kireev [et al.]. *Proc. of the Intern. Conf. "Oil and Gas of the Arctic Shelf — 2004"*. Murmansk: Gelikon Publ. House; 2004. URL: https://helion-ltd.ru/strati-graficheskaya-korrelyaciya-i-litofacii-devonskih-otlozheniy (accessed 17.12.2024). (In Russ.).

57. Features of sections of Carboniferous and Lower Permian deposits in wells of the Medyn-More area / P. I. Kireev [et al.]. *Proc. of the Intern. Conf. "Oil and Gas of the Arctic Shelf —* 2004". Murmansk: Gelikon Publ. House; 2004. URL: https:// helion-ltd.ru/osobennosti-razrezov-nizhnepermskih-otlozheniy (accessed 17.12.2024) (In Russ.).

58. Atlas of the Upper Devonian and Lower Carboniferous foraminifers and microfacies of Northern Eurasia. Famennian and Tournaisian / E. I. Kulagina [et al.]; Eds. E. I. Kulagina, T. I. Stepanova. Moscow: PIN RAS; 2018. 220 p. (In Russ.).

59. Russian regional Carboniferous stratigraphy / A. S. Alekseev [et al.]. *The Carboniferous Timescale. Vol. 512* / Eds S. G. Lucas [et al.]. London: Geological Society of London; 2022. P. 49–117. https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134.

60. Nikolaeva S. V. Carboniferous ammonoid genozones. *The Carboniferous Timescale. Vol. 512* / Eds. S. G. Lucas [et al.]. London: Geological Society of London; 2022. P. 633–693.

61. Matveev V. P. Stratigraphy and brachiopods of the Carboniferous deposits in the Northern Island of the Novaya Zemlya Archipelago: Abstr. of a PhD diss. (Geology and Mineralogy). St. Petersburg; 1998. 19 p.

62. Davydov V. I. Fusulinid biostratigraphy of the Upper Paleozoic deposits of Kolguev Island and the islands of the Franz Josef Land Archipelago. *Biostratigraphy of oil and gas basins: Proc. of the First Intern. Symp.,* Saint Petersburg, Dec. 1994. St. Petersburg: VNIGRI; 1997. P. 40–59. (In Russ.).

63. Carboniferous graben structures, evaporite accumulations and tectonic inversion in the southeastern Norwegian Barents Sea / M. Hassaan [et al.]. *Marine and Petroleum Geology*. 2020; 112: 104038. https://10.1016/j.marpetgeo.2019.104038.

64. Makoshin V. I. Brachiopods of the Kubalakhian Formation of the lower reaches of the Lena River. *Geology and mineral resources of the North-East of Russia. Proc. of the XI All-Russ. Sci. Conf., 5–7 Apr. 2021 /* Publ. ed. V. Yu. Fridovskiy. Yakutsk: NEFU Publ. House; 2021. P. 78–81. (In Russ.). https:// doi.org/10.52994/9785751331399_2021_19.

65. Kutygin R. V. Lower Carboniferous of East Siberia and the Verkhoyansk region. *Otechestvennaya Geologiya*. 2009; (5): 66–74. (In Russ.).

66. Kutygin R. V., Budnikov I. V., Sivtchikov V. E. The main features of the Kasimovian-Gzhelian and Permian stratigraphy in the Siberian platform and adjacent fold belts. *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2020; 25 (4): 5–29. (In Russ.).

67. The key section for the Upper Palaeozoic of the New Siberian Islands (Tas-Ary Peninsula, Kotel'ny Island) / M. K. Danukalova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2019; 27: 729–782.

68. Izokh N., Yazikov A. Discovery of Early Carboniferous conodonts in Northern Kharaulakh Ranges (lower reaches of the Lena River, northeastern Siberia, Arctic Russia). *Revue de Micropaléontologie*. 2017; 60 (2): 213–232.

69. Ganelin V. G. Verkhoyansk-Chukotka rifting and Late Paleozoic ecosystems of Northeast Asia. *Stratigr. Geol. Correl.* 2022; 30: 293–333. https://doi.org/10.1134/S0869593822050033.

70. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography / M. I. Tuchkova [et al.]. *Journal of Geodynamics*. 2018; 120: 77–107. https://doi.org/10.1016/j. jog.2018.05.006.

71. On find of *Eoshumardites* goniatite in the Kygyltas suite, West Upper Yana area / R. V. Kutygin [et al.]. *Otechest-vennaya Geologiya*. 2008; (5): 60–66. (In Russ.).

72. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material / O. L. Kossovaya [et al.]. *Journal of Geodynamics*. 2018; 120: 23– 44. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001.

73. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) / S. Skolotnev [et al.]. *Marine Geology*. 2019; 407: 148–163. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002.

74. Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Pointy (GSSP) for base of the Permian System / V. I. Davydov [et al.]. *Episodes*. 1998; 21 (1): 11–18. https:// doi.org/10.18814/epiiugs/1998/v21i1/003.

75. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Cisuralian, Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.]. *Episodes*. 2020; 43 (4): 961–979. https://doi.org/10.18814/EPIIUGS/2020/020059.

76. Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.]. *Episodes*. 2023; 46 (4): 623–651. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2023/023015.

77. Multidisciplinary study of the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia) — The GSSP candidate for the base of the Kungurian Stage (Lower Permian) / V. V. Chernykh [et al.]. *Palaeoworld*. 2020; 29 (2): 325–352. https://doi.org/ 10.1016/j.palwor.2019.05.012.

78. Bogoslovskaya M. F., Ustritskiy V. I., Chernyak G. E. Permian ammonoids from Novaya Zemlya. *Paleontological Journal*. 1982; (4): 58–67. (In Russ.).

79. Molostovskaya I., Naumcheva M., Golubev V. Severodvinian and Vyatian Ostracodes from the Suchona River basin, Vologda Region, Russia. Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources: Proc. of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, Kazan, 19–23 Sept. 2017. Bologna, Italy: Filodiritto Publ.; 2018. P. 179–187.

Shurekova O. V., Gogin I. I. Barremian–Aptian dinocysts of Eastern Barents Sea. Cretaceous system of Russia and near abroad: Problems of stratigraphy and paleogeography: Proc. of the IX All-Russ. Conf., Belgorod, 17–21 Sept. 2018 / Eds. E. Yu. Baraboshkin, T. A. Lipnitskaya, A. Yu. Guzhikov. Belgorod: POLITERRA; 2018. P. 286–292. (In Russ.).
 81. Shurekova O. V., Rogov M. A., Zakharov V. A. New

81. Shurekova O. V., Rogov M. A., Zakharov V. A. New data on macrofauna and dinocysts of the Jurassic and Cretaceous boundary deposits of the Barents Sea Shelf. *Bio- and Geoevents in the History of the Earth. Stages of Evolution and Stratigraphic Correlation: Proc. of the LXIX Sess. of the Paleontol. Soc. at the Russ. Acad. of Sci.* St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2023. P. 158–160. (In Russ.).

82. Litho- and biostratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous (Ryazan) deposits of the Shtokman area in the Barents Sea / N. V. Ustinov [et al.]. *Materials on Biostratigraphy, Fauna and Flora of the Phanerozoic of Russia, the Atlantic and Antarctica. Dedicated to the 65th Anniversary of SRIAG — VNIIOkeangeologia: Proc. of SRIAG — VNIIOkeangeologia.* Vol. 226. St. Petersburg; 2013. P. 102–119. (In Russ.).

83. Resolutions of the 5th Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic deposits of the West Siberian Plain / Ed. N. A. Belousova [et al.]. Tyumen, 1990. Tyumen; 1991. 54 p. (In Russ.).

84. Unified stratigraphic schemes of the Lower Cretaceous deposits of the East European Platform. Pt. 1. Regional stratigraphic scheme of the Lower Cretaceous deposits of the Northeastern regions of the East European Platform and the Franz Josef Land archipelago. St. Petersburg; 1993. 58 p. (In Russ.).

85. Resolutions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. Novosibirsk, 1978. Novosibirsk: Nauka, Siberian Branch; 1981. (In Russ.).

86. Olferyev A. G., Alekseev A. S. Stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous deposits of the East European Platform. Explanatory note. Moscow: Paleontol. Inst. of the Russ. Acad. of Sci.; 2005. 204 p. (In Russ.).

87. Resolutions of the Fourth Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Precambrian and Phanerozoic of the Southern Far East and Eastern Transbaikalia. Khabarovsk, 1990. Khabarovsk; 1994. 123 p. (In Russ.).

88. Stratigraphy of the USSR. The Cretaceous system. Halfvol. 1 / Ed. M. M. Moskvin. Moscow: Nedra; 1986. 340 p. (In Russ.).

89. Stratigraphy of the USSR. The Cretaceous system. Half-vol. 2 / Ed. M. M. Moskvin. Moscow: Nedra; 1987. 326 p. (In Russ.).

90. Biozonal stratigraphy of Phanerozoic in Russia / Sci. ed. T. N. Koren'. St. Petersburg: VSEGEI; 2006. 256 p. (In Russ.).

91. Jurassic and Cretaceous stratigraphy of the Anabar area (Arctic Siberia, Laptev Sea coast) and the Boreal zonal standard / B. L. Nikitenko [et al.]. *Russ. Geol. Geophys.* 2013; 54 (8): 808–837. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.7.005.

92. Shczepetov S. V., Herman A. B. On the Nonmarine Cretaceous stratigraphy and floras of Northeastern Russia. *Stratigr. Geol. Correl.* 2019; 27: 311–322. https://doi.org/10.1134/S0869593819030067.

93. Herman A. B., Shczepetov S. V. Stratigraphy, floras and plant assemblages of the latest Early and earliest Late Cretaceous in North-Eastern Russia: It is not as easy as appeared before. *Cretaceous system of Russia and neighboring countries: Problems of stratigraphy and paleogeography: Proc. of the X All-Russ. Conf.*, Magadan, 20–25 Sept. 2020 / Eds. E. Yu. Baraboshkin, A. Yu. Guzhikov. Magadan: MAOBTI; 2020. P. 53–56. (In Russ.).

94. Cretaceous Stratigraphic scale of Russia: Status, main problems, ways of improvement / E. Yu. Baraboshkin [et al.]. *General Stratigraphic Scale of Russia: Status and Prospects for Development*: Coll. of sci. papers. All-Russ. Conf., Moscow, 23– 25 May 2013. Moscow: GIN RAS; 2013. P. 289–297. (In Russ.).

Ольга Леонидовна Коссовая

¹Кандидат геолого-минералогических наук, заместитель заведующего отделом стратиграфии и палеонтологии, ²старший научный сотрудник

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; ²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

https://orcid.org/0000-0002-3893-9940 Scopus Author ID 6506934338 SPIN-код РИНЦ 6500-2756 olga_kossovaya@karpinskyinstitute.ru

Денис Игоревич Леонтьев

Заведующий отделом литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов

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

https://orcid.org/0000-0001-6188-4688 SPIN-код РИНЦ 2054-2828 denis_leontiev@karpinskyinstitute.ru

Olga L. Kossovaya

¹PhD (Geology and Mineralogy), Deputy Head, Department of Stratigraphy and Paleontology, ²Senior Researcher

¹All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia; ²Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia

https://orcid.org/0000-0002-3893-9940 Scopus Author ID 6506934338 RSCI SPIN-code 6500-2756 olga_kossovaya@karpinskyinstitute.ru

Denis I. Leontiev

Acting Head, Department of Lithogeodynamics and Metallogeny of Sedimentary Basins

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

https://orcid.org/0000-0001-6188-4688 RSCI SPIN-code 2054-2828 denis_leontiev@karpinskyinstitute.ru

Лидия Анатольевна Дараган-Сущова

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов

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

Scopus Author ID 6506244805 AuthorID РИНЦ 61909 LDaragan@karpinskyinstitute.ru

Ирина Олеговна Евдокимова

Старший научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0009-0007-7953-5858 Scopus Author ID 6603638971 ResearcherID JOJ-8688-2023 AuthorID РИНЦ 66030 irina_evdokimova@karpinskyinstitute.ru

Михаил Андреевич Алексеев

Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0009-0005-4647-3756 SPIN-код РИНЦ 2606-9650 Mikhail_Alekseev@karpinskyinstitute.ru

Валерий Янович Вукс

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0009-0009-2624-3127 Scopus Author ID 15078907700 AuthorID P/IHLJ 58168 Valery_Vuks@karpinskyinstitute.ru

Екатерина Леонидовна Грундан

Научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0009-0003-1459-9579 Scopus Author ID 575084 SPIN-код РИНЦ 1308-8626 AuthorID РИНЦ 575084 Ekaterina_Grundan@karpinskyinstitute.ru

Валерий Николаевич Зинченко

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов

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

Valery_Zinchenko@karpinskyinstitute.ru

Lidia A. Daragan-Sushchova

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Lithogeodynamics and Metallogeny of Sedimentary Basins

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

Scopus Author ID 6506244805 RSCI AuthorID 61909 LDaragan@karpinskyinstitute.ru

Irina O. Evdokimova

Senior Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0009-0007-7953-5858 Scopus Author ID 6603638971 ResearcherID JOJ-8688-2023 RSCI AuthorID 66030 irina_evdokimova@karpinskyinstitute.ru

Mikhail A. Alekseev

PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0009-0005-4647-3756 RSCI SPIN-code 2606-9650 Mikhail_Alekseev@karpinskyinstitute.ru

Valery Ja. Vuks

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0009-0009-2624-3127 Scopus Author ID 15078907700 RSCI AuthorID 58168 Valery_Vuks@karpinskyinstitute.ru

Ekaterina L. Grundan

Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0009-0003-1459-9579 Scopus Author ID 575084 RSCI SPIN-code 1308-8626 RSCI AuthorID 575084 Ekaterina_Grundan@karpinskyinstitute.ru

Valeriy N. Zinchenko

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Lithogeodynamics and Metallogeny of Sedimentary Basins

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

Valeryi_Zinchenko@karpinskyinstitute.ru

Георгий Сергеевич Искюль

Кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708 SPIN-код РИНЦ 6561-2121 Georgy_lskul@karpinskyinstitute.ru

Татьяна Львовна Модзалевская

Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник отдела стратиграфии и палеонтологии

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

Scopus Author ID 56631916900 AuthorID РИНЦ 61221 t_modz37@mail.ru

Татьяна Юрьевна Толмачева

Доктор геолого-минералогических наук, ученый секретарь

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

https://orcid.org/0000-0001-6475-3915 Scopus Author ID 6701583397 ResearcherID K-2503-2013 SPIN-код РИНЦ 2726-4100 Tatiana_Tolmacheva@karpinskyinstitute.ru

Елена Геннадьевна Раевская

Кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом стратиграфии и палеонтологии, руководитель Центра научно-методического и организационного обеспечения государственного геологического картографирования

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

https://orcid.org/0000-0002-0587-7499 Scopus Author ID 57212081593 AuthorID РИНЦ 141367 Elena_Raevskaya@karpinskyinstitute.ru

Ольга Викторовна Шурекова

Ведущий инженер отдела стратиграфии и палеонтологии

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

https://orcid.org/0000-0002-0446-9637 Scopus Author ID 56588016400 SPIN-код РИНЦ 8582-2470 AuthorID РИНЦ 1099747 Olga_Shurekova@karpinskyinstitute.ru

Georgy S. Iskül

PhD (Geology and Mineralogy), Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708 RSCI SPIN-code 6561-212 Georgy_lskul@karpinskyinstitute.ru

Tatyana L. Modzalevskaya

PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

Scopus Author ID 56631916900 RSCI AuthorID 61221 t_modz37@mail.ru

Tatiana Yu. Tolmacheva

DSc (Geology and Mineralogy), Scientific Secretary

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

https://orcid.org/0000-0001-6475-3915 Scopus Author ID 6701583397 ResearcherID K-2503-2013 RSCI SPIN-code 2726-4100 Tatiana_Tolmacheva@karpinskyinstitute.ru

Elena G. Raevskaya

PhD (Geology and Mineralogy), Head, Department of Stratigraphy and Paleontology, Head, Centre of Scientific-Methodological and Organizational Support of State Geological Mapping

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

https://orcid.org/0000-0002-0587-7499 Scopus ID 57212081593 RSCI AuthorID 141367 Elena_Raevskaya@karpinskyinstitute.ru

Olga V. Shurekova

Leading Engineer, Department of Stratigraphy and Paleontology

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

https://orcid.org/0000-0002-0446-9637 Scopus Author ID 56588016400 RSCI SPIN-code 8582-2470 RSCI AuthorID 1099747 Olga_Shurekova@karpinskyinstitute.ru

Авторское выражение благодарности: авторы выражают благодарность рецензенту за ценные и конструктивные замечания, которые способствовали улучшению статьи. Авторы также благодарны М. А. Беловой и А. С. Павельчук, сотрудникам Института Карпинского за помощь в оформлении графики.

Acknowledgments: the authors appreciate the reviewer's valuable and effective comments to improve the paper. The authors also express gratitude to M. A. Belova and A. S. Pavelchuk, Karpinsky Institute employees for assisting in figures presentation.

Вклад авторов: Коссовая О. Л. — концепция исследования, подготовка стратиграфических схем и палеогеография,

основной текст статьи, оформление. Леонтьев Д. И. — концепция исследований, развитие методологии,

разработка районирования на ГИС-основе, палеогеография, основной текст статьи, оформление. *Евдокимова И. О.* — основной текст статьи, подготовка стратиграфических схем, оформление.

зинченко В. Н. — палеогеографическая основа, сейсмофациальные профили.

Дараган-Сущова Л. А. — сейсмостратиграфическая основа, сейсмофациальные профили.

Остальные авторы статьи сделали эквивалентный вклад в разработку стратиграфических схем и подготовку публикации.

Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: Kossovaya O. L. — research concept, preparation of stratigraphic charts, palaeogeography, writing the draft, editing. Leontiev D. I. — research concept, methodology, GIS-based zoning, palaeogeography, writing the draft, design. Evdokimova I. O. — writing the draft, preparation of stratigraphic charts, editing. Zinchenko V. N. — palaeogeography, seismic facies profiles. Daragan-Sushchova L. A. — seismostratigraphy, seismic facies profiles. The other authors contributed equally to this article.

Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 18.12.2024 Одобрена после рецензирования 18.02.2025 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 18.12.2024 Approved after reviewing 18.02.2025 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ΡΕΓИΟΗΑЛЬНАЯ ΓΕΟΛΟΓИЯ Ι REGIONAL GEOLOGY

Научная статья

УДК 551.7"616.7"(470.22) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Ключевые слова: стратиграфия; верхний лопий; сумий; региональная стратиграфическая схема, Карелия; Западно-Карельский, Центрально-Карельский, Восточно-Карельский типы разрезов; костомукшский, тунгудский горизонты

Финансирование: исследования выполнены в рамках Государственного задания на 2017 г. № 049-00012-17-01 по объекту «Создание, актуализация и подготовка к изданию сводных и обзорных карт геологического содержания территории России и прилегающих акваторий 2017–2024 гг.» по теме «Составление геологической карты раннего докембрия территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000» Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского.

Для цитирования: Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона / Ю. Б. Богданов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32. № 1. С. 28–50. https://doi.org/ 10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Original article

UDC 551.7"616.7"(470.22) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Keywords: stratigraphy; Upper Lopian; Sumi; regional stratigraphic chart; Karelia; West Karelian, Central Karelian, and East Karelian section types; Kostomuksha and Tunguda horizons



© Ю.Б.Богданов, Н.Г.Бережная, С.А.Анисимова, А.С.Никонова, Н.В.Родионов, 2025

Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона

Ю. Б. Богданов, Н. Г. Бережная, С. А. Анисимова⊠, А.С. Никонова, Н.В. Родионов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru[™]

Аннотация. Приведены сведения комплексного анализа опубликованных и авторских геолого-геохронологических материалов по стратиграфии гимольского (верхний лопий) и сумийского (нижний протерозой) надгоризонтов в Карельском регионе. Граница архея и протерозоя в нем должна располагаться в основании ожиярвинской свиты сумия. Гимольский надгоризонт разделен на костомукшский (нижний) и тунгудский (верхний) горизонты с временной границей около 2760 млн лет. Костомукшский горизонт образован преимущественно осадочными породами, тунгудский — вулканитами кислого и основного составов. Основные вулканиты сумия, подстилающие ожиярвинскую свиту, должны относиться к тунгудскому горизонту. По полноте и возрасту выделяются три типа разреза надгоризонта — Западно-Карельский, Центрально-Карельский и Северо-Карельский, которые формируют самостоятельные структурно-формационные зоны. Западно- и Северо-Карельские зоны представлены породами тунгудского и костомукшского горизонтов, Центрально-Карельская — только тунгудского горизонта. Проведенный геолого-геохронологический анализ выявил ряд нерешенных вопросов. Наиболее важными из них является положение и возраст нижней границы тунгудского горизонта, возраст и строение разреза морозноозерской толщи и пебозерской серии в стратотипическом разрезе северо-восточного крыла Лехтинской структуры.

¹Дополнительные материалы к статье доступны по ссылке: https://reggeomet.ru/ archive/101/dop_material_problema_strat.pdf

Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region

Yu. B. Bogdanov, N. G. Berezhnaya, S. A. Anisimova[™], A. S. Nikonova, N. V. Rodionov

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, St. Petersburg, Russia, Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru⊠

Abstract. The data cover a complex study of published and original geological and geochronological materials on the stratigraphy of the Gimoly (Upper Lopian) and Sumian (Lower Proterozoic) superhorizons in the Karelian region. The base of the Sumian Ozhijarvi Formation should locate the Archean-Proterozoic boundary. The Gimoly Superhorizon is divided into the Kostomuksha (lower) and Tunguda (upper) horizons with the timeframe of about 2,760 Ma. Mainly sedimentary rocks form the Kostomuksha Horizon, whereas felsic and basic volcanites construct the Funding: this is a national research of 2017: no. 049-00012-17-01, the object "Creating, updating, and editing integrated and review geological maps of Russia and adjacent waters in 2017–2024", the topic "Creating the Early Precambrian geological map of the Russian Federation, scale of 1 : 2,500,000".

For citation: Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region / Yu. B. Bogdanov [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 31 (1): 28–50. https://doi.org/ 10.52349/0869-7892_2025_101_28-50 Tunguda one. Sumian basic volcanites underlying the Ozhijarvi formation should belong to the Tunguda Horizon. The completeness and age distinguish three types of superhorizon sections — West Karelian, Central Karelian, and North Karelian, which form independent structural and formational zones. The rocks of the Tunguda and Kostomuksha horizons represent the West Karelian and North Karelian zones, only the Tunguda Horizon describes the Central Karelian one. The geological and geochronological analysis reveals a number of unresolved issues. The major ones include the location and age of the Tunguda Horizon lower boundary, the age and structure of the Moroznoozerskaya strata and Pebozero series sections in the stratotypic section of the north-east part of the Lekhta structure.

¹The supplementary data are available at https://reggeomet.ru/en/archive/101/ dop_material_problema_strat.pdf

ВВЕДЕНИЕ

В основу Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России (табл. 1) [1; 2] была положена схема нижнего докембрия Карело-Кольского региона [3].

В составе архея была выделена верхнелопийская эратема. Ее стратотипом принят разрез гимольской серии в Костомукшской структуре Карелии. Лимитотип нижней ее границы расположен в основании этой серии. Возраст границы архея и протерозоя, по решению МСК, определен в 2500 млн лет. В стратиграфической схеме Карельского региона для Госгеолкарт масштаба 1:1 000 000 (ГК-1000) породы серии выделены в гимольский надгоризонт (табл. 1).

Нижний протерозой в Карельском регионе начинается с образований сумийского надгоризонта, опорный разрез которого (голостратотип) расположен на северо-восточном крыле Лехтинского синклинория (шуезерский тип разреза). Его разрез сложен породами (снизу вверх) окуневской (кварциты и андезибазальты), тунгудской (андезибазальты) и ожиярвинской (кислые вулканиты) свит тунгудско-надвоицкой серии (табл. 1). Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой граница архей-протерозой проводится по подошве толщи кварцевых порфиров ожиярвинской свиты, а толщи андезибазальтов относятся к доожиярвинскому времени. Во многих разрезах Центральной Карелии сумий непосредственно перекрыт породами сариолийского надгоризонта нижнего протерозоя. До недавнего времени был известен изотопный возраст только лав ожиярвинской свиты, близкий 2450 млн лет, возраст подстилающих «доожиярвинских» андезибазальтов не был установлен. В решении совещания было отмечено, что одной из главных задач остается определение положения нижней границы протерозоя в гипостратиграфическом регионе Карелии [1].

Таким образом, к настоящему времени к верхнему лопию относился только один тип разреза, представленный гимольской серией с возрастом пород от 2500 до 2800 млн лет. Он охарактеризован в конкретных структурах, которые могут рассматриваться как опорные для этой серии. К числу опорных структур относятся Костомукшская, Хедозерско-Нюкозерская, Западно-Сегозерская, СуккозерскоГимольская и Керетская, в которой также выделяются образования верхнего лопия. Их расположение в Карельском регионе показано на рис. 1.

За последние 20 лет получен большой массив данных U-Pb изотопного возраста цирконов, преимущественно методами термо-ионизационной масс-спектроскопии (ТИМС/ТІМЅ) и вторично-ионной масс-спектроскопии (ВИМС/SIMS), позволяющих уточнить объем гимольского надгоризонта и положение его границы с сумием. Последнее потребовало определение возраста пород сумийских «доожиярвинских» андезибазальтовых вулканитов. Анализ этих данных приведен далее и характеризует разрезы конкретных структур, сложенных породами гимольского надгоризонта и часто перекрытых «доожиярвинскими» андезибазальтами, традиционно относимыми к сумийскому надгоризонту. Наиболее изученные их разрезы известны в Костомукшской, Хедозерско-Нюкозерской структурах и Керетском зеленокаменном поясе. Кроме литературных материалов в работе использованы неопубликованные результаты определения изотопного возраста цирконов, проведенного в Центре изотопных исследований Института Карпинского методом уран-свинцового датирования на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-IIе по адаптированной методике [4]. Они получены для проб, взятых авторами на конкретных участках, в которых развит сумий, предположительно «доожиярвинского времени» — Паданы, Кумса, Койкары, Кукас, Лежево. Их описание приводится далее, а расположение видно на рис. 1. Все расчетные возрастные результаты приводятся с неопределенностями в интервале 2 сигма, неопределенности же индивидуальных анализов — в интервале 1 сигма.

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР И УЧАСТКОВ

По данным В. М. Чернова и М. М. Стенаря [5], сводный разрез гимольской серии характерен для территории от озер Куйто (на севере) до оз. Гимольское (на юге) и сложен (снизу вверх) породами согласно лежащих суккозерской (300–450 м), костомукшской (до 250 м), межозерской (200–500 м) и кадиозерской (70–80 м) свит [5].

Суккозерская свита описана в районе п. Суккозеро. В ее основании залегают базальные гранитные конгломераты и туфоконгломераты. Они согласно перекрыты биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с мелкими вкрапленниками плагиоклаза по вулканитам среднего и кислого составов. По некоторым авторам, конгломераты перекрывают толщу сланцев и не относятся к базальным образованиям [6]. В цементе этих конгломератов и сариолийских конгломератов района оз. Воттомукс был проанализирован циркон [7]. Цемент конгломератов района Суккозера представлен кварц-биотитовым сланцем со вкрапленниками плагиоклаза. Циркон в обоих конгломератах является преимущественно идиоморфным, в нем видна осцилляторная зональность. Распределение возрастов цирконов в обоих конгломератах показывает, что подавляющее большинство зерен имеют архейский возраст в районе 2750 млн лет, а единичные значения около 2640 млн лет и, следовательно, не являются базальными для гимольской серии [8].

Костомукшская свита развита ограниченно только на Межозерском железорудном месторождении, а ее стратотип расположен в Костомукшской структуре.

Межозерская свита представлена неяснослоистыми биотитовыми, биотит-эпидотовыми сланцами, иногда с мелкими вкрапленниками полевого шпата по метавулканитам андезидацитового состава [5].

Кадиозерская свита установлена только в пределах Межозерского железорудного месторождения в районе оз. Кади на юге Суккозерской синклинали.

Таблица 1

Фрагменты Общей стратиграфической шкалы и региональных стратиграфических схем Карельского региона

					Региональные стратиграфичесие схемы																						
06ш Ут	ая страти верждена I	графическая і МСК в 2001 г. (Г	шкала нижн Іостановлені	него докембрия России. ие МСК. Вып. 33, 2002]	Принята Бюро МСК в 1989 г. [Постановление МСК. Выл. 25, 1991]					5, 1991]	Принята III МРСС в г. Петрозаводск 18 июня 1999 г. [Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 8, № 4, 2000].				Принята в легенде Балтийской серии Госгеолкарты-1000/3 (утверждена НРС МПР РФ в 2004 г.)												
ма	ма	Aa	Типо в Ю	овые подразделения Карельсом регионе	OHTbl							ма	¥C	лекс	30HT	Ħ	٨a	30HT	Ŧ								
Акроте	Эоноте	Эратен	Надгоризонт	Характерные местные подразделения	Надгориз		Серии и свиты	Серии и свиты		ы	Серии и свиты	Эоноте	Компли	Подкомп	Надгори	Горизс	Эратен	Надгори	Горизс								
	1650									Верхни	ій протерозой																
	я)	2100	Надгоризонт Ятулий		Типы разреза											Ятулийский											
ы	ъ ская					Он	ежский		Шуезерский									2300									
Пр от ерозойск ерозойская (каре		льская	Сариолий	Селецкая свита	Сариолий	 	Пальеозерская		Косозерская се	рия		ерозой	-		Сариолийский		іжнекарель ская	Сариолийский									
	bome	екаре.	2400	Вермасская свита	2450							й прот	льски	жний		2450	H	2400									
	Нижнеп	нижин	Сумий	Ожиярвинская свита Тунгудская свита	Сумий		Кумсинская	Тунгудско-	ви Ожиярви и др Тунгуд	нская). ская		Нижин	Kape	Ku	Сум	ийский		Сумийский									
2500				Окуневская свита	2600	\sim			Not the second s	KANBA		2600					2550										
	Верхнеархейская (лопийская)	хая					Хаутоваарский	1	гипы разреза Тебозерский	K	остомукшский						кая										
		э<u>л</u> пиоиан хаад 2800	Верхнелопий Гимольский	Гимольская серия	ій комплекс		Усмит- санъярвинская Кульюнмкая		нереченская	кая серия	Сурлампинская				Верхний		Верхн елопий с	Гимольский									
				Jonnikksiin	Лопийски		Кульюнмкая Калаярвинская	Пебозерская серия	RI AE	Гимоль	Костомукшская	жей			2800		2800										
рхейская		елопи йская		Vauraa arvar caanud		заарская серия	Лоухиваарская		ебозерская сеј	ебозерская се	ебозерская сер	бозерская сер	бозерская сер	бозерская сер	бозерская сер	ебозерская сер	Хизиярвинск	ви	Рувинваарская	Верхний а	опийский				елопийская	арский	Рокковский 2900
A		ан (раф) 3000		лаутоваарская серия		Хаутов			ская	онтокская сер	Шурловаарская		5		Нижний	i	юеду 3000	Xayrob	Няльмозерский								
	3200	Нижнело- пииская	Виетукалампинская		\sim	Ниемиярвинская	3200																				
	Huwes	anyoŭ <i>cy an</i>										й эхс г	MM														
	пижне (саа	ирлеиския Імская)										Нижнийа	Саамск														
	Цифрь	ы в таблице —	возраст гран	иц в млн лет					голостратотип			— па	растратотип	~~~~	~~~~	~~~~~	— перерь	ывы и несогл	асия								

Table 1. Fragments of the General stratigraphic chart and regional stratigraphic diagrams of the Karelian region

Источник: по [1–3]

Source: from [1-3]

По составу она отличается от межозерской свиты широким развитием железистых кварцитов и сланцев. Для вулканитов этой свиты установлен изотопный возраст цирконов, равный 2749 ± 5 млн лет [9].

Стратотипом гимольской серии считается разрез Костомукшской структуры.

Костомукшская структура. Расположена в северо-западной части Карелии, в 50 км южнее бассейна озер Куйто и представляет собой синклинальную структуру. В ней выделены образования гимольской серии, залегающей на кислых метавулканитах контокской серии среднего лопия. В детально изученном разрезе серия разделена на костомукшскую (нижнюю) и сурлампинскую (верхнюю) свиты [10].

Костомукшская свита (80–1140 м). В ее основании выделен слой (20–50 м) метаграувакк и полимиктовых конгломератов. Метаграувакки представлены биотит-полевошпат-амфиболовыми сланцами с параллельной слоистостью. Выше них лежит пласт



Рис. 1. Схема расположения основных структур с выходами верхнелопийских (доожиярвинских) образований в Карельском регионе 1 — основные структуры: I — Кукасозерская, IA — Керетская, II — Шомбозерская, III — Костомукшская, IV — Лехтинская, V — Хедозерско-Нюкозерская, VI — Западно-Сегозерская, VII — Суккозерско-Гимольская, VIII — Онежская; **2–4** — типы разрезов: 2 — Западно-Карельский, 3 — Центрально-Карельский, 4 — Северо-Карельский; **5** — детальные участки: 1 — Кукас, 2 — Лежево, 3 — Паданы, 4 — Кумса, 5 — Койкары; **6** — границы структурно-формационных зон

Fig. 1. Location diagram of the main structures with outcrops of the Upper Lopian (Pre-Ozhijarvi) formations in the Karelian region

the main structures: I — Kukasozero, IA — Keretsk, II — Shombozero, III — Kostomuksha, IV — Lekhta, V — Khedozero and Nyukozero, VI — West Segozero, VII — Sukkozero and Gimoly, VIII — Onega;
 2-4 — section types: 2 — West Karelian, 3 — Central Karelian, 4 — North Karelian;
 5 — detailed locations: 1 — Kukas, 2 — Lezhevo, 3 — Padany, 4 — Kumsa, 5 — Koikary;
 6 — boundaries of structural and formational zones

конгломератов (30–50 % обломков) с гальками риодацитов (до 60 %) контокской серии. Этот пласт перекрыт переслаивающимися биотитовыми, кварцбиотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами, углерод- и сульфидсодержащими. Сланцы содержат пласты железистых кварцитов. Верхняя часть свиты отличается ритмичной слоистостью флишоидного типа и присутствием в сланцах граната и ставролита. Верхний пласт железистых кварцитов обладает наибольшей мощностью и высоким содержанием магнетита.

Сурлампинская свита (100–1300 м) завершает разрез серии и отличается развитием ритмичнослоистых (флишоидных) биотит-кварцевых, биотитполевошпат-кварцевых, кварц-биотитовых с гранатом и псевдоморфозами по ставролиту сланцами и редкими маломощными прослоями силикатных магнетитсодержащих кварцитов.

Конкордантный возраст магматических цирконов из силла метариолитов в костомукшской свите равен 2759,0 ± 8,9 млн лет, а из даек — 2743 ± 15 млн лет. В граувакках костомукшской свиты определен возраст цирконов (без признаков окатанности), близкий 2753 ± 15 млн лет, и в пределах аналитической ошибки он совпадает с возрастом метариолитов. Все это свидетельствует о синхронности их формирования с кислыми вулканитами. Предполагается, что источником цирконов в осадках были риолиты [11]. В то же время отмечено, что в железистых кварцитах и граувакках детритовый циркон предполагается, но достоверно не установлен. В кварцитах костомукшской свиты циркон имеет метаморфогенное происхождение с возрастом 2,72 и 2,64 млрд лет [12].

Все сказанное выше позволяет предположить, что возраст осадков гимольской серии в этой структуре должен быть не моложе силла метариолита с возрастом 2760 млн лет. Разрез гимольской серии прорван дайками плагиопорфиров, изохронный возраст циркона которых получен U-Pb методом и равен 2707 ± 31 млн лет [13].

Хедозерско-Нюкозерская структура. Расположена в 80 км к юго-юго-востоку от Костомукшской структуры (рис. 1) и представляет собой узкую структуру, протягивающуюся субмеридионально в северном направлении на 75 км от озер Карниз и Хедозеро (на юге) до Нюкозера (на севере). В сводном разрезе выделяется нижняя терригенная и верхняя вулканогенная толщи [14; 15]. В разрезе гимольской серии северной части структуры нижняя толща [14] сложена метатерригенными образованиями, верхняя представлена вулканогенными породами. Контакт толщ тектонический. Мощность серии достоверно не установлена, возможно, она около 1000 м.

Нижняя терригенная толща на юге структуры (общей мощностью более 400 м) начинается с однородных неслоистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов видимой мощностью до 100 м. Они сменяются переслаиванием биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-ставролит-биотитовых гнейсов и сланцев с реликтовой флишевой (ритмичной) слоистостью [16; 17]. В основании ритмов распространены биотитовые гнейсы в средней части — гранат-биотитовые, содержащие в небольшом количестве ставролит, верхи ритмов сложены высокоглиноземистыми гнейсами. Мощность ритмов достигает 1–2 м. В породах наблюдаются реликты более тонкой ритмичности мощностью 5–20 см. В гнейсах отмечаются единичные линзы магнетитовых кварцитов и маломощные прослои гранатитов, вероятно, метасоматического происхождения [17]. В районе Хедозера верхняя часть разреза сложена ритмичнослоистыми слюдяными сланцами (метаграувакками), которые залегают на толще глиноземистых пород [18]. Мощность терригенной толщи точно не известна, но не менее первых сотен метров.

Для метаграувакк известен изотопный возраст детритовых цирконов, полученный на ВИМС SHRIMP-II [19]. В одной пробе конкордантный возраст превышает 2792 ± 10 млн лет, единичные зерна имеют возраст 3167, 2945 и 2897 млн лет. Во второй пробе также имеются конкордантные возрасты в интервале от 2810 ± 14 до 2884 ± 14 млн лет. Кроме того, в ней достаточно условно получены средневзвешенные возрасты в 2782 ± 6 млн лет (8 точек) и 2753 ± 6 млн лет (7 точек). По авторам, последняя датировка ограничивает нижний предел возраста толщи. Большинство исследователей сопоставляет породы нижней толщи с образованиями костомукшской и сурлампинской свит [11].

Верхняя толща вулканогенных пород изучена фрагментарно и строение ее разреза и мощность остаются неясными. В составе присутствуют [14] амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсо-сланцы, местами с реликтовой порфировой текстурой по метаандезибазальтам. Они занимают до 20 % объема пород. Биотитовые и реже биотитамфиболовые гнейсо-сланцы с реликтами порфировых текстур с фенокристами полевого шпата и кварца занимают до 50% разреза. Их состав отвечает дацитам и андезидацитам. Выделяются метасоматические породы, слагающие 30 % разреза. В районе Хедозера [18] образования нижней толщи прорваны вулканическим некком(?), сложенным мелкозернистыми амфиболовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами по метаандезибазальтам и метаандезитам. На всех породах здесь лежат лавы кислых метавулканитов, по составу отвечающих высококалиевым риолитам. Для андезитов получен возраст 2706 ± 17 млн лет [18], а дискордантный возраст андезибазальтов — 2705 ± 9 млн лет [14]. U-Pb конкордантный и дискордантный изотопные возрасты метадацитов (SHRIMP II) отвечают 2703 ± 7 и 2703 ± 5 млн лет соответственно, для одного зерна имеется конкордантный возраст близкий к 2713 ± 9 млн лет. Еще одна проба дацитов имеет конкордантный возраст 2698 ± 14, дискордантный возраст — 2704 ± 12 млн лет [14].

Участок Паданы. На западном берегу Сегозера в Западно-Сегозерской структуре (рис. 1) расположен детальный участок, протягивающийся от о. Сондалы (на севере) до п. Паданы (на юге) (рис. 2).

На юге участка, западнее п. Паданы выходят породы Панозерского массива монцогаббро-сиенит-гранитового комплекса лопийского возраста. Они обрамлены толщей сланцев, выделенных в «паданскую толщу филлитов» [24]. Севернее на них лежат





Рис. 2. Схема строения детального участка Паданы и расположение проб на изотопный возраст

 четвертичные осадки; 2-5 — нижний карелий: 2 — ятулийские осадки, 3 — конгломераты сариолия, 4 — сумий, сондальская свита андезибазальтов;
 5-10 — верхний лопий, паданская толща: 5 — верхний туфогенно-осадочный пласт, 6 — средний осадочно-вулканогенный пласт, 7 — сланцы нижнего осадочного пласта, 8 — интрузии верхнего лопия, 9 — населенный пункт, 10 проба на возраст и ее номер

Fig. 2. Structural diagram of the detailed location Padany and location of samples for isotopic age

1 — Quaternary settlements; **2–5** — Lower Karelia: 2 — Jatulian settlements, 3 — Sariolian conglomerates, 4 — Sumi, Sandal formation of andesibasalts; **5–10** — Upper Lopian, Padany unit: 5 — upper tuffaceous-sedimentary stratum, 6 — average sedimentary-volcanic stratum, 7 — lower sedimentary stratum shales, 8 — Upper Lopian intrusions, 9 — location, 10 — sample for age and its number

вулканиты сондальской свиты сумия и конгломераты сариолия, несогласно перекрытые терригенными породами ятулия нижнего карелия [7; 20]. Сланцы характеризуются крутым (до вертикального) падением слоистости, контакты со вмещающими породами не установлены.

Паданская толща филлитов (мощность не менее 1000 м) условно разделена на три пласта: осадочный (нижний), осадочно-вулканогенный (средний) и туфогенно-осадочный (верхний). Границы пластов не установлены, и их мощность является условной.

Нижний осадочный пласт сложен отчетливо груборитмичнослоистыми биотитовыми, хлорит-биотитовыми серыми мелко-, реже среднезернистыми сланцами [21]. Мощность лейкократовых и меланократовых слойков достигает 1–3 см. В меланократовых слойках наблюдается более тонкая слоистость, напоминающая двучленную ритмичную (турбидитовую?). По составу сланцы близки к метаграуваккам. Главные породообразующие минералы в них представлены плагиоклазом № 18–22 (40%), кварцем (25–30%), биотитом (10–40%) и обладают гранобластовой структурой. Мощность пласта достигает первых сотен метров.

Средний осадочно-вулканогенный пласт (более 250–300 м) отличается переслаиванием терригенных сланцев, напоминающих породы нижнего пласта, и горизонтов кварцевых порфиров. Порфиры обладают массивным строением и содержат мелкочешуйчатый биотит, равномерно рассеянный в породе. В ряде случаев в них отмечаются порфировые вкрапленники плагиоклаза размером 4–6 мм, составляющие 5–10% от общего объема породы. Структура пород лепидогранобластовая, иногда бластопорфировая с лепидогранобластовой структурой основной ткани. По составу эти породы близки

к дацитам и андезидацитам. На северо-западном берегу оз. Каместамалампи (рис. 2) взята проба 43005 на изотопный возраст порфиров. Координаты места отбора пробы: 63°19'48,5" с. ш., 33°23'22,0" в. д. Цирконы в пробе коричневого цвета и почти бесцветные, прозрачные и полупрозрачные представлены идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами и обломками. Некоторые крупные зерна слабоокатанные. Длина зерен циркона составляет от 75 до 400 мкм. Коэффициент удлинения от 1 до 4. В результате датирования получены две возрастные группы цирконов — среднелопийская с немногочисленными зернами раннего лопия и саамия и позднелопийская (рис. 3).

Для среднелопийской группы цирконов получено несколько возрастных значений (рис. 3, 5, табл. 2): по анализам 24.2, 26.1, 13.1, 24.1, 11.1, 11.2, 14.1, 21.1, 22.1, 17.1, 30.1, 32.1, 29.1 получен возрастной интервал 2823–2999 млн лет, средний лопий. Содержание U — 40–371 г/т, Th — 19–158 г/т, Th/U — 0,44–1,50 г/т. Для анализов 27.1, 19.1, 20.1, 16.1 получен возрастной интервал 3157–3295 млн лет, нижний лопий. Содержание U — 55–301 г/т, Th — 23–284 г/т, Th/U — 0,43–0,98 г/т. Цирконы этой группы более крупные с Ку 1,3–1,9, с окатанными вершинами и дорастаниями. В катодолюминесцентных лучах (далее — КЛ) изображены цирконы с тонкой грубой и секториальной зональностью с ярким и слабым свечением.

Для позднелопийской группы цирконов (анализы 10.2, 28.1, 23.1, 18.1, 25.1, 15.1, 12.1 (табл. 2)) построена дискордия с верхним пересечением 2775 ± 10 млн лет (рис. 4).

По анализам 15.1 и 25.1 получен конкордантный возраст 2765,6 ± 9,3 млн лет (рис. 5). Возможно, это возраст кристаллизации лав.

Возраст этих двух зерен (с учетом ошибки) может быть близок к 2770 млн лет. Содержание U — 27–232 г/т, Th — 19–215 г/т, Th/U — 0,49–0,96 (табл. 2). В катодолюминесцентном изображении цирконы позднелопийской группы обладают умеренным свечением с тонкой магматической и секториальной зональностью (рис. 4) с Ку 2,0–2,5, мелкие, идиоморфные и субидиоморфные.

Таким образом, в этой пробе выделяются две группы цирконов, изотопный возраст которых различается более чем на 100 млн лет. Вероятно, ранние являются ксеногенными, более поздние верхнелопийские магматические отражают время кристаллизации породы.

Верхний туфогенно-осадочный пласт (мощностью не менее 300 м) обнажается на северном берегу оз. Каместамалампи (рис. 2) и образован тонкопараллельнослоистыми кварц-биотит-хлоритовыми сланцами со слойками кварцитов. По данным В. 3. Негруцы [20], подобные породы вскрыты южнее мыса Канусниеми, где представлены хлорит-биотитовыми сланцами, тонко чередующимися с биотитовыми кварцитами.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Этот тип разреза выделен в Кукасозерской (уч. Кукас), Шомбозерской, Лехтинской (уч. Лежево), Западно-Сегозерской (уч. Паданы) и Онежской (участки Кумса и Койкары) структурах (рис. 1) и представлен образованиями «доожирвинского времени» сумийского надгоризонта [22]. На уч. Паданы они непосредственно перекрывают толщи верхнего лопия, а на уч. Лежево подстилают вулканиты ожиярвинской свиты сумия.



Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43005 обеих возрастных групп и изображения среднелопийской группы цирконов в катодолюминесцентных лучах и в проходящем свете

Fig. 3. Concordia diagram for zircon sample 43005 of the both age groups and images of the Middle Lopian zircon group in cathodoluminescence and transmitted light



Рис. 4. Диаграмма с конкордией для позднелопийской группы цирконов пробы 43005 (возраст по верхнему пересечению дискордии 2775 ± 10 млн лет) и их изображения в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 4. Concordia diagram for the Late Lopian zircon group sample 43005 (age by a discordia with the upper intercept at 2,775 \pm 10 Ma) and their cathodoluminescence and transmitted light images

Участок Паданы. Сондальская свита, относимая к сумию, несогласно перекрывает толщу сланцев и сложена основными вулканитами [7]. Она выделена на северо-западном берегу оз. Сегозеро западнее и юго-западнее мыса Канусниеми, а В. И. Шмыгалевым и В. З. Негруца [20] — на о. Сондалы (рис. 2). Разрез вулканитов свиты не изучен, в ее составе описаны мелкозернистые массивные металавы, метамандельштейны и лавобрекчии. Лавы содержат



Рис. 5. Диаграмма с конкордией для позднелопийских цирконов пробы 43005: для анализов 15.1 и 25.1 конкордантный возраст 2765,6 ± 9,3 млн лет

Fig. 5. Concordia diagram for the Late Lopian zircon sample 43005: for analyses 15.1 and 25.1, the concordant age is $2,765.6 \pm 9.3$ Ma



равномерно рассеянные таблички плагиоклаза (40-60%) и кристаллы роговой обманки (30%). Кроме того, отмечен биотит (до 25%) и хлорит (до 15%) в виде мелко- или среднезернистых чешуек. Структура мелкозернистая офитовая, текстура плотная массивная. Иногда наблюдаются зерна кварца. В лавобрекчиях обломки представлены мелкозернистой разностью, сцементированной более крупнозернистой породой. В мандельштейнах миндалины образованы кварцем и плагиоклазом. По составу породы отвечают базальтам, андезибазальтам, иногда трахибазальтам. На западном берегу о. Сондалы расположены выходы массивных базальтов и лавобрекчий. Среди них наблюдаются плоские выходы «кварцевых кератофиров» протяженностью 50-85 м и их жилы с ксенолитами базальтов [24]. Породы из жил массивные мелкозернистые светло-бежевого цвета. В них наблюдаются мелкие и крупные зерна кислого плагиоклаза (50%), порфировидного кварца (30%) и мелких, и крупных табличек калиевого полевого шпата (до 10%), а также около 10% биотита, хлорита, апатита и рудного минерала. Структура породы от мелко- до крупнозернистой, текстура порфировидная. Из жилы взята проба 43007. Координаты места отбора пробы: 63°24'1,6" с. ш., 33°22'1,9" в. д. Цирконы представлены коричневыми мутными и полупрозрачными призматическими, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, сильно трещиноватыми. Размер кристаллов 100-200 мкм, коэффициент удлинения — 2,0-4,0. В оптике и КЛ в цирконах наблюдается слабозональное и секториальное строение, на многих кристаллах тонкие черные оболочки со слабым свечением. Присутствуют также почти однородные кристаллы со слабым свечением. В некоторых кристаллах наблюдаются
каймы перекристаллизации с ярким свечением. В результате датирования все цирконы образуют одну возрастную группу. По центральным и краевым частям цирконов построена дискордия с верхним пересечением 2739,8 ± 6,3 млн лет (рис. 6). Содержание в цирконах U — 107–363 г/т, Th — 40–261 г/т, Th/U — 0,28–0,80 (табл. 2). Тонкие черные оболочки не измерялись.

На берегу Сегозера, западнее мыса Канусниеми (рис. 2), также обнажены лавобрекчии и миндалекаменные метабазальты сондальской свиты. Из метабазальта взята проба 43009. Координаты места отбора пробы: 63°23'07,5" с. ш., 33°20'45,8" в. д. Порода сложена мелкими удлиненными табличками основного плагиоклаза (60 %), биотитом (25 %) и хлоритом (15 %) в виде мелких изометричных зерен. Структура мелкозернистая офитовая, текстура плотная массивная. По составу порода отвечает трахиандезибазальтам. Цирконы розового цвета, прозрачные и полупрозрачные, идиоморфные и субидиоморфные мелкие призматические зерна и обломки. Коэффициент удлинения от 1,2 до 4. Три зерна 4.1, 1.1, 8.1 — окатанные обломки крупных кристаллов с магматической зональностью в КЛ имеют возраст 2793 ± 11, 2795 ± 19 и 2850 ± 80 млн лет, содержание U — 139–462, Th — 86–204 г/т, Th/U — 0,35–0,64 (табл. 2), вероятно, это ксеногенные цирконы. По четырем обломкам циркона со слабым свечением



Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43007, возраст по верхнему пересечению дискордии 2739,8 ± 6,3 млн лет, и их изображения в катодолюминесцентных лучах и в проходящем свете

Fig. 6. Concordia diagram for zircon sample 43007, age by a discordia with the upper intercept is at 2,739.8 \pm 6.3 Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images



Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43009, конкордантный возраст 2673 ± 11 млн лет и изображения цирконов в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 7. Concordia diagram for zircon sample 43007, the concordant age is $2,673 \pm 11$ Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images



в КЛ и следами магматической зональности (анализы 2.1, 2.2, 5.1, 6.1, 7.1) вычислен конкордантный возраст 2673 ± 11 млн лет. Содержание U — 167–459 г/т, Th — 27–171 г/т, Th/U — 0,06–0,66 (табл. 2). Полученный возраст, возможно, отражает время кристаллизации пород (рис. 7).

Участок Кумса. Геологический разрез участка описан в Кумсинской структуре [7] вдоль автодороги Санкт-Петербург–Мурманск от оз. Глубокое (на юге) до долины р. Кумса (на севере) (рис. 8). Он рассматривается как парастратотипический для сумийского комплекса Центральной Карелии. В нем образования сумия разделены (снизу вверх) на глубокоозерскую и кумсинскую свиты, перекрытые конгломератами пальеозерской свиты сариолия.

Глубокоозерская свита (150 м) залегает на коре химического выветривания архейских гранитоидов и сложена серыми мелкозернистыми серицитсодержащими аркозовыми песчаниками и кварцито-песчаниками, реже кварцевыми гравелитами. В аркозовых песчаниках отмечаются косослоистые серии. Мощность осадков — 10–12 м. На них с резким контактом залегает вулканогенная толща, состоящая из шести потоков лав андезито-базальтового состава общей мощностью около 140 м.

Из кварц-серицитовых сланцев глубокоозерской свиты определен возраст терригенных цирконов [25]. Для одной группы зерен конкордантный возраст по семи точкам равен 2801 ± 18 млн лет. Для перекристаллизованных зерен конкордантный возраст по 13 точкам отвечает 2781 ± 14 млн лет. Для двух зерен циркона, подвергшихся метаморфической переработке, получены возрасты 2712 ± 10 и 2740 ± 8 млн лет и, по мнению авторов, возраст этих сланцев не древнее 2712 млн лет [25].

Кумсинская свита в основании имеет толщу осадков. Непосредственный контакт ее с породами глубокоозерской свиты не установлен. Осадки представлены белыми горизонтально-слоистыми кремовыми, реже зеленоватыми кварцитами, кварцито-песчаниками, иногда косослоистостыми. Мощность осадков — до 30 м. Выше лежит мощная толща андезитобазальтов, в которой выделено 35 хорошо дифференцированных лавовых потоков. Среди них обособлены четыре «маркирующих горизонта», которые отличаются от обычных андезитобазальтов наличием вариолий, миндалин или большого количества кристаллов кремового альбита. Общая мошность верхней (вулканогенной) части разреза составляет 1150 м, а суммарная мощность всей свиты определяется в 1400-1500 м [26].

Из третьего снизу «маркирующего горизонта» (мощность 105 м) кумсинской свиты взята проба на изотопный возраст 4426 (рис. 9). Горизонт образован пятью потоками плагиоклазовых порфиритов с большим количеством беспорядочно ориентированных кристаллов кремового альбита размером 0,3-0,5 см, равномерно распределенных в лавах. Координаты пробы 62°54'10,0" с. ш., 34°21'44,0" в. д. Порода сложена роговой обманкой 50% в виде разнонаправленных вытянутых призматических кристаллов. Плагиоклаз (альбит 40%) образует порфировидные мелкие вкрапленники. Биотит (10%) представлен от мелко- до среднезернистых в виде зерен неправильной формы; также отмечаются единичные зерна хлорита и апатита. Структура преимущественно среднезернистая, текстура порфировая. Цирконы розоватого и рыжевато-розового цвета, прозрачные и полупрозрачные. Представлены субидиоморфными кристаллами призматического облика и обломками.





Рис. 8. Схема геологического строения уч. Кумса

1 — конгломераты сариолия, 2 — андезибазальты кумсинской свиты, 3 — плагиофиры кумсинской свиты, 4 — кварциты и вулканиты глубокоозерской свиты, 5 — гранитоиды лопия (фундамент?), 6 — проба на возраст и ее номер, 7 — направление падения кровли лавовых потоков

Источник: по [26]

Fig. 8. Diagram of the Kumsa geological structure

1 — Sariolian conglomerates, 2 — Kumsa Formation andesibasalts, 3 — the Kumsa Formation plagiophyres, 4 — Lake Glubokoye Formation quartzites and volcanites, 5 — Lopian granitoids (basement?), 6 — sample for age and its number, 7 — fall direction of the lava flow top Source: from [26]



Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 4426, возраст по верхнему пересечению дискордии 2725 ± 18 млн лет и изображения цирконов в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 9. Concordia diagram for zircon sample 4426, age by a discordia with the upper intercept is at 2,725 \pm 18 Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images

Коэффициент удлинения от 1,9 до 2,2. В катодной люминесценции они представлены кристаллами слабого свечения со следами зональности. Содержание U — 93–318 г/т, Th — 87–217 г/т, Th/U — 0,70–0,96 (табл. 2). Для пяти анализов построена дискордия с верхним пересечением 2725 ± 18 млн лет (рис. 9), вероятно, отражающая время кристаллизации. Одна из этих пяти фигуративных точек соответствует анализу из ядра зерна 8.1 (2710 ± 9,5 млн лет), при том, что из краевой части другого зерна (замер номер 7.2) получено значение 2748 ± 20 млн лет (по отношению 207 Pb/²⁰⁶Pb).

Участок Койкары. Участок сумийских разрезов Койкарской структуры имеет хорошую сохранность и позволяет дополнить характеристику разреза Кумсинской структуры. В пределах участка в районе оз. Каллиеволампи на среднелопийских образованиях питкилампинской и кивилампинской свит с угловым несогласием и элювиально-делювиальной брекчией в основании залегает комплекс сумийских андезибазальтов (рис. 10) [27; 28].

Разрез сформирован стратифицированной лавовой толщей, представленной массивными вариолитовыми и миндалекаменными лавами мощностью от 20 до 50 м, имеющими зоны кровельных брекчий. Установлено 16 потоков лав общей мощностью 630 м. Лавовые потоки имеют падение в северных румбах под углом 20-50° и образуют замок синклинальной складки с северо-северо-восточным простиранием оси. Андезибазальты отличаются присутствием миндалин и вариолей, сложенных кварцем и/или хлоритом. Обособляются также горизонты андезибазальтовых лав, для которых характерно наличие миндалин, вариолей или табличек розового альбита. Они названы плагиофировыми андезибазальтами [28]. Структура пород варьирует от реликтовой диабазовой, порфировой, вариолитовой и миндалекаменной до брекчиевидной. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит) размером от 0,2 до 0,8 мм. Андезибазальты сумия несогласно перекрыты сариолийскими конгломератами и граувакками.

С. А. Светов с коллегами [27] взяли пробу на возраст (SHRIMP II) 1-2010 в миндалекаменных андезибазальтах четвертого потока, расположенного ниже по разрезу первых плагиофировых лав (рис. 11). Цирконы желтые, рыжие, прозрачные и полупрозрачные, субидиоморфные, длиннопризматические кристаллы и обломки. Коэффициент удлинения 1,73– 2,79. В КЛ циркон со следами грубой зональности. Для семи анализов получен конкордантный возраст 2712 ± 8 млн лет (рис. 11), который, вероятно, отражает время кристаллизации лав.

По всем 10 анализам построена дискордия с верхним пересечением 2717±11 млн лет. Содержания урана и тория: U — 209–884 г/т, Th — 42–146 и 252–441 г/т, Th/U — 0,07–0,69 (табл. 2).

Участок Кукас. Участок расположен на севере Карельского региона к юго-западу от Ковдозера (рис. 1). Здесь между Челозером и оз. Кукас установлены соотношения нижнепротерозойских и верхне-архейских образований. Протерозойские (нижне-карельские) породы образуют субширотную Кукасозерскую синклиналь и начинаются с образований визаварской свиты сумия. Они перекрывают метаосадки и метавулканиты челозерской свиты (рис. 12).

Челозерская свита, слагает большую часть территории участка. Она образована преимущественно вулканитами среднего и реже основного состава с реликтами миндалекаменной и шаровой текстур и уфогенно-осадочными породами. Мощность ее более 300 м [29]. Визаварская свита (более 250 м) распространена на северном и южном берегах Кукасозера и в основании разреза имеет терригенные осадки. В них отмечается переслаивание аркозовых песчаников и мусковитовых кварцитов с параллельной слоистостью и сливными белыми кварцитами. В ряде мест осадки подстилаются



гранат-кианит-ставролит-биотитовыми сланцами по коре выветривания [25; 30]. Верхняя часть свиты сложена переслаиванием потоков (более 20) андезибазальтов и базальтов, в которых видны массивные миндалекаменные, пенистые лавобрекчиевые разности вулканитов [25]. Проба на изотопный возраст АВ-3279 взята на северном



Рис. 10. Схема геологического строения уч. Койкары

1 — конгломераты сариолия, 2 — андезибазальты кумсинской свиты, 3 — плагиофиры кумсинской свиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы питкилампинской и кивилампинской свит среднего лопия, 5 — проба на возраст и ее номер, 6 — направление падения кровли лавовых потоков

Источник: по [29]

Fig. 10. Diagram of the Koikary geological structure

1 — Sariolian conglomerates, 2 — Kumsa Formation andesibasalts, 3 — Kumsa Formation plagiophyres, 4 — sedimentary-volcanic rocks of the Middle Lopian Pitkilampi and Kivilampi formations, 5 — sample for age and its number, 6 — fall direction of the lava flow top Source: from [29]

берегу оз. Кукас в 650 м к C3 285° от восточной протоки в озеро. Ее координаты 66°26′23,2″ с. ш. и 31°46′45,4″ в. д. Проба взята из рассланцованных амфиболитов, основными минералами которых являются клиноцоизит, плагиоклаз, роговая обманка, акцессорные — апатит, циркон. Структура породы гранонематобластовая, текстура сланцеватая



Рис. 11. Диаграмма с конкордией цирконов пробы 1-2010, возраст по верхнему пересечению дискордии 2717 ± 11 млн лет (10 анализов), конкордантный возраст по семи анализам 2712 ± 8 млн лет, изображения цирконов в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 11. Concordia diagram for zircon sample 1-2010, age by a discordia with the upper intercept is at 2,717 \pm 11 Ma (10 analyses), the concordant age by 7 analyses is 2,712 \pm 8 Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images





Рис. 12. Схема геологического строения уч. Кукас

1 — андезибазальты визаварской свиты, 2 — гранитоиды верхнего лопия, 3 — осадочно-вулканогенные породы челозерской свиты, 4 — проба на возраст и ее номер

Fig. 12. Diagram of the Kukas geological structure

1 - Vizavara Formation and esibasalts, 2 - Upper Lopian granitoids, 3 - sedimentary volcanogenic rocks of the Chelozero Formation, 4 - sample for age and its number

мелкозернистая. Цирконы розовые, прозрачные и полупрозрачные. Кристаллы субидиоморфные. Встречаются зерна округлой формы и обломки. Размер цирконов в среднем 60-100 мкм. Ку 1,0-1,5. В катодолюминесцентном изображении в цирконах наблюдается тонкая магматическая зональность или ее следы. Свечение в катодных лучах у цирконов данной пробы умеренное и слабое. На многих зернах присутствуют тонкие метаморфические оболочки. В результате измерений (SHRIMP II) по шести анализам (2.1, 4.1, 5.1, 7.1, 9.1, 10.1) построена дискордия с верхним пересечением 2649 ± 15 млн лет (такое значение получается только если дискордия упирается в молодой кластер 472 ± 11, если без него, то должно быть 2649 ± 15 (рис. 13). Из табл. 2 следует, что содержания U и Th в этих цирконах высокие: U — 1768–12587 г/т (в среднем 6330 г/т), Th/U отношение от 0,20 до 0,86, а для замера 5.1 Th/U — 1,80. Вероятно, полученный по центральным зональным частям кристаллов возраст отражает время кристаллизации пород или наложенного процесса. В любом случае они должны относиться к верхнему лопию.

На южном берегу оз. Кукас, у его восточного окончания, в толще парамфиболитов и метаосадков, предположительно раннего протерозоя, были обнаружены обломки амфиболовых сланцев. Для них получен возраст циркона 2686 ± 1 и 2019 ± 21 млн лет. Первый считается возрастом кристаллизации, второй — наложенного метасоматического процесса [31]. В этом же районе установлен возраст биотитовых гнейсов, вероятно, по метавулканитам челозерской свиты



Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы AB-3279, возраст по верхнему пересечению дискордии для пяти анализов и изображения цирконов в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 13. Concordia diagram for zircon sample AB-3279, age by a discordia with the upper intercept for 5 analyses, and their cathodoluminescence and transmitted light images с возрастом 2681 ± 18 млн лет [30] и основных вулканитов Челозера с возрастом 2752 млн лет [32].

Из приведенных материалов следует, что на уч. Кукас породы визаварской свиты должны быть отнесены к верхнему лопию.

Участок Лежево. Участок расположен в Шуезерской структуре на северо-восточном крыле Лехтинского синклинория (рис. 1). Именно здесь расположен галостратотип сумия. Низы разреза Лехтинской структуры традиционно относят к архею (среднему лопию), образующему разрез южного окончания Северо-Карельской структурно-формационной зоны (далее — СФЗ). В низах его разреза выделена нижняя *охтинская толща*, образованная преимущественно вулканитами от основного до кислого составов [33]. Завершается ее разрез метадацитами и метаандезитами, U-Pb возраст циркона которых близок к 2807 ± 1,7 млн лет [34].

Морозноозерская толща перекрывает, вероятно, охтинскую толщу [33; 35], непосредственные соотношения которой с подстилающими породами не установлены. Она представлена полимиктовыми конгломератами, перекрытыми слоистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями кварцитовидных пород. Завершается разрез ритмичным переслаиванием гранат-ставролитовых, гранат-кианит-ставролитовых, кианитовых, гранат-биотитовых, реже биотитовых гнейсов.

Выше с несогласием залегают отложения *neбозерской cepuu* [36], в которой обособлена нижняя вороньеозерская свита существенно осадочных пород с линзами конгломератов. Верхняя часть разреза серии (хизиярвинская, авнереченская свиты) отличаются существенно вулканогенным составом. Минимальный изотопный возраст вулканитов близок к 2801,3 ± 3,6 млн лет [37]. Эти данные заставляют отнести разрез морозноозерской толщи и пебозерской серии к среднему лопию.

Лопийские толщи на этой территории (табл. 1) с перерывом перекрыты вулканитами тунгудсконадвоицкой серии сумия, образующими его Шуезерский галостратотип [33]. В пределах участка серия представлена (снизу вверх) породами окуневской, тунгудской и ожиярвинской свит (рис. 14).

Окуневская свита выделена Т. Ф. Негруцей [23], залегает на коре выветривания вулканитов пебозерской серии и образована осадочной толшей кварцитов и слюдянокварцевых сланцев общей мощностью до 200 м. По данным В. И. Коросова [25], в основании свиты обнажаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы (кора выветривания?), постепенно переходящие в тонкозернистые кварциты с полевым шпатом. Они перекрыты миндалекаменными амфиболитами с реликтовой шаровой текстурой и плагиопорфиритами окуневской свиты. Выше, по его мнению, расположен слой светло-серых кварцито-песчаников с неясновыраженной горизонтальной, но отчетливо проявленной мульдообразной слоистостью. Они переходят в четко слоистые кварцито-песчаники с прослоями кварцевых гравелитов и кварцевых конгломератов. Эти образования начинают разрез уже тунгудской свиты и имеют мощность до 120 м. Все эти породы описаны на ограниченной площади в единичных обнажениях от оз. Хизиярви до оз. Калливоярви (рис. 1).

Тунгудская свита (до 2500 м), выделенная С. А. Дюковым и В. А. Перевозчиковой, представляет собой многопокровный ансамбль лав андезитбазальтового состава [25]. Ее разрез детально описан на южном берегу оз. Гизиярви, где он достигает мощности 600 м, и через необнаженный интервал



Δ	Δ	1
V	V	2
Λ	Λ	3
\square		4
*	43005	5
	Х	6

Рис. 14. Схема геологического строения уч. Лежево

1 — кислые лавы ожиярвинской свиты, 2 — андезибазальты тунгудской свиты, 3 — кварциты и вулканиты окуневской свиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы пебозерской серии, 5 — проба на возраст и ее номер, 6 — направление падения кровли лавовых потоков

Fig. 14. Diagram of the Lezhevo geological structure

1 — Ozhijarvi Formation acidic lavas, 2 — Tunguda Formation andesibasalts, 3 — Okunevsk Formation quartzites and volcanites, 4 — Pebozero series sedimentary-volcanic rocks, 5 — sample for age and its number, 6 — fall direction of the lava flow top в 50 м лавы сменяются выходами кислых вулканитов ожиярвинской свиты [25]. На остальной территории представления о составе и строении свиты опираются на отдельные обнажения и расчистки. Для свиты характерны лавовые потоки мощностью от 1 до 50 м, сложенные массивными, шаровыми, подушечными, миндалекаменными, вспененными разностями лав базальтов и андезибазальтов. Верхняя часть свиты, возможно, отделена от нижней корой физического выветривания и линзами конгломератов с обломками подстилающих андезибазальтов и цветного кварца [37]. Для этой части разреза характерно более распространенное присутствие в кровле лавовых потоков лавобрекчий и лав андезитового состава. По данным В. И. Коросова [25], на всей территории характерно моноклинальное погружение кровли лавовых потоков к юго-западу.

Кислые вулканиты *ожиярвинской свиты* в пределах участка не имеют непосредственных соотношений с тунгудской свитой, но соприкасаются с различными ее образованиями. Юго-восточнее оз. Рокково (за пределами участка) они налегают на амфиболиты пебозерской серии через маломощный слой туфов [25]. Иногда между выходами кислых вулканитов и андезибазальтов видны выходы туфов и туфопесчаников с линзами мелкогалечных конгломератов.

Характерной особенностью строения территории является тектоническое разлинзование архейских и протерозойских пород и интенсивные процессы гранатового, амфиболового, анкеритового и биотитового порфиробластеза с преобразованием вулканитов в порфиробластические амфиболиты и затушевывающие контакты.

Западнее оз. Лежево взята проба 4600 из вулканитов тунгудской свиты (рис. 14). Координаты пробы: 64°46′51,5″ с. ш., 33°43′58,7″ в. д. По составу это плотные массивные скрытокристаллические темно-серого цвета породы, отвечающие трахиандезибазальтам. Они содержат до 7,17 мас. % MgO, MgO/CaO больше единицы и 0,96 мас. % К₂О. В вулканитах видна микроофитовая структура и вкрапленники биотита. Основная масса представлена мелкими тонковытянутыми до игольчатых разнонаправленными зернами плагиоклаза (андезин до 40%), роговой обманки (30%) в виде тонкотаблитчатых зерен. Видны также мелкие таблитчатые выделения биотита (20%) и тонкозернистый неравномерно распределенный хлорит (10%). В пробе цирконы коричневые, прозрачные и полупрозрачные, трещиноватые, субидиоморфные, призматические и округлые кристаллы и обломки. Длина кристаллов составляет 63-165 мкм, Ку — 1,3-2,2. В катодолюминесцентном изображении циркон со слабым свечением и следами зональности. Видны темные участки (иногда ядра), окруженные более светлыми (серыми) оболочками разной толщины. Темные ядерные зоны, вероятно, сложены сильно измененным веществом, частично залеченным более светлым (рис. 15, точки 7.1 и 7.2).

Для всех зерен с темным ядром получены изотопные возрасты в интервале 2589–2795 млн лет (табл. 2). Для зерен 2.1, 3.1 и 6.1 построена дискордия с верхним пересечением 2761 ± 18 млн лет (рис. 16).

Содержания урана и тория: U — 554–1975 г/т, Th — 78–739 г/т, Th/U — 0,05–1,16. Для зерна 3.1 конкордантный возраст близок к 2758,9 ± 9 млн лет (табл. 2).

Для анализов 7.1 (край зерна) и 7.2 (ядерная часть) получен возраст 2313,1 ± 6,3 и 2795 ± 12 млн лет соответственно — по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (рис. 16). Содержания урана и тория для точки 7.1: U — 1772 г/т, Th — 3216 г/т, Th/U — 1,88; для точки 7.2: U — 222 г/т, Th — 147 г/т, Th/U — 0,68 (табл. 2).



Рис. 15. Катодолюминесцентное изображение цирконов пробы 4600 и их изображения в проходящем свете Fig. 15. Cathodoluminescence image for zircon sample 4600 and their transmitted light images



Fig. 16. Concordia diagram of zircon sample 4600: age by a discordia with the upper intercept for three analyses (2.1, 3.1, and 6.1) is at 2,761 \pm 18 Ma, but the concordant age for two measurements 4.1 and 5.1 is 2,705 \pm 12 Ma

Для зерен 4.1 и 5.1 получен конкордантный возраст 2705 ± 12 млн лет (рис. 16). Содержания урана и тория в них соответственно: U — 661 и 404 г/т, Th — 16 и 263 г/т, Th/U — 0,03 и 0,67 (табл. 2).

Приведенные материалы позволяют предположить, что циркон претерпел процессы перекристаллизации, возможно, связанные с биотитовым порфиробластезом. Возраст 2313 млн лет, вероятно, отражает его время. Цирконы с возрастом около 2705 млн лет могут свидетельствовать о времени кристаллизации лав, а превышающие 2750 млн лет являться ксеногенными.

Восточнее участка из дацитов тунгудской свиты был получен возраст циркона, близкий к 2719,8 \pm \pm 8,2 млн лет [38]. Позднее цирконы из этих пород были повторно датированы [39]. Для центральных частей цирконов с реликтовой магматической зональностью в краевых частях зерен получен возраст 2765 и 2857 \pm 17 млн лет. Самостоятельную группу образуют цирконы, дающие дискордантный возраст 2416 \pm 15 млн лет. Этот возраст, по мнению авторов статьи, отражает время внедрения этих пород в андезибазальты. Цирконы с возрастами 2765 и 2857 \pm 17 млн лет были захвачены из пород фундамента [39].

В восточном крыле Шомбозерской структуры в мелкозернистых амфиболовых сланцах тунгудской свиты выделяются участки мелко-среднезернистых порфиробластических амфиболитов, из которых взята проба на возраст [40]. Цирконы образуют два типа. Первый тип представлен преимущественно кристаллами с тонкой осцилляторной зональностью в КЛ и имеет дискордантные возрасты 2816 ± 22 и 2725 ± 15 млн лет. Второй тип цирконов не обладает зональностью и дает дискордантный возраст 2423 ± 31 или субконкордантный возраст 2325 ± 10 млн лет. Цирконы характеризуются повышенными содержаниями U (409–1059 г/т) и Th (726–1935 г/т), Th/U — 0,76–2,41 [40].

В районе Шомбозера также определен возраст цирконов из вулканитов тунгудской свиты (SHRIMP-II)



[41]. Циркон из ядер с возрастом 2533–2825 млн лет имеет высокие содержания U (916–2122 г/т), Th (239– 2691 г/т) и варьирующие Th/U отношения (0,27–2,58), что свойственно кристаллам, испытавшим метасоматоз. Для другой генерации циркона по ядрам получены возрасты 2433 и 2439 млн лет (конкордантный). Циркон имеет такие же высокие содержания U (1057–2512 г/т) и Th (223–2210 г/т), по-видимому, связанные с влиянием того же наложенного процесса [41; 42].

Конкордантный возраст циркона для порфиров ожиярвинской свиты на западном крыле Лехтинской структуры равен 2442 ± 17 млн лет [31].

Обращает на себя внимание близость характеристик цирконов из всех проб тунгудской свиты в Лехтинской и Шомбозерской структурах. Из приведенных материалов следует, что породы всех проб испытали процессы порфиробластеза, а цирконы в них подверглись метасоматическим изменениям. Выделяются две группы цирконов. Для первой из них с реликтовой магматической зональностью имеется лопийский возраст. В них широко представлены датировки позднего лопия (2533-2765 млн лет). Вторая группа зерен не обладает осцилляторной зональностью и имеет возрасты в интервале 2423-2439 млн лет. Иногда в краевой зоне цирконов возраст равен 2313 млн лет, в ядерной части -2795 млн лет. Породы тунгудской свиты прорваны дайкой риодацитов с возрастом 2416 млн лет.

Из этого следует, что возраст метасоматоза 2313–2439 млн лет и близок к возрасту лав ожиярвинской свиты сумия. В то же время породы тунгудской свиты содержат многочисленные реликты цирконов позднелопийской (реже среднелопийской) эры, часть из которых может быть ксеногенными, а часть — отражать возраст лав. В настоящее время тунгудско-надвоицкая серия является излишним подразделением и должна быть разделена на самостоятельные окуневскую и тунгудскую свиты верхнего лопия и ожиярвинскую свиту нижнего карелия. Керетская структура. Около границы Карельского и Беломорского регионов расположена Северо-Карельская структурно-формационная зона, в которой между Ковдозером и Топозером обособлены Тикшеозерский (на севере) и Керетский (на юге) зеленокаменные пояса [43], представляющие собой самостоятельные структуры. Наиболее изученной является Керетская структура, находящаяся восточнее Топозера [43] (рис. 1).

На Госгеолкартах-200 Карельской серии листов (Q-36-XXI, XXII и Q-36-XXVII, XXVIII) на этой территории в архее выделены породы тикшеозерской серии, включающей верхнеозерскую (нижнюю) и хизоварскую (верхнюю) свиты. В обобщающей работе А. И. Слабунова [43] описаны их стратиграфические разрезы и приведены данные об их изотопном возрасте. В сводном разрезе им выделены керетьозерский и хизоваарский комплексы, которые делятся перерывом и несогласием на нижнюю и верхнюю части (подкомплексы). Нижние подкомплексы отвечают верхнеозерской, верхние — хизоварской свитам тикшеозерской серии на Госгеолкартах. В подкомплексах выделены структурно-тектонические ассоциации (далее — СТА). СТА представляют собой стратифицированные ассоциации пород, последовательно залегающие в разрезе, часто имеют тектонические контакты и названы по вещественным признакам [44], а также близки к понятию толща [11]. Нижняя часть керетьозерского комплекса образована породами (снизу вверх) верхнекумозерской и хаттомозерской, а хизоваарского — нижней мафитовой и андезитовой СТА. По данным изотопного датирования, СТА не моложе 2800 млн лет [43]. На этом основании они отнесены нами к верхнеозерской свите среднего лопия и далее не рассматриваются.

Хизоварская свита начинается с осадочно-вулканогенной СТА верхнехизоваарского типа, которая со стратиграфическим (кора выветривания) несогласием лежит на породах верхнеозерской свиты. В основании СТА выделяется пачка кварцитов (7-40 м) с косой слоистостью, знаками ряби, в основании которых обнажаются кварцевые конгломераты, выше сменяющиеся гравелитами. В кварцитах наблюдается несколько популяций детритовых цирконов с возрастом (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, ВИМС) 3152 ± 5, 2832-2811, 2747-2705 и 2687-2651 млн лет [45]. На кварцитах лежит пачка полосчатых (кианит, гранат)-биотит-мусковитовых сланцев (мощность до 400 м). Одни авторы [44] считают, что сланцы образованы по осадочным, туфогенно-осадочным породам и лавам кислого состава. По мнению других исследователей [26], их протолитом являются терригенно-осадочные породы. Среди сланцев установлены метасоматические кварц-кианитовые породы, цирконы из которых датированы возрастом около 2,77 млрд лет [46].

Вулканогенно-осадочная СТА (мощностью до 500 м) наращивает разрез и сложена амфибол-биотитовыми сланцами. Сланцы возникли по терригенным осадкам [44] или по известково-щелочным метаандезитам и метадацитам. Конкордантный U-Pb возраст циркона из вулканитов дацитового состава равен 2778 ± 21 млн лет [26]. СТА грубообломочных вулканитов расположена выше по разрезу. В ней описаны агломератовые туфы, олигомиктовые конгломераты, вулканические конгломераты с туфогенным цементом, лавобрекчии, состав которых от андезитового до риодацитового. Возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb методом ВИМС обломочных цирконов из конгломератов толщи в пределах 2838–2747 млн лет [47]. Другие авторы [26] считают эти породы частью вулканогенно-осадочной СТА. В целом строение разреза и мощность СТА остаются недостаточно изученными.

Верхняя мафическая СТА завершает разрез и сложена метабазальтами с шаровыми лавами, среди которых спорадически отмечены пластовые тела ультраосновного состава. Мощность СТА достигает 300 м. Ее контакт с подстилающими породами тектонический.

Приведенные материалы позволяют считать, что образования хизоварской свиты в этой структуре должны относиться к верхнему лопию.

Представляется, что разрез свиты может быть разделен на нижнюю (осадочно-вулканогенную и вулканогенно-осадочную СТА) и верхнюю (грубообломочных вулканитов и верхнюю мафическую СТА) части. Нижняя из них, вероятно, древнее 2700 млн лет, верхняя не древнее 2747 млн лет и имеет в основании конгломераты.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕГО ЛОПИЯ

Приведенные выше данные отражены в табл. 3, в которой даны названия местных стратиграфических подразделений, информация о их преобладающем составе, данные изотопного возраста цирконов из вулканитов и терригенных цирконов из метаосадков. При интерпретации изотопного возраста предпочтение нами отдается возрасту цирконов из магматических пород.

Из приведенных материалов следует, что граница архея и протерозоя должна располагаться в основании разреза ожиярвинской свиты. Таким образом, породы «доожиярвинского времени» сумия сондальской, визаварской, окуневской и тунгудской свит и кубышкинской серии наращивают разрез верхнего лопия в Карелии. Верхний лопий этого региона представлен также образованиями гимольской серии и хизоварской свиты. По особенностям состава и строения разрезы верхнего лопия образуют три типа разрезов — Западно-, Центрально- и Северо-Карельские, показанные на рис. 1.

Западно-Карельский тип разреза образован породами гимольской серии в Костомукшской, Хедозерско-Нюкозерской структурах и уч. Паданы. В нем обособляются две породные ассоциации. Нижняя (осадочная) представлена преимущественно терригенными породами, иногда с телами кислых вулканитов костомукшской, сурлампинской свит, паданской толщи. Верхняя (вулканогенная) ассоциация выделяется условно в Хедозерско-Нюкозерской структуре, строение ее разреза остается неизвестным.

Центрально-Карельский тип разреза представлен только породами «доожиярвинского возраста»





Стратиграфия и корреляция разрезов страторегионов и детальных участков верхнего лопия Карельского региона

Таблица З



Возраст метаморфизма или метасоматоза

млн лет

заницы подразделений Общей шкалы

Отсутствие геологических разрезов

сумия, образующими вулканогенную ассоциацию, охарактеризованную на участках Паданы, Кумса, Койкары, Кукас и Лежево (табл. 3; рис. 1). Эта ассоциация отличается развитием преимущественно основных, реже кислых вулканитов. На уч. Паданы вулканиты сондальской свиты несогласно перекрывают породы нижней осадочной ассоциации гимольской серии.

Северо-Карельский тип разреза уверенно обособляется в Керетской структуре. В нем выделяется нижняя ассоциация пород, образованная осадками и вулканитами (осадочно-вулканогенная и вулканогенно-осадочная СТА). Верхняя вулканогенная ассоциация содержит лавы основного состава (верхняя мафическая СТА) и, возможно, имеет в основании горизонт грубообломочных пород (СТА грубообломочных вулканитов).

Условно к Северо-Карельскому типу разреза отнесены породы пебозерской серии северо-восточного крыла Лехтинской структуры (рис. 1). Разрез серии напоминает разрез хизоварской свиты, но требует дополнительного геохронологического изучения.

Анализ данных изотопного датирования позволяет провести корреляцию разных типов разрезов. Нижняя осадочная ассоциация Западно-Карельского типа разреза не моложе 2760 млн лет (гимольская серия Костомукшской структуры, лавы паданской толщи уч. Паданы). В Северо-Карельском типе разреза образования этой ассоциации древнее 2770 млн лет (вулканогенно-осадочная СТА). Разрез Костомукшской структуры является стратотипическим для этой ассоциации, здесь же расположен лимитотип ее нижней границы. Все это позволяет объединить породы всей этой ассоциации в самостоятельный Костомукшский региональный стратиграфический горизонт.

Во всех типах разрезов выделяется верхняя вулканогенная ассоциация, породы которой моложе 2760 млн лет. Она непосредственно перекрывает нижнюю ассоциацию в Хедозерско-Нюкозерской, Керетской структурах, а также на участках Паданы и, возможно, Лежево. Лимитотип ее нижней границы не установлен, но может располагаться в пределах названных выше структур или участков. Из табл. 3 видно, что к этой границе тяготеют перерывы и несогласия. Наибольший интерес вызывает недостаточно изученная СТА грубообломочных вулканитов в Керетской структуре у границы горизонтов. Стратотип этой ассоциации также неизвестен. Степень геологической и геохронологической изученности разрезов не позволяет провести внутреннюю корреляцию местных подразделений [3].

Определенный интерес вызывает уч. Лежево, в котором нижняя граница протерозоя расположена в основании ожиярвинской свиты сумия. Известно также положение нижней границы вулканогенной ассоциации (окуневская, тунгудская свиты) верхнего лопия, но требуется определение возраста этой границы. Из сказанного следует, что выделение разрезов данной ассоциации в самостоятельный региональный горизонт требует дополнительных материалов. Условно их можно отнести к тунгудскому региональному горизонту, завершающему разрез гимольского надгоризонта. Предлагаемый вариант региональной стратиграфической схемы Карельско-го региона показан в табл. 3.

Типы разрезов на площади образуют три СФЗ, из которых Центрально-Карельская сложена только породами верхнего тунгудского горизонта. Положение границ СФЗ показано на рис. 1.

Проведенный геолого-геохронологический обзор выявил целый ряд нерешенных вопросов, о которых говорилось выше. Наиболее важными из них является положение и возраст нижней границы тунгудского горизонта северо-восточного крыла Лехтинской структуры.

Решение этих вопросов требует постановки специальных стратиграфо-геохронологических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Граница архея и протерозоя в Карельском регионе должна проходить в основании ожиярвинской свиты сумия нижнего протерозоя.

Породы, относившиеся к доожиярвинским образованиям сумия (кубышкинская серия, тунгудская свита и др.), должны быть включены в гимольский надгоризонт верхнего лопия.

Разрез гимольского надгоризонта может быть разделен на два горизонта — костомукшский (нижний) и тунгудский (верхний), отличающиеся составом. Геологическая граница между ними по времени близка к 2760 млн лет.

Гимольский надгоризонт образует три типа разрезов, характеризующих три структурно-формационные зоны.

список источников

1. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб. : ВСЕГЕИ, 2002. 56 с.

2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. СПБ. : ВСЕГЕИ, 1991. 63 с.

3. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.

4. Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia / N. V. Rodionov [et al.] // Gondwana Research. 2012. Vol. 21, no. 4. P. 728–744. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.005.

5. Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Труды Карел. фил. АН СССР. Вып. 26. Материалы по геологии Карелии. Петрозаводск, 1960. С. 29–45.

6. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии / Л. Я. Харитонов [и др.] // Вестник ЛГУ. Сер. Геология и география. 1964. Вып. 4. № 24. С. 35–43.

7. О возрасте полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции / Г. А. Кучеровский [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов : материалы VIII Рос. конф. по изотопной геохронологии, г. Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г. СПб. : Картф-ка ВСЕГЕИ, 2022. С. 82–83.

8. Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение // Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 1. С. 19–40.

9. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии / О. А. Левченков [и др.] // Общие вопросы расчленения докембрия : материалы III Всерос. совещ. Апатиты : КНЦ РАН, 2000. С. 143–145.

10. Стратиграфия докембрия Карелии / М. Б. Раевская [и др.] // Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1992. С. 20–68.

11. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита / А. И. Слабунов [и др.] // Геохимия. 2021. Т. 66, № 4. С. 291–307. https://doi.org/10.31857/S0016752521040063.

12. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона / А. И. Слабунов [и др.] // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2023. № 2. С. 5–22. https://doi. org/10.17076/geo1749.

13. Стратиграфический разрез костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.

14. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка / Т. А. Мыскова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 2. С. 3–32. https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040.

15. Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большезера (Западная Карелия) // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 65–75.

16. Богданов Ю. Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставление // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы : Тр. ВСЕГЕИ. Т. 175. Л., 1971. С. 106–121.

17. Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.

 Матреничев А. В., Матреничев В. А., Каулина Т. В. Геология и изотопный возраст вулканитов Хедозерской структуры // Материалы XIX конф. молодых учен., посвящ. памяти чл.-кор. АН СССР проф. К. О. Кратца, г. Апатиты, 24–28 нояб. 2008 г. Апатиты : Изд-во Кольского науч. центра РАН, 2008. С. 40–42.

19. Мыскова Т. А., Львов П. А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Тр. Карельс. науч. центра Рос. акад. наук. 2019. № 10. С. 5–29. https://doi.org/10.17076/geo996.

20. Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы : Тр. ВСЕГЕИ. Т. 175. Л., 1971. С. 133–152.

21. Глебова-Кульбах Г. О., Пинаева Н. И. Граниты южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии : Тр. ЛАГЕД. Вып. 15. М. ; Л. : АН СССР, 1963. С. 161–334.

22. Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) / Н. Г. Бережная [и др.] // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 2. С. 214–218.

23. Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л. : Изд-во ЛГУ, 1979. 254 с.

24. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия Карелид восточной части Балтийского щита. М. : Недра, 1966. 360 с. 25. Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск : КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

26. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные / Е. В. Бибикова [др.] // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

27. Светов С. А., Голубев А. И, Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

28. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Т. 15. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2012. С. 5–27.

 Елисеев М. А. Лопийские образования района Челозера // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск : КФ АН СССР, 1987. С. 13–36.

30. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукасозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит / В. В. Балаганский [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 4. С. 3–20.

31. Состав и возраст пород Кукасозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и изотопно-геохронологических данных / Т. А. Мыскова [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов : материалы VIII Рос. конф. по изотопной геохронологии, г. Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г. СПб. : Карт-ка ВСЕГЕИ, 2022. С. 97–98.

32. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные / Н. Л. Алексеев [и др.] // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397, № 3. С. 369–373.

33. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита / Ю. Б. Богданов [и др.] // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 160–170.

34. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, Северная Карелия / В. А. Матреничев [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 3–25.

35. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. К вопросу о совершенствовании стратиграфической схемы архея Карелии // Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. 1985. Т. 339. С. 16–25.

36. Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пебозерского района (Восточная Карелия) // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии : Тр. ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. Вып. 20. Петрозаводск : Изд-во «Карелия», 1974. С. 59–77.

 Кукуй С. Н., Богданов Ю. Б. Граница Карельского комплекса (Шуезерский голостратотип сумия) // Геологическое изучение и использование недр. 1995. Вып. 1. С. 41–51.

38. О положении границы архея и протерозоя в Карелии / О. А. Левченков [и др.] // Доклады Академии наук. 2001. Т. 377, № 3. С. 363–365.

39. Уточнение U-Pb возраста (данные ионного зонда SHRIMP-II) метаандезибазальтов тунгудской свиты, Лехтинская структура, Северная Карелия / В. Л. Злобин [и др.] // Материалы 3-й рос. конф. по изотопной геохронологии. М. : ГЕОС, 2006. С. 265–270.

40. Граница архей–палеопротерозой на Карельском кратоне: первые U-Pb данные по цирконам из мафитовых вулканитов, полученные на ионном зонде SHRIMP-II / В. Л. Злобин [и др.] // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435, № 1. С. 64–68.

41. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей-протерозой в Северной Карелии / Т. А. Мыскова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 3–25. https:// doi.org/10.7868/s0869592x13040078.

42. Геохимия, возраст и происхождение кислых вулканитов сумия Шомбозерской и Лехтинской структур (Центральная Карелия, Балтийский щит) / Т. А. Мыскова [и др.] // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии : материалы III Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия, г. Санкт-Петербург, 25–27 окт. 2011 г. СПб., 2011. С. 124.

43. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

44. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

45. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях / В. Н. Кожевников [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–40. https://doi.org/10.1134/ S0869593806030026.

46. Bibikova E. V., Ihlen P. M., Marker M. Age of hydrothermal alteration leading to garnetite and kyanite pseudo-quarzite formation in the Khizovaara segment of the archaean Keret greenstone belt, Russian Karelia // Svekalapko. 6th workshop : Abstracts, Lammi, Finland, 29 Nov. — 2 Dec. 2021. Finland : University of Oulu, 2001. P. 15.

47. Kozhevnikov V. N., Shchipansky A. A. Neoarchean Khizovaara greenstone complex in the lake Verkhneye area // Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites. 33 IGC excursion No. 18. Oslo, 2008. P. 53–71.

REFERENCES

1. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions. Iss. 33. St. Petersburg: VSEGEI; 2002. 56 p. (In Russ.).

2. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions. Iss. 25. St. Petersburg: VSEGEI; 1991. 63 p. (In Russ.).

3. The Lower Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia. Explanatory note. Apatity: KSC RAS; 2002. 13 p. (In Russ.).

4. Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia / N. V. Rodionov [et al.]. *Gondwana Research.* 2012; 21 (4): 728–744. https://doi.org/10.1016/ j.r.2011.10.005.

5. Chernov V. M., Stenar M. M. Stratigraphy of Karelian formations in Western Karelia. *Proc. of the AS USSR, Karelian branch. Iss. 26. Data on the geology of Karelia.* Petrozavodsk; 1960. P. 29–45. (In Russ.).

6. Stratigraphy of iron ore strata of Western Karelia / L. Ya. Kharitonov [et al.]. *Vestnik of Leningrad State University. Geology and Geography.* 1964; 4 (24): 35–43. (In Russ.).

7. The age of polymictic conglomerates of the Central Karelian domain in the Karelian province / G. A. Kucherovskiy [et al.]. Age and Correlation of Magmatic, Metamorphic, Sedimentary and Ore-Forming Processes. Proc. of the VIII Russ. Conf. on Isotope Geology, Saint Petersburg, 7–10 June 2022. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2022. P. 82–83. (In Russ.).

8. Gilyarova M. A. The Pre-Karelian Unit of iron-bearing shales and its stratigraphic position. *Proc. of the Karelian-Finnish Sci. Res. Base of the AS USSR*. 1948; (1): 19–40. (In Russ.).

9. New data on the age of the Lopian volcanites in Karelia / O. A. Levchenkov [et al.]. *General Issues of Precambrian Dismemberment. Proc. of the III All-Russ. Meeting.* Apatity: KRC RAS; 2000. P. 143–145. (In Russ.). 10. Stratigraphy of the Precambrian Karelia / M. B. Raevskaya [et al.]. Supporting sections of the Upper Archean deposits. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1992. P. 20–68. (In Russ.).

11. Geochemistry, geochronology of zircons and age of the Archean iron ore strata of the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton of the Fennoscandian Shield / A. I. Slabunov [et al.]. *Geochemistry*. 2021; 66 (4): 291–307. https://doi.org/10.31857/S0016752521040063. (In Russ.).

12. Main stages of the Kostomuksha greenstone belt Banded Iron Formation genesis, Karelian craton: based on U-Th-Pb dating of zircon / A. I. Slabunov [et al.]. *Transactions of the Karelian Research Center RAS. Precambrian Geology*. 2023; (2): 5–22. https://doi.org/10.17076/geo1749. (In Russ.).

13. Stratigraphic section of the Kostomuksha structure of Karelia (Upper Archean) reconstructed by the geochronological, geochemical, and isotopic data / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2000; 8 (4): 3–10. (In Russ.).

14. Neoarchean volcanites of the Khedozero-Bolshozero greenstone structure (Central Karelia): Composition, age, and tectonic setting / T. A. Myskova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2020; 28 (2): 107–134. https://doi.org/10.1134/ S0869593820020045. (In Russ.).

15. Stenar M. M. Sedimentary volcanogenic deposits of the Bolshezero area (West Karelia). *Proc. of the AS USSR, Karelian branch.* 1960; (26): 65–75. (In Russ.).

16. Bogdanov Yu. B. Types of sections of the Lower Proterozoic of Karelia and their comparison. *Problems of Precambrian geology of the Baltic Shield and the Russian platform cover. VSEGEI Proc.* Vol. 175. Leningrad; 1971. P. 106–121. (In Russ.).

17. Milkevich R. I., Myskova T. A. Late Archean metaterrigenous rocks of West Karelia. *Lithology and Minerals*. 1998; (2): 177–194. (In Russ.).

18. Matrenichev A. V., Matrenichev V. A., Kaulina T. V. Geology and isotopic age of the Khedozero Structure volcanites. *Proc. of the XIX Conf. of Young Scientists Dedicated to the Memory of Prof. K. O. Krats, Corr. Mem. of the AS USSR*, Apatity, 24–28 Nov. 2008. Apatity: Kola Research Center of the RAS; 2008. P. 40–42. (In Russ.).

19. Myskova T. A., Lvov P. A. Formation of the Khedozero-Bolshozerskaya structure of the Baltic Shield in the light of new geochemical and geochronological data. *Transactions of the Karelian Research Center RAS*. Petrozavodsk. 2019; (10): 5–29. https://doi.org/10.17076/geo996. (In Russ.).

20. Negrutsa V. Z. Characteristics of the stratotypic section of the Sariolian series and justification of locating this series in the combined section of the Precambrian Karelia. *Problems of Precambrian geology of the Baltic Shield and the Russian platform cover. VSEGEI Proc.* Vol. 175. Leningrad; 1971. P. 133–152. (In Russ.).

21. Glebova-Kulbakh G. O., Pinaeva N. I. South Karelia granites. *Granites of the Kola Peninsula and Karelia. LAGED Proc.* Moscow, Leningrad: AS USSR; 1963. P. 161–334. (In Russ.).

22. Age of Lower Proterozoic sediment sources of the Kumsa Structure, the Baltic Shield (U-Pb, SHRIMP-II) / N. G. Berezhnaya [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2005; 400 (2): 214–218. (In Russ.).

23. Negrutsa T. F. Paleogeography and lithogenesis of the Early Proterozoic area of the Karelides and Belomorides junction. Leningrad: LSU Publ. House; 1979. 254 p. (In Russ.).

24. Kharitonov L. Ya. Structure and stratigraphy of the Karelides, Eastern Baltic Shield. Moscow: Nedra; 1966. 360 p. (In Russ.).

25. Korosov V. I. Geology of the Pre-Jatulian Proterozoic Eastern Baltic Shield (Sumian, Sariola). Petrozavodsk: KRS AS USSR; 1991. 118 p. (In Russ.).

26. Khizovaara Structure of the North Karelian greenstone belt as the Late Archean accreted island arc: Isotope, geochronological, and petrological data / E. V. Bibikova [et al.]. *Petrology*. 2003; 11 (3): 289–320. (In Russ.).

27. Svetov S. A., Golubev A. I., Svetova A. I. Geochemistry of Sumian andesibasalts, Central Karelia. *Geochemistry*. 2004; (7): 729–739. (In Russ.).

28. Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Sumian andesibasalts of the Koikary-Elmus area: Lithogeochemical characteristics and formation conditions. *Geology and Minerals of Karelia*. Vol. 15. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2012. P. 5–27. (In Russ.).

29. Eliseev M. A. Lopian formations of the Chelozero region. Geology of the North and East Karelian structural zones. Petrozavodsk: AS USSR, Karelian branch; 1987. P. 13–36. (In Russ.).

30. Provenance of the Sumian basal schists and age of the Lopian metavolcanic rocks at the Archean-Proterozoic boundary in the Kukasozero structure, North-Karelian zone of the Karelides, Baltic Shield / V. V. Balagansky [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2011; 19 (4): P. 3–20. https://doi.org/10.1134/ S0869593811040034.

31. Myskova T. A., Nikonova A. S., Nikonov K. A., Zhitnikova I. A., Lvov P. A. Composition and age of rocks of the Kukasozero structure of the Baltic shield in the light of new geochemical and isotope-geochronological data / T. A. Myskova [et al.]. *Age and Correlation of Magmatic, Metamorphic, Sedimentary and Ore-Forming Processes. Proc. of the VIII Russ. Conf. on Isotope Geology,* Saint Petersburg, 7–10 June 2022. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2022. P. 97–98. (In Russ.).

32. Late Archean history of the junction zone of the White Sea orogenic belt and Karelian craton, the Baltic Shield: New isotope data / N. L. Alekseev [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2004; 397 (3): 369–373. (In Russ.).

33. Stratigraphy of the Precambrian deposits of the Eastern Baltic shield / Yu. B. Bogdanov [et al.]. *Stratigraphy and isotopic geochronology of the Precambrian Eastern Baltic Shield*. Leningrad: Nauka; 1971. P. 160–170. (In Russ.).

34. Stratigraphy and isotopic age of the Lopian complex in the Lekhta structure of northern Karelia *Stratigr. Geol. Correl.* 2011; 19 (6): 3–25. https://doi.org/10.1134/S08-69593811050078.

35. Bogdanov Yu. B., Voinov A. S. The problem of improving the stratigraphic chart of the Archean Karelia. *VSEGEI Proc. New series.* 1985; 339: 16–25. (In Russ.).

36. Robonen V. I., Korosov V. I., Eliseev M. A. Stratigraphy and tectonics of the Pebozero region volcanic complexes (East Karelia). *Problems of the Lower Proterozoic geology of Karelia: Proc. of the Inst. of Geology*, AS USSR, Karelian branch. Iss. 20. Petrozavodsk: Karelia; 1974. P. 59–77. (In Russ.).

37. Kukuy S. N., Bogdanov Yu. B. The boundary of the Karelian complex (Shuezero Sumian holostratotype). *Geological study and subsoil use*. 1995; (1): 41–51. (In Russ.). 38. Location of the Archean and Proterozoic boundary in Karelia / O. A. Levchenkov [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2001; 377 (3): 363–365. (In Russ.).

39. U-Pb age specification (data from the SHRIMP-II ion probe) of the Tunguda Formation metandesibasalts, Lekhtan Structure, North Karelia / V. L. Zlobin [et al.]. *Proc. of the 3rd Russ. Conf. on Isotope Geochronology.* Moscow: GEOS; 2006. P. 265–270. (In Russ.).

40. Archean–Paleoproterozoic boundary on the Karelian craton: The first U-Pb data on zircons from mafic volcanites by the SHRIMP-II ion probe / V. L. Zlobin [et al.]. *Doklady akademii nauk*. 2010; 435 (1): 64–68.

41. Geology, geochemistry, and age of volcanites of the Tunguda Volcanic Formation: The problem of the Archean–Proterozoic boundary in North Karelia / T. A. Myskova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2013; 21 (4): 337–358. https:// doi.org/10.1134/S0869593813040072.

42. Geochemistry, age, and origin of the Sumian acidic volcanites of Shombozero and Lekhta structures (Central Karelia, Baltic Shield) / T. A. Myskova [et al.]. *Problems of the Precambrian Plate and Plume Tectonics: Proc. of the III Russ. Conf. on the Precambrian Geology and Geodynamics*, Saint Petersburg; 2011. P. 124. (In Russ.).

43. Slabunov A. I. Geology and geodynamics of Archean orogenic belts (based on the White Sea province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. 296 p. (In Russ.).

44. Kozhevnikov V. N. Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretion orogenes. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2000. 223 p. (In Russ.).

45. Geochronology (SHRIMP II) of zircons from Archean stratotectonic associations of Karelian greenstone belts: Significance for stratigraphic and geodynamic reconstructions / V. N. Kozhevnikov [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2006; 14 (3): 19–40. https://doi.org/10.1134/S0869593806030026.

46. Bibikova E. V., Ihlen P. M., Marker M. Age of hydrothermal alteration leading to garnetite and kyanite pseudo-quarzite formation in the Khizovaara segment of the Archaean Keret greenstone belt, Russian Karelia. *Svekalapko. 6th workshop: Abstracts, Lammi, Finland, 29 Nov.* — *2 Dec. 2021.* Finland: University of Oulu; 2001. P. 15.

47. Kozhevnikov V. N., Shchipansky A. A. Neoarchean Khizovaara Greenstone complex in the lake Verkhneye area. Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites. 33 IGC excursion No. 18. Oslo; 2008. P. 53–71.

Юрий Борисович Богданов

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, отдел региональной геологии и полезных ископаемых западных районов

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

https://orcid.org/0000-0001-8603-2510 P/IHL Author ID 58172 Yuri_Bogdanov@karpinskyinstitute.ru

Наталья Георгиевна Бережная

Кандидат геолого-минералогических наук, заведующий сектором пробобработки, Центр изотопных исследований

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

https://orcid.org/0009-0003-4708-1063 РИНЦ Author ID 66960 SPIN-код РИНЦ 8394-5188 Natalia_Berezhnaya@karpinskyinstitute.ru

Yuriy B. Bogdanov

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Regional Geology and Minerals of the Western Regions

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

https://orcid.org/0000-0001-8603-2510 RSCI Author ID 58172 Yuri_Bogdanov@karpinskyinstitute.ru

Natalya G. Berezhnaya

PhD (Geology and Mineralogy), Head of the sector (sample processing), Centre of Isotopic Research

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

https://orcid.org/0009-0003-4708-1063 RSCI Author ID 66960 RSCI SPIN-code 8394-5188 Natalia_Berezhnaya@karpinskyinstitute.ru

Светлана Анатольевна Анисимова

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист, отдел геологии урановых месторождений и радиоэкологии, Центр прогнозно-металлогенических исследований

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

https://orcid.org/0009-0004-3528-1516 ResearcherID JZU-0248-2024 https://www.researchgate.net/profile/S-Anisimova РИНЦ Author ID 69990 SPIN-код РИНЦ 8277-4900 Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru

Анна Сергеевна Никонова

Ведущий геолог, отдел региональной геологии и полезных ископаемых западных районов

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

https://orcid.org/0009-0006-5998-1984 Anna_Shtejnmiller@karpinskyinstitute.ru

Николай Викторович Родионов

Кандидат физико-математических наук, заведующий сектором масс-спектрометрического анализа, Центр изотопных исследований

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

https://orcid.org/0000-0001-5201-1922 Scopus Author ID 12789575500 ResearcherID T-8826-2017 SPIN-код РИНЦ 6500-4125 Nickolay_rodionov@karpinskyinstitute.ru

Svetlana A. Anisimova

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Expert, Department of Geology of Uranium Deposits and Radioecology, Center for Predictive Metallogenic Research

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

https://orcid.org/0009-0004-3528-1516 ResearcherID JZU-0248-2024 https://www.researchgate.net/profile/S-Anisimova RSCI Author ID 69990 RSCI SPIN-code 8277-4900 Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru

Anna S. Nikonova

Leading Geologist, Department of Regional Geology and Minerals of the Western Regions

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

https://orcid.org/0009-0006-5998-1984 Anna_Shtejnmiller@karpinskyinstitute.ru

Nikolay V. Rodionov

PhD (Physics and Mathematics), Head of the Sector (spectrometric analysis), Isotope Research Center

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

https://orcid.org/0000-0001-5201-1922 Scopus Author ID 12789575500 ResearcherID T-8826-2017 RSCI SPIN-code 6500-4125 Nickolay_rodionov@karpinskyinstitute.ru

Авторское выражение благодарности: авторы с благодарностью вспоминают ушедших коллег Б. Ю. Астафьева, О. А. Воинову, В. А. Крупеника, чьи труды и советы оставили значительный след в этой работе. Авторы признательны С. А. Светову, А. В. Максимову и Е. Н. Афанасьевой за их вклад и заинтересованность в исследовании. Отдельная благодарность рецензентам за анализ статьи и рекомендации по повышению ее качества, а также С. А. Светову (ИГ КарНЦ РАН) за предоставление пробы по Койкарскому участку.

Acknowledgments: the authors would like to express their gratitude to the deceased colleagues B. Y. Astafiev, O. A. Voinova, and V. A. Krupenik, whose work and advice have left a significant impact on this research. The authors also extend their thanks to S. A. Svetov, A. V. Maximov, and E. N. Afanasyeva for their contributions and interest in this study. Special thanks go to the reviewers who analyzed the article and provided recommendations for improving its quality. Additionally, the authors would like to thank S. A. Svetov (IG KarSC RAS) for providing samples from the Koikara site.

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article. Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 03.09.2024 Одобрена после рецензирования 19.11.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 03.09.2024 Approved after reviewing 19.11.2024 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2025. T. 32, N° 1 (101) / 2025. Vol. 32, no. 1 (101) ISSN 0869-7892 (Print) doi:10.52349/0869-7892 https://reggeomet.ru/

ΡΕΓИОНАЛЬНАЯ ΓΕΟЛΟΓИЯ Ι REGIONAL GEOLOGY

Научная статья

УДК 56:581.33:551.7"622.2"(268.45) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_51-70

Ключевые слова: пыльца, споры, биостратиграфия, триас, Баренцевоморский регион

Для цитирования: Четверова В. А. Палиностратиграфия триасовых отложений шельфа Баренцева моря (на примере скважин Мурманского газового месторождения) // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 51–70. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_51-70

Original article

UDC 56:581.33:551.7"622.2"(268.45) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_51-70

Keywords: pollen, spores, biostratigraphy, Triassic, Barents Sea region

For citation: Chetverova V. A. Palynostratigraphy of the Triassic deposits in the Barents Sea Shelf (based on the Murmansk gas field wells). *Regional Geology and Metallogeny*. 2025: 32 (1); 51–70. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_51-70



Палиностратиграфия триасовых отложений шельфа Баренцева моря (на примере скважин Мурманского газового месторождения)

В. А. Четверова

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

Аннотация. В статье представлены данные по палиностратиграфии триасовых отложений из разрезов скважин 24, 28, 26, 27 Мурманского газового месторождения, расположенного в юго-западной части Южно-Баренцевской впадины. Проведена ревизия стратиграфического расчленения отложений триаса на Мурманской площади по палинологическим данным и выделены палинологические зоны. Впервые на Мурманской площади были установлены слои с *Polycingulatisporites* spp, слои с *Aratrisporites* spp. — *Punctatisporites fungosus* и пять палинологических зон, сопоставимых с норвежской частью Баренцевоморского шельфа: Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus, Aratrisporites spp. — Apiculatisporis spiniger, Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides, Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativerrucosus, Dictyophillidites spp. — Zebrasporites interscriptus. Выполнено описание видов-индексов палинозон, заново определены некоторые виды миоспор. Изучение триасовых отложений в разрезах скважин, пробуренных на шельфе Баренцева моря, методом спорово-пыльцевого анализа дает основу для детального стратиграфического расчленения триасовых отложений региона.

¹Дополнительные материалы к статье доступны по ссылке: https://reggeomet.ru/ archive/101/dop_material_palinostrat.pdf

Palinostratigraphy of the Triassic deposits in the Barents Sea Shelf (based on the Murmansk gas field wells)

V. A. Chetverova

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, Valentina_Chetverova@karpinskyinstitute.ru^{III}

Abstract. The paper outlines the Triassic deposits palynostratigraphic data from Murmansk gas field well sections 24, 28, 26, 27 in the southwestern South Barents Depression. The palynological data verify the Triassic deposit stratigraphic breakdown and identify palynological zones. There are novel layers of *Polycingulatisporites* spp. and *Aratrisporites* spp. — *Punctatisporites fungosus*, as well as five palynological zones comparable to the Norwegian part of the Barents Sea Shelf: Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus, Aratrisporites spp. — Apiculatisporis spiniger, Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides, Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativer-rucosus, and Dictyophillidites spp. — Zebrasporites interscriptus. The author describes index species of palynozones, redefines several miospore species. The spores and pollen method to explore the Triassic deposits on the Barents Sea Shelf well sections contributes to the detailed stratigraphic breakdown of the regional Triassic deposits.

¹The supplementary data are available at https://reggeomet.ru/en/archive/101/dop_material_palinostrat.pdf

введение

Определение возраста триасовых отложений прибрежно-морского генезиса [1], практически лишенных фауны, основывается на палинологических данных. Изучением миоспор триасовых отложений архипелагов Западный Шпицберген и Земля Франца-Иосифа занимались в начале 1960-х гг. В. Д. Короткевич, М. А. Седова и др. Первые попытки палинологического изучения мезозойских отложений шельфа Баренцева моря были предприняты российскими учеными во второй половине XX в. [2]. По результатам палинологического изучения керна морских скважин была составлена схема сопоставления палинологических комплексов, выделенных из отложений триаса шельфа Баренцева моря (далее — БМШ) [3, с. 33].

В последующие годы систематическое палинологическое изучение керна морских скважин шельфа Баренцева моря и его островного обрамления проводилось Л. А. Фефиловой (Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И. С. Грамберга) [4–8]. В результате в отложениях триаса было установлено 18 палинологических комплексов и указаны наиболее важные виды и рода миоспор [6].

В результате исследований норвежских специалистов была составлена стратиграфическая схема триасовых отложений Шпицбергена и Баренцевоморского шельфа территории Норвегии с выделением палинологических зон [9–17].

Основная цель работы — дополнить уже имеющиеся данные по палиностратиграфии триасовых отложений Баренцевоморского региона, выделить палинологические зоны в триасовых отложениях Мурманских скважин и сопоставить их с уже имеющимися палинозонами на норвежской части БМШ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал в виде мацератов 75 образцов из отложений триаса скважин Мурманские-24, 28, 26, 27 Баренцевоморского региона был передан автору Л. А. Фефиловой для дальнейшего изучения методом спорово-пыльцевого анализа. Обработка образцов проводилась в АО «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт». Определение и фотографирование палиноморф выполнено автором в постоянных препаратах в световом микроскопе Jenaval Carl Zeiss при увеличении ×500. При выделении и наименовании палинозон автор опирался на принципы установления биостратиграфических зон по палинологическим данным [18]. Систематизация и описания миоспор выполнены с использованием морфологической классификации Р. Потонье



Рис. 1. Расположение Мурманского газового месторождения в Баренцевом море Источник: по Д. А. Леонтьеву и В. А. Четверовой

Fig. 1. Location of the Murmansk gas field in the Barents Sea Source: by D. A. Leontyev and V. A. Chetverova и Г. Кремпа [19–20] с учетом родовых диагнозов, приведенных в работе М. В. Ошурковой [21].

Объектом для данных исследований послужили разрезы скважин Мурманского газового месторождения, расположенного в юго-западной части Южно-Баренцевской впадины (рис. 1). Геологическое строение месторождения с указанием расположения изученных скважин описано в работе Э. В. Шипилова и Р. Р. Мурзина [22].

Стратиграфическое расчленение триасовых отложений на Мурманской площади основывается на смене типов окраски пород и на выделении спорово-пыльцевых комплексов. В разрезе Южно-Баренцевского шельфа сохраняется тенденция в изменении окраски пород от «красноцветов» к «сероцветам», установленная в разрезах Тимано-Печорского региона. Красноцветные породы отложений нижнего триаса индского яруса на Мурманской площади представлены аргиллитами, аргиллитоподобными глинами, глинистыми алевролитами и алевро-песчаниками. Сероцветные породы — алевритистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами. Отложения оленёкского яруса сложены пестро- и сероцветными аргиллитоподобными глинами и породами алеврито-глинистого состава с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов. В составе среднего триаса преобладают аргиллитоподобные глины и глинистые алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками и песчаными алевролитами. Верхний триас на Мурманской площади представлен сероцветной толщей глинистых и алевритовых пород с прослоями песчаников, углистых глин углей [23].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На БМШ (в пределах Мурманской площади) в триасовых отложениях, вскрытых скважинами Мурманская-24, 28, 26, 27, было выделено 7 палинологических комплексов (рис. 2). Все изученные образцы насыщены палиноморфами хорошей сохранности. Палиноспектры образцов большей частью представлены миоспорами наземного генезиса и редким морским микрофитопланктоном, включающим акритархи и неопределимые диноцисты.

Палинокомплекс 1 выделен по шести образцам из основания разреза скв. 24. Среди спор доминируют каватные споры рода Aratrisporites с видами A. tenuispinosus Playford, A. paenulatus Playford et Dettmann. В меньшем количестве встречаются споры родов Calamospora, Polycingulatisporites, Cyclotriletes, Discisporites, Verrucosisporites, Retusotri*letes* и редко *Punctatisporites, Limatulasporites* и др. Споры вида Aratrisporites robustus Yaroshenko et Golubeva (фототабл. III, фиг. 1) единично обнаружены в этом палинокомплексе. Их первое появление было зафиксировано предшественниками в отложениях нижнеоленёкского возраста на данной территории [6], что позволило автору предположить возможное засорение спектров более молодыми таксонами. Среди пыльцы преобладает пыльца родов Cycadopites и Ephedripites. Единично встречается двумешковая пыльца Alisporites parvus de Jersey, Lunatisporites и др. (рис. 2, *a*). От всех установленных палинокомплексов этот комплекс отличается присутствием в большом количестве акритарх рода Micrhystridium.

Палинокомплекс **2** выделен по четырем образцам в разрезах скважин 24, 27. Наряду с сохраняющимся доминированием спор рода *Aratrisporites* в этом комплексе добавляются в значительном количестве каватные споры родов *Densoisporites* и *Lundbladispora*. В целом рассматриваемый комплекс характеризуется наименьшим таксономическим разнообразием и сильным доминированием содержания спор, пыльца отмечается в очень незначительном количестве (рис. 2, *b*).

Палинокомплекс **3** выделен по десяти образцам в разрезах скважин 26, 27, 28 и четко отличается по доминированию акаватных спор с бородавчатой скульптурой рода *Verrucosisporites* с видами *V. pseudomorulae* Visscher, *V. thuringiacus* Mädler, *V. krempii* Mädler, *V. remyanus* Mädler. Содержание каватных спор *Aratrisporites* по сравнению с предыдущими палинокомплексами несколько возрастает. Увеличивается количество и разнообразие пыльцы, представленной родами *Сусаdopites, Illinites, Angustisulcites* и др. (рис. 2, с). В небольшом количестве отмечаются акритархи и неопределимые диноцисты.

Палинокомплекс **4** выделен по 19 образцам в разрезах скважин 24, 27, 26, 28. В этом комплексе вновь доминирующая роль каватных спор рода *Aratrisporites*, причем с преобладанием среди них крупных форм *A. fischeri* Playford et Dettmann. Комплекс отличается максимальным разнообразием таксономического состава, господством спор и очень незначительным присутствием пыльцы (рис. 2, *d*).

Палинокомплекс 5 установлен по десяти образцам в разрезах скважин 26 и 28 и характеризуется доминированием акаватных азонатных однолучевых спор *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié. Количество каватных спор *Aratrisporites*, постоянно присутствующих в значительном количестве в предыдущих комплексах, резко уменьшилось. Рассматриваемый комплекс по сравнению с предыдущим и двумя последующими палинокомплексами по таксономическому составу менее разнообразен, причем при уменьшении разнообразия спор для него характерно некоторое увеличение числа таксонов и количественного содержания пыльцы родов *Illinites, Angusctisulcites, Vitreisporites, Alisporites, Staurosaccites* (рис. 2, *e*).

Палинокомплекс **6** установлен по пяти образцам в разрезах скважин 26 и 28 и характеризуется доминированием акаватных азонатных однолучевых спор *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié, как и в предыдущем палинокомплексе, и трехлучевых спор *Dictyophillidites*. Количество каватных спор *Aratrisporites*, резко уменьшившись в предыдущем палинокомплексе, снизилось еще значительнее. Рассматриваемый комплекс по сравнению с предыдущим по таксономическому составу более разнообразен, причем при увеличении разнообразия спор для него характерно некоторое уменьшение числа таксонов и количественного содержания пыльцы, а также повторное появление пыльцы родов *Cycadopites* и *Ephedripites* (рис. 2, f).

Палинокомплекс 7 выделен по двум образцам в разрезе скв. 26 и характеризуется доминированием акаватных азонатных трехлучевых спор *Dictyophillidites*. Комплекс отличается максимальным разнообразием и господством акаватных азонатных трехлучевых спор, сниженным по сравнению с предыдущими палинокомплексами содержанием каватных спор и очень незначительным присутствием пыльцы *Ovalipollis*. Обильно встречаются фрагменты проводящих тканей древесин, неопределимые динофлагелляты (рис. 2, *g*).

Выделение палинологических комлексов и нахождение стратиграфически важных видов миоспор позволило впервые установить в отложениях триаса Мурманского газового месторождения пять палинологических зон. Основанием для выделения палинозон послужило четкое отличие установленных палинокомплексов и выявление рубежей первого нахождения палиноморф видов-индексов палинозон из триасовых отложений Баренцевоморского региона территории Норвегии [17]. В основании разреза скв. Мурманская-24 в красно-сероцветной толще и в разрезах скважин Мурманская-24 и 27 в нижней половине пестро-сероцветной толщи палинозоны не были установлены, так как они содержат интервалы разреза, палинологически не охарактеризованные, поэтому в этой части разрезов выделены слои с палиноморфами.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН И СЛОЕВ СО СПОРАМИ

Слои с *Polycingulatisporites* spp. выделены в красно-сероцветной толще в основании разреза скв. Мурманская-24 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах).



Рис. 2. Состав и количественное соотношение основных родов палинологических комплексов из триасовых отложений разрезов скважин Мурманской площади

Fig. 2. Composition and quantitative ratio of the main genera of palynological complexes from the Triassic deposits of the Murmansk area well sections

Они установлены по существенному своеобразию палинокомплекса 1, характеризующего этот интервал разреза, который отличается от всех палинокомплексов из вышележащих отложений триаса значительным количественным содержанием акритарх *Micrhystridium* (фототабл. IV, фиг. 23) и пыльцы *Cycadopites* spp. (фототабл. IV, фиг. 2), присутствием палиноморф, характерных для раннего триаса: *Polycingulatisporites* spp., *Limatulasporites limatulus* (Playford) Helby et Foster (фототабл. I, фиг. 20), *Proprisporites* sp., Retusotriletes sp., Polycingulatisporites dejerseyi Helby et de Jersey (фототабл. I, фиг. 17) и Aratrisporites tenuispinosus Playford (фототабл. III, фиг. 5). Наименование слоев дано по спорам рода Polycingulatisporites (см. рис. 4 в доп. материалах) как наиболее часто встречаемым в отложениях инда БМШ [5].

Слои с Aratrisporites spp. — Punctatisporites fungosus выделены в нижней половине пестро-сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-24 и 27 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Палинокомплекс 2



Фототаблица І

Фиг. 1 — *Calamospora tener* (Leschik, 1955) de Jersey, 1962 — скв. 26, гл. 3120, пестро-сероцветная толща; фиг. 2. — *Punctatisporites fungosus* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 3080, пестро-сероцветная толща; фиг. 3. — *Carnisporites mesozoicus* (Klaus, 1960) Mädler, 1964 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща; фиг. 4 — *Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey, 1959) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 5 — *Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953 — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 6 — *Apiculatisporis spiniger* (Leschik, 1955) Potonié et Kremp, 1956 — скв. 26, гл. 2960, сероцветная толща; фиг. 7 — *Convertucosisporites cameronii* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2440, сероцветная толща; фиг. 8 — *Vertucosisporites pseudomorulae* Visscher, 1967 — скв. 26, гл. 3140, пестро-сероцветная толща; фиг. 9 — *Vertucosisporites remyanus* Mädler, 1964 — скв. 26, гл. 3140, пестро-сероцветная толща; фиг. 10 — *Vertucosisporites krempii* Mädler, 1964 — скв. 27, гл. 3052, пестро-сероцветная толща; фиг. 11 — *Guttatisporites guttatus* Visscher, 1964 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща; фиг. 12 — *Leptolepidites vertucatus* Couper, 1953 — скв. 26, гл. 2600, сероцветная толща Толща; Фиг. 12 — *Leptolepidites vertucatus* Couper, 1953 — скв. 26, гл. 2600, сероцветная толща Толща Р

Photoplate I

Fig. 1 — *Calamospora tener* (Leschik, 1955) de Jersey, 1962 — well 26, depth 3,120, mottled gray-colored stratum; fig. 2. — *Punctatisporites fungosus* Balme, 1963 — well 26, depth 3,080, mottled gray-colored stratum; fig. 3. — *Carnisporites mesozoicus* (Klaus, 1960) Mädler, 1964 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 4 — *Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey, 1959) Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum; fig. 5 — *Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953 — well 26, depth 2,400, gray-colored stratum; fig. 6 — *Apiculatisporis spiniger* (Leschik, 1955) Potonié et Kremp, 1956 — well 26, depth 2,960, gray-colored stratum; fig. 7 — *Converrucosisporites cameronii* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,400, gray-colored stratum; fig. 6 — *Apiculatisporis spiniger* (Leschik, 1955) Potonié et Kremp, 1956 — well 26, depth 2,960, gray-colored stratum; fig. 7 — *Converrucosisporites cameronii* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum; fig. 7 — *Converrucosisporites cameronii* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum; fig. 8 — *Verrucosisporites pseudomorulae* Visscher, 1967 — well 26, depth 3,140, mottled gray-colored stratum; fig. 9 — *Verrucosisporites remyanus* Mädler, 1964 — well 26, depth 3,140, mottled gray-colored stratum; fig. 10 — *Verrucosisporites krempii* Mädler, 1964 — well 27, depth 3,052, mottled gray-colored stratum; fig. 11 — *Guttatisporites gutatus* Visscher, 1964 — well 26, depth 4,940, gray-colored stratum; fig. 12 — *Leptolepidites verrucatus* Couper, 1953 — well 26, depth 2,600, gray-colored stratum **>**



Фиг. 13 — Conbaculatisporites mesozoicus Klaus, 1960 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща; фиг. 14 — Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska, 1984 — скв. 26, гл. 3140, пестро-сероцветная толща; фиг. 15 — Lycopodiacidites kuepperi Klaus, 1960 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща; фиг. 16 — Duplexisporites gyratus Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2760, сероцветная толща; фиг. 17 — Polycingulatisporites dejerseyi Helby et de Jersey, 1979 — скв. 26, гл. 3080, пестро-сероцветная толща; фиг. 18, 19 — Annulispora folliculosa (Rogalska, 1954) de Jersey, 1959 — скв. 26, гл. 200, сероцветная толща с углями; фиг. 20 — Limatulasporites limatulus (Playford, 1965) Helby et Foster, 1979 — скв. 26, гл. 3140, пестро-сероцветная толща; фиг. 21 — Discisporites psilatus de Jersey, 1964 — скв. 26, гл. 2760, сероцветная толща; фиг. 22 — Kyrtomisporis speciosus Mädler, 1964 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 23, 24 — Kyrtomisporis gracilis Bjærke et Manum, 1977 — скв. Мурманская-26, гл. 1962, сероцветная толща с углями

▶ fig. 13 — *Conbaculatisporites mesozoicus* Klaus, 1960 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 14 — *Baculatisporites verus* Orłowska-Zwolińska, 1984 — well 26, depth 3,140, mottled gray-colored stratum; fig. 15 — *Lycopodiacidites kuepperi* Klaus, 1960 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 16 — *Duplexisporites gyratus* Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,760, gray-colored stratum; fig. 17 — *Polycingulatisporites dejerseyi* Helby et de Jersey, 1979 — well 26, depth 3,080, mottled gray-colored stratum; fig. 18, 19 — *Annulispora folliculosa* (Rogalska, 1954) de Jersey, 1959 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 20 — *Limatulasporites limatulus* (Playford, 1965) Helby et Foster, 1979 — well 26, depth 3,140, mottled gray-colored stratum; fig. 21 — *Discisporites psilatus* de Jersey, 1964 — well 26, depth 2,760, gray-colored stratum; fig. 22 — *Kyrtomisporis speciosus* Mädler, 1964 — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 23, 24 — *Kyrtomisporis gracilis* Bjærke et Manum, 1977 — Murmansk well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals

этого интервала разреза характеризуется доминированием и видовым разнообразием каватных спор *Aratrisporites* spp. На этом уровне впервые отмечаются споры видов *Densoisporites playfordii* (Balme) Dettmann (фототабл. II, фиг. 6), *Lundbladispora denmeadi* (de Jers.) Playford et Dettmann (фототабл. II, фиг. 11), *Neoraistrickia taylorii* Playford et Dettmann, *Punctatisporites fungosus* Balme (фототабл. I, фиг. 2), пыльца *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson (фототабл. III, фиг. 16, 17). Наименование слоев дано по доминирующему роду *Aratrisporites* и виду *Punctatisporites fungosus*, являющемуся одним из руководящих для оленёкских отложений норвежской части БМШ.

Палинозона Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus (VV) установлена для верхней половины пестро-сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-26, 27 и 28 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Эту палинозону характеризует палинокомплекс 3, хорошо отличающийся доминированием спор рода Verrucosisporites с видами V. pseudomorulae Visscher (фототабл. I, фиг. 8), V. thuringiacus Mädler, V. krempii Mädler (фототабл. I, фиг. 10), V. remyanus Mädler (фототабл. І, фиг. 9). Здесь впервые отмечаются 21 таксон палиноморф, не встреченных по разрезу в нижележащих отложениях, среди них споры Cycloverrutriletes presselensis Schulz, Duplexisporites gyratus Playford et Dettmann (фототабл. I, фиг. 16), Conbaculatisporites mesozoicus Klaus (фототабл. I, фиг. 13), Densoisporites nejburgii (Schulz) Balme, Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska (фототабл. I, фиг. 14), Osmundacidites sp., Carnisporites mesozoicus Madl. (фототабл. I, фиг. 3), Lundbladispora obsoleta Balme, Punctatosporites walkomi de Jersey (фототабл. II, фиг. 19), пыльца Illinites chitonoides Klaus (фототабл. IV, фиг. 1), Alisporites australis

de Jersey (фототабл. III, фиг. 12), Microcachryidites doubingeri Klaus (фототабл. III, фиг. 18), Angustisulcites klausii Freudenthal (фототабл. III, фиг. 21), Platysaccus queenslandi de Jersey (фототабл. III, фиг. 14, 15), Heliosaccus dimorphus Mädler (фототабл. III, фиг. 9), Pretricolpipollenites sp. (фототабл. IV, фиг. 6, 7) и др. По разрезу выше этой зоны не встречаются споры Policingulatisporites sp., а вид Cycloverrutriletes presselensis Schulz найден в интервале только рассматриваемой палинозоны. Наименование палинозоны дано по доминирующему роду Verrucosisporites и виду Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska, который является одним из руководящих видов для верхнеоленёкских отложений норвежской части БМШ. Палинозона Aratrisporites spp. — Apiculatisporis spiniger (AS) выделена в нижней, большей части сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-24, 27, 26, 28 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Эту палинозону характеризует палинокомплекс 4, отличающийся вновь доминированием каватных спор рода Aratrisporites, причем с преобладанием среди них крупных форм A. fischeri Playford et Dettmann (фототабл. II, фиг. 22, 23). Здесь впервые отмечается девять видов, не встречающихся в нижележащих отложениях по разрезу, среди них споры Apiculatisporis spiniger (Leschik) Potonié et Kremp (фототабл. I, фиг. 6), Pechorosporites disertus Yaroshenko et Golubeva (фототабл. II, фиг. 13), Lyco-



Фототаблица II

Фиг. 1 — *Куrtomisporis laevigatus* Mädler, 1964 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 2, 3 — *Camarozonosporites rudis* (Leschik, 1955) Klaus, 1960 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 4 — *Zebrasporites interscriptus* (Thiergart, 1949) Klaus, 1960 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 5 — *Zebrasporites laevigatus* (Schulz, 1962) Schulz, 1967 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 6 — *Densoisporites playfordii* (Balme, 1963) Dettmann, 1963 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 7 — *Kraeuselisporites apiculatus* Jansonius, 1962 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 8 — *Kraeuselisporites* sp. — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 9 — *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 9 — *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 7 — *Kraeuselisporites* sp. — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 9 — *Kraeuselisporites* sp. — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 9 — *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 8 — *Kraeuselisporites* sp. — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 9 — *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 10 — *Lundbladispora willmotti* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 10 — *Lundbladispora willmotti* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2200, сероцветная толща с углями; фиг. 10 — *Lundbladispora willmotti* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2200, сероцветная толща с углями; фиг. 10 — *Lundbladispora willmotti* Balme, 1963 — скв. 26, гл. 2520, сероцветная толща; фиг. 11 — *Lundbladispora denmeadi* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2520, сероцветная толща; фиг. 12 — *Pechorosporites coronatus* Yaroshenko et Golubeva, 1984 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями ▶

Photoplate II

Fig. 1 — *Kyrtomisporis laevigatus* Mädler, 1964 — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 2, 3 — *Camarozonosporites rudis* (Leschik, 1955) Klaus, 1960 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 4 — *Zebrasporites interscriptus* (Thiergart, 1949) Klaus, 1960 — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 5 — *Zebrasporites laevigatus* (Schulz, 1962) Schulz, 1967 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 6 — *Densoisporites playfordii* (Balme, 1963) Dettmann, 1963 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 9 — *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, 1963 — well 26, depth 2,060, gray-colored stratum with coals; fig. 10 — *Lundbladispora willmotti* Balme, 1963 — well 26, depth 2,520, gray-colored stratum; fig. 12 — *Pechorosporites coronatus* Yaroshenko et Golubeva, 1984 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals **>**



Фиг. 13 — Pechorosporites disertus Yaroshenko et Golubeva, 1989 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 14 — Velosporites sp. — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 15, 16 — Thomsonisporites toralis Leschik, 1955 — скв. 26, гл. 2060, гл. 2060, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 17, 18 — Leschikisporis aduncus (Leschik, 1955) Potonié, 1958 — скв. 26, гл. 2060, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 19 — Punctatosporites walkomi de Jersey, 1962 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 19 — Punctatosporites walkomi de Jersey, 1962 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 21 — Polipodiisporites ipsviciensis (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2120, сероцветная толща с углями; фиг. 21 — Echinitosporites iliacoides Schulz et Krutzsch, 1961 — скв. 26, гл. 2200, сероцветная толща с углями; фиг. 22, 23 — Aratrisporites fischeri (Klaus, 1960) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 24 — Aratrisporites macrocavatus Bjærke et Manum, 1977 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща

▶ fig. 13 — *Pechorosporites disertus* Yaroshenko et Golubeva, 1989 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 14 — *Velosporites* sp. — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 15, 16 — *Thomsonisporites toralis* Leschik, 1955 — well 26, depth 2,060, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 17, 18 — *Leschikisporis aduncus* (Leschik, 1955) Potonié, 1958 — well 26, depth 2,060, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 17, 18 — *Leschikisporis aduncus* (Leschik, 1955) Potonié, 1958 — well 26, depth 2,060, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 19 — *Punctatosporites walkomi* de Jersey, 1962 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 20 — *Polipodiisporites ipsviciensis* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 — well 26, depth 2,120, gray-colored stratum with coals; fig. 21 — *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, 1961 — well 26, depth 2,200, gray-colored stratum, 1965 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 24 — *Aratrisporites macrocavatus* Bjærke et Manum, 1977 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum

podiacidites kuepperi Klaus (фототабл. I, фиг. 15), Aratrisporites macrocavatus Bjærke et Manum (фототабл. II, фиг. 24), Concavisporites sp., Polipodiisporites ipsviciensis (de Jersey) Playford et Dettmann (фототабл. II, фиг. 20) и пыльца Triadispora obscura Scheuring, Voltziaceaesporites sp. Акритархи Micrhystridium и шесть видов палиноморф (среди них споры Retusotriletes sp., Neoraistrickia taylorii Playford et Dettmann, Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska, Apiculatisporis spiniger (Leschik) Potonié и пыльца Lunatisporites sp., Triadispora obscura Scheuring) не встречаются выше этой палинозоны. Из них виды Apiculatisporis spiniger (Leschik) Potonié et Kremp и Triadispora obscura Scheuring были отмечены только в интервале этой палинозоны. Наименование палинозоны дано по доминирующему роду Aratrisporites и виду Apiculatisporis spiniger (Leschik) Potonié et Kremp, который является одним из руководящих видов для анизийских отложений норвежской части БМШ.

Палинозона Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides (AI) установлена в верхней, меньшей части сероцветной толщи разрезов скважин Мурманская-26 и 28 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Палинокомплекс 5, характеризующий эту палинозону, отличается доминированием акаватных азонатных однолучевых спор *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié (фототабл. II, фиг. 17, 18). Здесь впервые по разрезу отмечаются 12 видов: среди них споры *Converrucosisporites cameroni* de Jersey (Playford et Dettmann) (фототабл. I, фиг. 7), *Osmundacidites wellmanii* Couper (фототабл. I, фиг. 5), *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch (фототабл. II, фиг. 15, 16), *Deltoidospora* sp., *Kraeuselisporites apiculatus* Jans. и пыльца Schizaeoisporites worsleyi Bjærke and Manum (фототабл. IV, фиг. 13, 14), Ovalipollis pseudoalatus (Thiergart) Schuurman (фототабл. IV, фиг. 3), Protodiploxypinus ornatus Pautsch (Bjærke et Manum) (фототабл. III, фиг. 19), Chasmatosporites sp. (фототабл. IV, фиг. 10), Staurosaccites quadrifidus Dolby et Balme (фототабл. III, фиг. 20). Четыре вида не встречаются выше этой палинозоны: Limatulasporites limatulus (Playford) Helby et Foster, Densoisporites nejburgii (Schulz) Balme, Punctatisporites fungosus Balme, Punctatisporites triassicus Shulz. Наименование палинозоны дано по доминирующему виду Leschikisporis aduncus (Leschik) Potonié и виду Echinitosporites iliacoides Schulz et Krutzsch, который является руководящим для ладинских отложений норвежской части БМШ.

Палинозона Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativerrucosus (AL) выделена в нижней части сероцветной толщи с углями в разрезах скважин



Фототаблица III

Фиг. 1 — Aratrisporites robustus Yaroshenko et Golubeva, 1989 — скв. 24, гл. 4304,0–4308,7, красно-сероцветная толща; фиг. 2 — Aratrisporites paenulatus Playford et Dettmann, 1965 — скв. 24, гл. 4304,0–4308,7, красно-сероцветная толща; фиг. 3 — Aratrisporites granulatus (Klaus, 1960) Playford et Dettmann, 1965 — скв. 27, гл. 3584,0–3585,8, пестро-сероцветная толща; фиг. 4 — Aratrisporites scabratus Klaus, 1960 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща; фиг. 5 — Aratrisporites tenuispinosus Playford, 1965, в тетрадах — скв. 24, гл. 3686,0–3866,3, красно-сероцветная толща; фиг. 6 — Aratrisporites sigosus Playford, 1965 — скв. 26, гл. 2940, сероцветная толща; фиг. 7 — Aratrisporites banksi Playford, 1965 — скв. 26, гл. 2760, сероцветная толща; фиг. 8 — Cordaitina gunyalensis (Pant et Srivastava, 1964) Balme, 1970 — скв. 28, гл. 2486,0–2487,3, сероцветная толща; фиг. 9 — Heliosaccus dimorphus Mädler, 1964 — скв. 26, гл. 2760, сероцветная толща; фиг. 10, 11 — Institisporites crispus Pautsch, 1971 — скв. 26, гл. 2320, сероцветная толща ▶

Photoplate III

Fig. 1 — Aratrisporites robustus Yaroshenko et Golubeva, 1989 — well 24, depth 4,304.0–4,308.7, red and gray-colored stratum; fig. 2 — Aratrisporites paenulatus Playford et Dettmann, 1965 — well 24, depth 4,304.0–4,308.7, red and gray-colored stratum; fig. 3 — Aratrisporites granulatus (Klaus, 1960) Playford et Dettmann, 1965 — well 27, depth 3,584.0–3,585.8, mottled gray-colored stratum; fig. 4 — Aratrisporites scabratus Klaus, 1960 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 5 — Aratrisporites tenuispinosus Playford, 1965, in tetrads — well 24, depth 3,866.0–3,866.3, red and gray-colored stratum; fig. 6 — Aratrisporites strigosus Playford, 1965 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 7 — Aratrisporites banksi Playford, 1965 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 7 — Aratrisporites banksi Playford, 1965 — well 26, depth 2,940, gray-colored stratum; fig. 9 — Heliosaccus dimorphus Mädler, 1964 — well 26, depth 2,760, gray-colored stratum; fig. 9 — Heliosaccus dimorphus Mädler, 1964 — well 26, depth 2,760, gray-colored stratum; fig. 10, 11 — Institisporites crispus Pautsch, 1971 — well 28, depth 2,464.0–2,467.3, well 26, depth 2,320, gray-colored stratum ▶



Фиг. 12 — Alisporites australis de Jersey, 1962 — скв. 28, гл. 2486,0–2487,3, сероцветная толща; фиг. 13 — Alisporites parvus de Jersey, 1962 — скв. 26, гл. 2060, сероцветная толща с углями; фиг. 14, 15 — Platysaccus queenslandi de Jersey, 1962 — скв. 26, гл. 2544,0–2550,1, сероцветная толща; фиг. 16, 17 — Vitreisporites pallidus (Reissinger, 1950) Nilsson, 1958 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 18 — Microcachryidites doubingeri Klaus, 1964 — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 19 — Protodiploxypinus ornatus (Pautsch, 1973) Bjærke et Manum, 1977 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 20 — Staurosaccites quadrifidus Dolby et Balme, 1976 — скв. 26, гл. 2440, сероцветная толща; фиг. 21 — Angustisulcites klausii Freudenthal, 1964 — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща; фиг. 22 — Triadispora crassa Klaus, 1964 — скв. 26, гл. 2400, сероцветная толща;

▶ fig. 12 — Alisporites australis de Jersey, 1962 — well 28, depth 2,486.0–2,487.3, gray-colored stratum; fig. 13 — Alisporites parvus de Jersey, 1962 — well 26, depth 2,060, gray-colored stratum with coals; fig. 14, 15 — Platysaccus queenslandi de Jersey, 1962 — well 26, depth 2,540.0–2,550.1, gray-colored stratum; fig. 16, 17 — Vitreisporites pallidus (Reissinger, 1950) Nilsson, 1958 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 18 — Microcachryidites doubingeri Klaus, 1964 — well 26, depth 2,400, gray-colored stratum; fig. 19 — Protodiploxypinus ornatus (Pautsch, 1973) Bjærke et Manum, 1977 — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 20 — Staurosaccites quadrifidus Dolby et Balme, 1976 — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum; fig. 21 — Angustisulcites klausii Freudenthal, 1964 — well 26, depth 2,400, gray-colored stratum; fig. 22 — Triadispora crassa Klaus, 1964 — well 26, depth 2,400, gray-colored stratum

Мурманская-26 и 28 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Эту палинозону характеризует палинокомплекс 6, отличающийся доминированием акаватных азонатных однолучевых спор *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié (фототабл. II, фиг. 17, 18), как и в предыдущем палинокомплексе, и трехлучевых спор *Dictyophillidites* (фототабл. I, фиг. 4). Здесь впервые по разрезу отмечаются семь видов, среди них споры *Aulisporites astigmosus* (Leschik) Klaus, *Gibeosporites lativerrucosus* Leschik (фототабл. IV, фиг. 15, 16), *Gibeosporites hirsutus* Leschik (фототабл. IV, фиг. 17), Сатагоzonosporites rudis (Leschik) Klaus (фототабл. II, фиг. 2, 3), Annulispora folliculosa de Jersey (фототабл. I, фиг. 18, 19), Kyrtomisporites speciosus Mädler (фототабл. I, фиг. 22) и пыльца Classopollis sp. (фототабл. IV, фиг. 8, 9). Палиноморфы 18 видов не встречаются выше этой палинозоны, среди них споры Verrucosisporites spp., Aratrisporites fischeri (Klaus) Playford et Dettmann, Carnisporites mesozoicus Mädler, Osmundacidites sp., Pechorosporites disertus Yaroshenko et Golubeva, Aratrisporites macrocavatus Bjærke et Manum, Echinitosporites iliacoides Schulz et Krutzsch и пыльца Microcachryidites doubingeri Klaus, Chordasporites sp., Illinites chitonoides Klaus, Alisporites australis de Jersey, Platysaccus queenslandi de Jersey, Heliosaccus dimorphus Mädler, Angustisulcites klausii Freudenthal, Voltziaceaesporites sp., Schizaeoisporites worsleyi Bjærke et Manum, Staurosaccites sp. Наименование палинозоны дано по доминирующему виду Leschikisporis aduncus (Leschik) Potonié, как и в предыдущей палинозоне, и виду Gibeosporites lativerrucosus Leschik, как наиболее представительному для карнийских отложений изучаемой площади.

Палинозона Dictyophillidites spp. — Zebrasporites interscriptus (DI) установлена в верхней части сероцветной толщи с углями в разрезе скв. Мурманская-26 (см. рис. 3, 4 в доп. материалах). Палинокомплекс 7, характеризующий эту палинозону, отличается доминированием акаватных азонатных трехлучевых спор *Dictyophillidites* (фототабл. I, фиг. 4). В этой палинозоне впервые отмечаются три вида спор: *Cingulizonates rhaeticus* (Reinhardt) Schulz, *Kyrtomisporites gracilis* Bjærke et Manum (фототабл. I, фиг. 23, 24), *Zebrasporites interscriptus* (Thiergart) Klaus (фототабл. II, фиг. 4). Наименование палинозоны дано по доминирующему роду *Dictyophillidites* и виду *Zebrasporites interscriptus* как наиболее представительному для отложений нория БМШ Норвегии.

Ниже представлены описания видов миоспор из триасовых отложений Мурманской площади, выбранных в качестве руководящих видов-индексов.

Описания видов-индексов

Антетурма **Proximegerminantes** Potonié, 1970 Турма **Triletes** (Reinsch, 1881) Potonié et Kremp, 1954

Супрасубтурма Acavatitriletes Dettmann, 1963

Субтурма **Azonotriletes** (Luber, 1935) Dettmann, 1963

Инфратурма Laevigati (Bennie et Kidston, 1886) Potonié et Kremp, 1954

Род *Punctatisporites* (Ibrahim, 1933) Potonié et Kremp, 1954

Punctatisporites fungosus Balme, 1963

Фототабл. І, фиг. 2

Punctatisporites fungosus Balme — [24, р. 16, pl. 4, figs. 10, 11]; [25, pp. 320–321, tabl. 2, fig. 9]; [26, pl. 3, fig. 1, 2]; [27, pp. 4–5, pl. 1, fig. 10]; [28, с. 48, табл. I, фиг. 7, 8, табл. 2, фиг.1], [29, с. 89, табл. I, фиг. 8].

Описание: споры трехлучевые, акаватные, азонатные, округлого очертания. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели прямые, иногда с утолщенными краями, длина от 1/2 до 2/3 радиуса споры. Ареа не выражена, курватура отсутствует. Экзина толстая, иногда с одной или двумя складками смятия. Скульптура отсутствует. Контур споры ровный. Цвет спор от светло-коричневого до темно-коричневого.

Размер: 60-120 мкм.

Сравнение: описываемый вид отличается от *Punctatisporites triassicus* Schulz, 1964 более толстой экзиной и отсутствием орнаментации.

Распространение: триас нижний, оленёкский ярус — триас средний, анизийский ярус, БМШ

России и Норвегии; триас нижний, оленёкский ярус, Западный Кавказ; триас нижний, Печорская синеклиза, Германия, Австралия, Индия, Пакистан; триас средний, Австралия; триас средний, анизийский ярус, Румыния.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, скв. 24, гл. 3197,0–3197,6; скв. 26, гл. 3160, 3120, 3080, 3022, 2960, 2822, 2760, 2704, 2565; скв. 27, гл. 2690–2691,1

Материал: 13 экземпляров хорошей сохранности.

Инфратурма **Baculati** Dybova et Jachowicz, 1957 Род **Baculatisporites** Thomson et Pflug, 1953 **Baculatisporites verus** Orłowska-Zwolińska, 1984 Фототабл. I, фиг. 14 Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska — [30,

p. 170, tabl. 18, fig. 2].

Jerseyiaspora punctispinosa Kar, Kieser et Jain — [17, pl. 28, fig. F; p. 219, pl. 14, fig. E].

Описание: споры трехлучевые, акаватные, азонатные, от округлого до треугольно-округлого экваториального очертания. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели длиной в ²/₃ или чуть больше радиуса споры, не всегда четко просматриваются. Экзина толстая. Скульптурные элементы в виде столбиков, относительно густо и равномерно покрывающих дистальную и проксимальную поверхности. Столбики прямые и изогнутые, высотой в 5–7 мкм и шириной у основания 2,5–3,0 мкм, с плоскими или закругленными вершинами и с незначительно расширяющимся основанием. Контур споры неровный. Цвет спор от светло-коричневого до темно-коричневого.

Размер: 56-63 мкм.

Сравнение: от спор этого вида, описанных в работе Orłowska-Zwolińska [30], рассматриваемые экземпляры отличаются отсутствием сгущения скульптурных элементов вдоль лучей щели разверзания. От наиболее близкого вида *Baculatisporites comaumensis* (Cookson, 1953) Potonié, 1956 данный вид отличается значительно большим размером столбиков. От спор рода *Conbaculatisporites*, обладающих треугольным очертанием и сходной скульптурой, данный вид отличается округлым и треугольноокруглым очертанием.

Замечания: в синонимику включен вид Jerseyiaspora punctispinosa Kar, Kieser et Jain, 1972 из работы Vigran et al. [17, pl. 28, fig. F; pl. 14, fig. E]. Приведенные в этой работе фотографии спор Jerseyiaspora punctispinosa позволяют наблюдать на них морфологические признаки: споры акаватные, азонатные, трехлучевые с округлым и треугольно-округлым очертанием и наличием скульптурных элементов в виде столбиков, что дает основание рассматривать их как споры Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska, 1984. Отнесение таких спор к Jerseyiaspora punctispinosa Kar, Kieser et Jain невозможно, т. к. диагностическим признаком для этих спор указана скульптура в виде шипов, а не столбиков.

Распространение: триас нижний, олёнекский ярус, верхний подъярус — триас средний, анизийский ярус, БМШ России и Норвегии; триас нижний, Польша.



Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, верхняя часть пестросероцветной толщи — нижняя часть сероцветной толщи, скв. 26, гл. 3140, 3120, 2960, 2822, 2760, 2600, 2565 м; скв. 27, гл. 3052, 2910–2915,85, 2690–2691,1 м; сероцветная толща, скв. 28, гл. 2779,65–2782,05, 2593–2596,4, 2486–2487,3 м.

Материал: 48 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

Инфратурма **Apiculati** (Bennie et Kidston, 1886) Potoné et Kremp, 1954

Род *Apiculatisporis* (Ibrahim, 1933) Potonié et Kremp, 1956 emend. Oshurkova, 2003

Apiculatisporis spiniger (Leschik, 1955) Potonié et Kremp, 1956

Фототабл. І, фиг. 6

Apiculatisporites spiniger Lesch. — [31, S. 18, Taf. 2, Fig. 6, 7].

Apiculatisporis spiniger (Lesch.) Potonié et Kremp — [20, S. 18, Pl. 1, Fig. 9], [32, S. 53, Taf. 1, Fig. 2].

Anapiculatisporites spiniger (Lesch.) Reinhardt — [33, S. 707, Taf. 1, Fig. 8]; [9, p. 29, pl. 1, fig. 13]; [34, p. 12, tabl. 7, fig. 6–7]; [17, pl. 10. fig. R; pl. 15. fig. J; pl. 15. fig. J; pl. 26. fig. H].

Описание: споры трехлучевые, акаватные, азонатные, округлого экваториального очертания. Щель разверзания простая, с утолщенными краями. Лучи щели прямые, составляют ²/₃ радиуса споры, не всегда четко просматриваются. Арея не выражена. Экзина средней толщины. Скульптурные элементы на дистальной и проксимальной сторонах в виде колючек, широкие в основании и заостренные на верхушке, равные по размеру, высотой 2 мкм. Расположение скульптурных элементов редкое, равномерное. Контур споры неровный из-за выступающих скульптурных элементов. Цвет споры светло-коричневый. Размер: 35-45 мкм.

Сравнение: от наиболее близкого вида *Apiculatisporis apertus* Leschik, 1959 описываемый вид отличается меньшим размером самих спор и меньшей высотой скульптурных элементов — колючек.

Замечания: употребление видового названия Anapiculatisporites spiniger в работе Vigran et al. [17] невозможно, т. к. споры рода Anapiculatisporites Potonié et Kremp, 1954 emended Oshurkova, 2003 характеризуются треугольным очертанием спор и отсутствием скульптурных элементов на проксимальной стороне.

Распространение: триас средний, ладинский ярус, Урал; триас средний, анизийский и ладинский ярус — триас верхний, карнийский ярус, БМШ России и Норвегии; триас верхний, норийский ярус, Канада; триас верхний, рэтский ярус, Германия; триас верхний, Польша.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, скв. 26, нижняя часть сероцветной толщи — сероцветная толща с углями, гл. 2960, 2704, 2565, 2000 м; нижняя часть сероцветной толщи, скв. 27, гл. 2910,0–2915,85 м; сероцветная толща, скв. 28, гл. 2779,65–2782,05, 2486,0–2487,3, 2464–2467,3 м.

Материал: 17 экземпляров хорошей сохранности.

Субтурма **Zonotriletes** (Waltz, 1935) Potonié et Kremp, 1954

Инфратурма Tricrassati Dettmann, 1963

Род **Zebrasporites** Klaus, 1960

Zebrasporites interscriptus (Thiergart, 1949) Klaus, 1960

Фототабл. II, фиг. 4

Sporites interscriptus Thiergart — [35, S. 13, Taf. 2, Fig. 9].
Zebrasporites interscriptus (Thiergart) Klaus — [36, S. 139]; [37, p. 589, tabl. XV, fig. 8, 9]; [9, p. 33, pl. 3,

Фототаблица IV

Фиг. 1 — Illinites chitonoides Klaus, 1964 — скв. 26, гл. 2704, сероцветная толща; фиг. 2 — *Striatoabietites balmei* (Klaus, 1964) Scheuring, 1978 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 3 — *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiergart, 1949) Schuurman, 1976 — скв. 26, гл. 2160, сероцветная толща с углями; фиг. 4 — *Ovalipollis ovalis* (Krutzch, 1955) Scheuring, 1970 — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 5 — *Cycadopites follicularis* Wilson et Webster, 1946 — скв. 24, гл. 4304,0–4310,7, красно-сероцветная толща; фиг. 6, 7 — *Pretricolpipollenites* sp. — скв. 28, гл. 2906,0–2909,6, сероцветная толща; фиг. 8, 9 — *Classopollis* sp. — скв. 26, гл. 1962, сероцветная толща с углями; фиг. 10 — *Chasmatosporites* sp. — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 11, 12 — *Ephedripites* sp. — скв. 26, гл. 2704, сероцветная толща; фиг. 15, 16 — *Gibeosporites lativerrucosus* (Leschik, 1955) Leschik, 1959 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 18 — *Reticulcites* sp. — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща; фиг. 1955) Leschik, 1959 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 11, 12 — *Ephedripites* sp. — скв. 26, гл. 2704, сероцветная толща; фиг. 15, 16 — *Gibeosporites lativerrucosus* (Leschik, 1955) Leschik, 1959 — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 18 — *Reticulcites* sp. — скв. 26, гл. 2440, сероцветная толща; фиг. 19, 20 — проводящие ткани ископаемой древесины — скв. 26, гл. 2000, сероцветная толща с углями; фиг. 21 — *Plaesiodictyon* sp. — скв. 24, гл. 4304,0–4310,7, красно-сероцветная толща; фиг. 23 — акритархи *Micrhystridium* sp. — скв. 24, гл. 4304,0–4310,7, красно-сероцветная толща; фиг. 23 — акритархи *Micrhystridium* sp. — скв. 24, гл. 4304,0–4310,7, красно-сероцветная толща; фиг. 24 — споры грибов — скв. 26, гл. 2440, сероцветная толща

Photoplate IV

Fig. 1 — Illinites chitonoides Klaus, 1964 — well 26, depth 2,704, gray-colored stratum; fig. 2 — Striatoabietites balmei (Klaus, 1964) Scheuring, 1978 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 3 — Ovalipollis pseudoalatus (Thiergart, 1949) Schuurman, 1976 — well 26, depth 2,160, gray-colored stratum with coals; fig. 4 — Ovalipollis ovalis (Krutzch, 1955) Scheuring, 1970 — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 5 — *Cycadopites follicularis* Wilson et Webster, 1946 — well 24, depth 4,304.0–4,310.7, red and gray-colored stratum; fig. 6, 7 — *Pretricolpipollenites* sp. — well 28, depth 2,906.0–2,909.6, gray-colored stratum; fig. 8, 9 — *Classopollis* sp. — well 26, depth 1,962, gray-colored stratum with coals; fig. 10 — *Chasmatosporites* sp. — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum; fig. 8, 9 — *Classopollis* sp. — well 26, depth 2,593.0–2596.4, gray-colored stratum; fig. 15, 16 — *Gibeosporites lativerrucosus* (Leschik, 1955) Leschik, 1959 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 17 — *Gibeosporites lativerrucosus* (Leschik, 1955) Leschik, 1959 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 17 — *Gibeosporites hirsutus* (Leschik, 1955) Leschik, 1959 — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 18 — *Reticulcites* sp. — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum; fig. 19, 20 — *Conductive* tissues of fossil wood — well 26, depth 2,000, gray-colored stratum with coals; fig. 21 — *Plaesiodictyon* sp. — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum; fig. 22 — Dinocysts — well 26, depth 2,060, gray-colored stratum with coals; fig. 23 — Acritarchs *Micrhystridium* sp. — well 24, depth 4,304.0–4,310.7, red and gray-colored stratum; fig. 24 — Fungal spores — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum with coals; fig. 23 — Acritarchs *Micrhystridium* sp. — well 24, depth 4,304.0–4,310.7, red and gray-colored stratum; fig. 24 — Fungal spores — well 26, depth 2,440, gray-colored stratum with coals; fig. 23 — Acritarchs *Micrhyst*

fig. 11]; [34, p. 16, tabl. 13, fig. 8, 9]; [17, pl. 8, fig. G, pl.32, fig. I].

Описание: споры трехлучевые, акаватные, зонатные, треугольного или округло-треугольного очертания, с широкой зоной в виде короны, состоящей из грубо рассеченных волосоподобных отдельностей, иногда частично слитных, на теле споры переходящих в морщинки, направленные к центру споры. Высота волосоподобных отдельностей уменьшается от межрадиальных участков к радиальным. Тело споры треугольного очертания с прямыми или чуть вогнутыми сторонами и закругленными углами. Щель разверзания простая, лучи щели длиной почти в радиус споры. Экзина средней толщины. Контур спор неровный из-за наличия короны. Цвет спор желтый или светло-коричневый.

Размер: 40 × 30 мкм.

Сравнение: от всех видов рода Zebrasporites описываемый вид отличается наличием зоны в виде короны, характером скульптуры и очертанием тела споры. От вида Z. corneolus (Leschik, 1955) Klaus, 1960 данный вид отличается также большим размером, а от вида Z. fimbriatus Kl., 1960 — меньшим размером (почти в 2 раза) и толщиной экзины зоны. От вида Z. kahleri Kl., 1960 он отличается также характером щели разверзания, а от вида Z. laevigatus (Schulz, 1962) Schulz, 1967 — наличием скульптуры.

Распространение: триас верхний, БМШ России и Норвегии, триас верхний — юра нижняя, Германия; триас верхний, карнийский ярус — юра нижняя, Австрия; триас верхний, Польша.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, скв. 26, гл. 2000, 1962 м.

Материал: 3 экземпляра хорошей сохранности.

Турма Monoletes (Ibrahim, 1933) Potonié et Kremp, 1954

Супрасубтурма Acavatomonoletes Dettmann, 1963 Субтурма Azonomonoletes (Luber, 1935) Potonié et Kremp, 1956

Инфратурма Laevigatomonoleti Dybova et Jachowicz, 1957

Род *Leschikisporis* Potonié, 1958

Leschikisporis aduncus (Leschik, 1955) Potonié, 1958 Фототабл. II, фиг. 17, 18

Punctatosporites aduncus Lesch. — [31, S. 27, Taf. 3, Fig. 16, 17].

Leschikisporis aduncus (Lesch.) Pot. — [38, S. 18, Pl. 1, Fig. 9]; [39, p. 35, pl. 3, fig. 67–69]; [40, S. 102, Taf. 9, Fig. 4–7]; [41, s. 20, tab. 4, rys. 2, 3]; [9, p. 38]; [34, p. 21, tabl. 11, fig. 8–10]; [17, pl. 32, fig. J].

Описание: споры однолучевые, акаватные, азонатные, округлого либо широко овального очертания с чуть выпуклой дистальной стороной. Однолучевая щель разверзания простая, прямая или слабоизогнутая, всегда четко просматривается и составляет 2/3 длины диаметра споры. Экзина толстая. Скульптура отсутствует. Орнаментация отсутствует. Контур спор ровный. Цвет спор желтый или светло-коричневый.

Размер: 43–42 × 36–42 мкм.

Сравнение: по отсутствию скульптуры описываемый вид близок к спорам рода *Laevigatosporites*, но отличается от них более округлым очертанием и более толстой экзиной. От однолучевых спор родов *Punctatosporites* и *Polipodiisporites* данный вид отличается отсутствием скульптурных элементов.

Замечания: наличие намечающегося третьего луча отмечается автором в диагнозе вида. Мнения на счет его происхождения у многих авторов расходятся: или же он возникает в результате трещины при смятии споры с однолучевой щелью разверзания [31], или же — за счет частичной редукции одного луча у спор данного вида, но с трехлучевой щелью разверзания [38]. В нашем материале очень редко встречаются экземпляры описываемого вида с наличием зарождающего третьего луча (фототабл. II, фиг. 18).

Распространение: триас средний — триас верхний; БМШ России и Норвегии; триас верхний, рэтский ярус, о. Надежда, арх. Шпицберген; триас верхний, Польша; Австрия.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, нижняя часть сероцветной толщи — сероцветная толща с углями, скв. 26, гл. 2960, 2940, 2822, 2704, 2600, 2565, 2544,0–2550,1, 2520, 2440, 2400, 2320, 2200, 2160, 2120, 2060, 2000, 1962 м; пестро-сероцветная толща — нижняя часть сероцветной толщи, скв. 27, гл. 3584–3585,8, 3052, 2690–2691,1 м; нижняя часть сероцветной толщи с углями, скв. 28, гл. 2841,00–2841,65, 2779,65–2782,05, 2593,0–2596,4, 2546,0–2549,6, 2486,0–2487,3, 2464,0–2467,3, 2395,0–2397,35, 2340,0–2343,4 м.

Материал: более 200 экземпляров в основном хорошей сохранности.

Инфратурма Sculptatomonoleti Dybova et Jachowicz, 1957

Род *Echinitosporites* Schulz et Krutzsch, 1961 *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, 1961 Фототабл. II, фиг. 21

Echinitosporites iliacoides Schulz et Krutzsch — [42, S. 122, Taf. 18, Fig. 1–20]; [41, tab. 4, rys. 4]; [34, p. 22, tabl. 11, fig. 1–2]; [17, pl. 18, fig. D, pl. 23, fig. A].

Описание: споры однолучевые, акаватные, азонатные, округлого очертания. Однолучевая щель разверзания простая, асимметрично расположена на проксимальной стороне споры, плохо различима. Экзина средней толщины. Скульптурные элементы в виде столбиков, прямых и изогнутых, чаще с плоскими или слегка закругленными вершинами и сужающимся основанием, расположенных равномерно и густо на дистальной стороне и отсуствующих на проксимальной поверхности споры вблизи однолучевой щели разверзания. Высота столбиков — 8 мкм, ширина — 4 мкм. Контур споры неровный из-за выступающих скульптурных элементов. Цвет споры желтый.

Размер: 33-40 мкм.

Сравнение: от однолучевых спор родов *Punctatosporites* и *Polipodiisporites* описываемый вид отличается бакулятной скульптурой. От спор вида *Leschikisporis aduncus* (Leschik, 1955) Potonié, 1958, встреченных совместно рассматриваемый вид отличается наличием скульптуры.

Замечания: по мнению авторов вида [42], проксимальная сторона спор *Echinitosporites iliacoides* имеет точечную орнаментацию вблизи асимметрично расположенной однолучевой щели разверзания. Экземпляры, найденные в триасовых отложениях на Мурманской площади БМШ, не позволяют четко различить скульптуру проксимальной стороны спор и наличие на ней однолучевой щели разверзания ввиду плохой сохранности спор. Скульптура дистальной стороны спор вида *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, 1961 очень характерна (столбики большого размера, чаще всего с плоскими вершинами), что позволяет определить этот вид даже по смятым экземплярам. Употребление в работе Vigran et al. [17, с. 258] вида *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, 1961 в качестве пыльцевого таксона, по-видимому, ошибочно.

Распространение: триас средний, ладинский ярус — триас верхний, карнийский ярус, БМШ России и Норвегии; триас верхний, Польша; триас верхний, Германия.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, верхняя часть сероцветной толщи — сероцветная толща с углями, скв. 26, гл. 2520, 2400, 2200, 2000, 1962 м; скв. 28, гл. 2464,0–2467,3, 2340,0–2343,4 м.

Материал: определено 11 экземпляров плохой сохранности.

Антетурма Agerminantes Oshurkova, 1997

Турма **Aletes** (Ibrahim, 1933) Potonié et Kremp, 1954

Субтурма Azonoletes Luber, 1938

Инфратурма **Apiculaleti** Oshurkova, 2003

Род *Gibeosporites* Leschik, 1959

Gibeosporites lativerrucosus (Leschik, 1955) Leschik, 1959.

Фототабл. IV, фиг. 15, 16

Apiculatasporites lativerrucosus Lesch. — [31, S. 32, Taf. 4, Fig. 9].

Gibeosporites lativerrucosus (Lesch.) Lesch. — [32, 5. 59, Taf. 1, Fig. 13]; [34, p. 30, tabl. 34, fig. 2–4].

Описание: споры алетные, азонатные, округлого очертания. Щель разверзания не наблюдается. Экзина толстая. Скульптурные элементы на дистальной и проксимальной стороне в виде шипов и бородавок, иногда бородавок с шипами. Длина шипов — 2,5 мкм, наибольший диаметр бородавок — 3–5 мкм. Контур споры неровный из-за выступающих скульптурных элементов. Цвет споры светло-коричневый.

Размер: 25-30 мкм.

Сравнение: рассматриваемый вид близок к виду G. hirsutus (Leschik, 1955) Leschik, 1959, но отличается от него несколько большим размером спор, а также характером и расположением скульптурных элементов: большим размером бородавок, меньшей высотой шипов и более редким расположением скульптуры. От G. maximus (Leschik, 1955) Leschik, 1959 описываемый вид отличается значительно меньшим размером спор и более крупными скульптурными элементами.

Замечания: отнесение *Polypodiisporites ipsviciensis* (de Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965 в качестве синонима описываемого вида в работе Vigran et al. [17, с. 261], по-видимому, ошибочно, потому что споры рода *Polypodiisporites* обладают однолучевой щелью разверзания.

Распространение: триас верхний, БМШ России и Норвегии; триас верхний; Польша, Германия.

Местонахождение: БМШ, Южно-Баренцевская впадина, Мурманская площадь, скв. 26, гл. 2060, 2000, 1962 м; скв. 28, гл. 2340,0–2343,4 м.

Материал: 40 экземпляров в основном хорошей сохранности.

обсуждение

Выделеные в красно-сероцветной толще в основании разреза скв. Мурманская-24 слои с Polycingulatisporites spp. по сходству видового состава, характеризующего их палинокомплекса (появлению каватных спор Aratrisporites spp., моносулькатной пыльцы Cycadopites spp. и обилием акритарх Micrhystridium sp.) могут быть сопоставлены с палинологическими зонами Maculatisporites spp., Proprisporites рососкіі и Reduviasporonites chalastus из отложений инда норвежской части БМШ [17] (рис. 5), но виды-индексы этих палинозон: Maculatisporites sp., Proprisporites pocockii Jans. и Reduviasporonites chalastus (Foster) Elsik в отложениях изученных скважин не были встречены.

По характеру палинокомплекса (присутствию общих видов спор *Punctatisporites fungosus и Densoisporites playfordii*) слои с Aratrisporites spp. — *Punctatisporites fungosus*, выделенные в нижней половине пестро-сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-24 и 27, сопоставимы с палинозоной Naumovaspora striata, установленной для отложений нижнего оленёка норвежской части БМШ (рис. 5), однако вид-индекс *Naumovaspora striata* Jans. не был встречен в изученных образцах.

Хорошо сопоставима палинозона Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus, установленная для верхней половины пестро-сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-26, 27 и 28, с палинозонами Jerseyiaspora punctispinosa и Pechorosporites disertus из отложений верхнего оленёка норвежской части БМШ (рис. 5).

Подтверждением этому служит присутствие общего вида Densoisporites nejburgii, появление Duplexisporites gyratus (=Striatella seebergensis) и Illinites chitonoides в палинологических комлексах этих зон. Однако первое нахождение вида-индекса Pechorosporites disertus Yrosh. et Golub. норвежской палинозоны верхнего оленёка на изучаемой Мурманской площади отмечается несколько выше по разрезу с интервала анизийского яруса.

Приведенные в работе Vigran et al. [17] фотографии Jerseyiaspora punctispinosa Kar, Kieser and Jain позволяют наблюдать морфологические признаки, указывающие на то, что найденные споры должны быть идентифицированы с видом Baculatisporites verus Orłowska-Zwolińska. Тогда предлагаемая палинозона Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus может быть прослежена не только на изученной Мурманской площади, но и в норвежской части БМШ, однако немного выше по разрезу — с верхней части отложений позднеоленёкского возраста.

В палинокомплексе, характеризующем палинозону Jerseyiaspora punctispinosa из отложений верхнего оленёка норвежской части БМШ, также, как и в палинозоне Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus, присутствуют споры с бородавчатой скульптурой экзины рода Verrucosisporites, но они не выступают в качестве доминантов. Среди них встречаются виды V. jenensis Reinhardt et. Schmitz, V. morulae Klaus.

Палинозона Aratrisporitess spp. — Apiculatisporis spiniger, установленная в нижней, большей части сероцветной толщи в разрезах скважин Мурманская-24, 27, 26, 28, может быть сопоставлена с палинозонами Anapiculatisporites spiniger, Triadispora obscura, Protodiploxypinus decus из анизиских отложений норвежской части БМШ (рис. 5). Это подтверждается присутствием общих видов спор *Densoisporites nejburgii, Jerseyiaspora punctispinosa* и пыльцы *Illinites chitonoides, Triadispora* sp., доминированием спор *Aratrisporites*.

Впервые с этого уровня отмечается вид Арісиlatisporis spiniger, являющийся руководящим для отложений анизийского возраста норвежской части БМШ [17]. Автор статьи считает, что употребление видового названия Anapiculatisporites spiniger в работе Vigran et al. [17] ошибочно, т. к. споры рода Anapiculatisporites Potonié et Kremp, 1954 emended Oshurkova, 2003 характеризуются треугольным очертанием спор и отсутствием скульптурных элементов на проксимальной стороне [21], поэтому правильным будет идентифицировать данные споры [17, pl. 10. fig. R: pl. 15. fig. J] с видом Apiculatisporis spiniaer (Leschik) Potonié et Kremp. С этого же уровня отмечается появление в изученных образцах Мурманской площади вида-индекса Triadispora obscura Scheur. палинозоны Triadispora obscura из анизийских отложений БМШ.

Хорошо коррелируется палинозона Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides, выделенная в нижней части сероцветной толщи с углями в разрезах скважин Мурманская-26 и 28, с палинологической зоной Echinitosporites iliacoides из отложений ладина БМШ (рис. 5), что подтверждается сходством палинокомплексов этих зон и присутствием общих видов пыльцы Staurosaccites quadrifidus и Protodiploxypinus ornatus, а также появлением Schizaeoisporites worsleyi, Ovalipollis pseudoalatus и вида Echinitosporites iliacoides, руководящего для отложений ладинского возраста норвежской части БМШ [17]. По нему и названа палинозона. Это дает основание полагать, что палинозона Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides может быть прослежена не только на изученной Мурманской площади, но и в норвежской части БМШ. Однако на Мурманской площади данная палинозона характеризуется также доминированием спор Leschikisporis aduncus.

Палинозона Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativerrucosus, выделенная в нижней части сероцветной толщи с углями в разрезах скважин Мурманская-26 и 28, может быть сопоставлена с палинозонами Aulisporites astigmosus и Rhaetogonyaulax spp. из отложений карния норвежской части БМШ (рис. 5). Это подтверждается сходством палинокомплексов зон, нахождением в изученных образцах Мурманской площади видов-индексов Aulisporites astigmosus и Rhaetogonyaulax spp., хотя и в единичном количестве, а также присутствием общих видов спор Deltoidospora sp., Echinitosporites iliacoides и пыльцы Angustisulcites klausii, Chasmatosporites sp., Ovalipollis pseudoalatus, появлением спор Camarozonosporites rudis, Kyrtomisporites sp. и доминированием Leschikisporis aduncus.

Присутствие вида *Gibeosporites lativerrucosus* Leschik, выбранного в качестве руководящего вида-индекса, в отложениях карния на Мурманской площади не было отмечено предыдущими исследователями [6], но, судя по последним работам норвежских специалистов, этот вид в карнийских отложениях на БМШ Норвегии встречается довольно часто [44].

Палинозона Dictyophillidites spp. — Zebrasporites interscriptus, установленная в верхней части сероцветной толщи с углями в разрезе скв. Мурманская-26, коррелируется с палинозоной Limbosporites lundbladii из отложений нория норвежской части БМШ (рис. 5), что подтверждается сходством палинокомплексов этих зон и присутствием общих видов спор *Leschikisporis aduncus, Annulispora* sp., *Camarozonosporites rudis, Concavisporites* spp., *Deltoidospora* spp., *Kyrtomisporis* spp. и пыльцы *Ovalipollis* sp., *Chasmatosporites* sp., *Classopollis* sp., а также динофлагеллят. Однако первое нахождение вида-индекса *Limbosporites* lundbladii Nilsson норвежской палинозоны нория на изучаемой Мурманской площади отмечено несколько ниже по разрезу — с интервала ладинского яруса.

Обоснованность выделения палинозон в триасовых отложениях Мурманской площади подкрепляется материалами предшественников [6; 23], на основании изучения которых, а также работ норвежских специалистов [17], удалось наметить в рэтских отложениях на Мурманской площади палинологическую зону Kyrtomisporites spp. — Riccisporites tuberculatus.

Необходимо отметить, что выделенные палинозоны носят предварительный характер. Поисковые скважины, пробуренные на БМШ, выполнялись с малым выходом керна. Требуется дальнейшее детальное изучение как разрезов скважин, пробуренных на БМШ, так и разрезов скважин и обнажений на его островном обрамлении. Более дробное выделение палинологических зон послужит хорошей основой для надежного стратиграфического расчленения триасовых отложений БМШ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение образцов отложений триаса, вскрытых скважинами Мурманская-24, 28, 26, 27, методом спорово-пыльцевого анализа позволило установить руководящие виды-индексы для стратиграфических интервалов триаса и впервые выделить на Мурманской площади слои с *Polycingulatisporites* spp., слои с *Aratrisporites* spp. — *Punctatisporites* fungosus и пять палинологических зон: Verrucosisporites spp. — Baculatisporites verus, Aratrisporites spp. — Apiculatisporis

Система	Отдел	Apyc	Подъярус	Аммонитовая зональность	Палинологические зоны Норвежская часть шельфа Баренцева моря	Палинологические зоны Российская часть шельфа Баренцева моря (Мурманская площадь)		
Средний Верхний		Рэтский			Ricciisporites tuberculatus	Kyrtomisporites spp. — Riccisporites tuberculatus?		
		Норийский		Daonellaeformis	Limbosporites lundbladii	Dictyophyllidites spp. — Zebrasporites interscriptus		
	ž		сний	1 terosirenites				
	рхни		Bep		Aulisporites astigmosus			
	Be	Карнийский	редний			Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativerrucosus		
			0	Stolleyites tenuis				
			ажний	Scaphites planus				
			Ŧ	Dicentra canadensis				
		ий			Echinitosporites illiacoides	Leschikisporis aduncus — Echinitosporites illiacoides		
		лнск		Indigirites tozeri				
	дний	Лад		Tsvetkovites varius				
	Cpe	ų	Верхний	Frechites laqueatus	Protodiploxypinus decus Triadispora obscura	Aratrisporites spp. — Apiculatisporis spiniger		
		Анизийский	Средний	Anagymnotoceras varium				
			Lenotropites caurus	Anapiculatisporites				
			Нижний	Karangatites evolutus	spiniger			
Нижнй		Ζ	сний	Keyserlingites subrobustus	Jerseyiaspora punctispinosa	Verrucosisporites son — Baculatisporites verus		
		ёкски	Bepy		Pechorosporites disertus	venucosisponies spp. — Baculausponies verus		
		О лен	Wasatchites tardus		Спои с. Aratrisporites spp. —			
	жнй	Ū	Нижний	Euflemengites romunderi	Naumovaspora striata	Punctatisporites fungosus		
	Η̈́	ă	Верхний	Vavilovites sverdrupi	tes Maculatasporites spp.			
		Индски	Індски	Індски	и проки	Proptychites rosenkrantzi	Proprisporites pocockii	Слои с <i>Policingulatisporites</i> sp.
			Нижний					
				Otocerac boreale Ophicerac concavum	Reduviasporonites chalastus			

Рис. 5. Схема сопоставления палинологических зон и слоев со спорами из отложений триаса на Мурманской площади с палинозонами из триасовых отложений норвежской части БМШ и с аммонитовой зональностью Баренцевоморского региона

Источник: аммонитовая зональность — по А. S. Dagys и W. Weitschat [43], палинологические зоны норвежской части шельфа Баренцева моря — по [17]

Fig. 5. Comparison scheme of palynological zones and spore layers from the Triassic deposits in the Murmansk area with palynozones from the Triassic deposits in the Barents Sea shelf, Norwegian part, and with ammonite zoning of the Barents Sea region

Source: ammonite zonation — by A. S. Dagys and W. Weitschat [43], palynological zones of the Norwegian part of the Barents Sea Shelf — from [17]

spiniger, Leschikisporis aduncus — Echinitosporites iliacoides, Leschikisporis aduncus — Gibeosporites lativerrucosus, Dictyophillidites spp. — Zebrasporites interscriptus, которые по сходству видового состава и количественным соотношениям, характеризующим палинокомплекс, могут быть сопоставлены с палинозонами из триасовых отложений норвежской части шельфа Баренцева моря. Удалось существенно дополнить таксономический состав миоспор по сравнению с материалами предшественников [6]. В отложениях среднего триаса ладинского яруса были встречены водоросли Plaesiodictyon sp. (фототабл. IV, фиг. 21) и палиноморфы Retisulcites sp. (фототабл. IV, фиг. 18), распространение которых прослеживается в отложениях среднего и верхнего триаса норвежской части шельфа Баренцева моря [17, pl. 9, fig. E; pl. 19, fig. H].

Виды спор и пыльцы приводятся в статье в соответствии с их систематизацией по классификации Р. Потонье и Г. Кремпа [19; 20] с учетом родовых диагнозов, приведенных в работе М. В. Ошурковой [21], что позволило переопределить некоторые родовые и видовые таксоны миоспор.

список источников

1. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое / В. А. Басов [и др.] // Нефтегазоносная геология. Теория и практика. 2009. Т. 4, № 1. С. 1–44. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf (дата обращения: 23.01.2025).

2. Павлов В. В., Фефилова Л. А., Лодкина Л. Б. Палинологическая характеристика мезозойских отложений южной части шельфа Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л. : Изд-во ПГО «Севморгеология», 1985. С. 88–103.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(36), 37 — Баренцево море. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 265 с.

4. Фефилова Л. А. Палинофлора на границе перми и триаса Западной Арктики России // Доклады Междунар. симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья», г. Казань, 28 июля — 3 авг. 1998 г. М.: ГЕОС, 1999. С. 116–125.

5. Фефилова Л. А. Миоспоры из триасовых отложений центральной части о. Западный Шпицберген, Сассенфьорд, южное побережье // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых районов Арктики и Мирового океана. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2001. С. 5–19.

6. Фефилова Л. А. Распределение миоспор в триасовых отложениях Баренцева моря и его островного обрамления (архипелаг Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, остров Колгуев) // Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология. Т. 199: материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя полярных областей. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2003. С. 5–18.

 Фефилова Л. А. Биостратиграфия, миоспоры и макрофлора триасовых отложений юго-восточной части шельфа Баренцева моря на примере Крестовой площади и сопредельных районов // Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология.
т. 226 : материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2013. С. 42–83.

8. Фефилова Л. А. Палинологическое обоснование нижней границы триасовых отложений в разрезе скв. Адмиралтейская-1 (шельф Баренцева моря) // Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология. Т. 226 : материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2013. С 84–97. 9. Bjærke T., Manum S. B. Mesozoic palynology of Svalbard — I. The Rhaetian of Hopen, with a preliminary report on the Rhaetian and Jurassic of Kong Karls Land. Oslo : Norsk Polarinstitutt, 1977. 48 p.

10. Hochuli P. A., Colin J. P., Vigran J. Os. Triassic biostratigraphy of the Barents Sea area // Correlation in hydrocarbon exploration / J. D. Collinson (Ed.). Dordrecht, Netherlands : Springer, 1989. P. 131–153. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1149-9_12.

11. Mangerud G., Rømuld A. Spathian–Anisian (Triassic) palynology at the Svalis Dome, southwestern Barents Sea // Review of Palaeobotany and Palynology. 1991. Vol. 70, no. 3. P. 199–216. https://doi.org/10.1016/0034-6667(91)90002-K.

12. Mangerud G. Palinostratigraphy of the Permian and lowermost Triassic succession, Finenmark Platform, Barents Sea // Review of Paleobotany and Palynology. 1994. Vol. 82, nos. 3–4. P. 317–349. https://doi.org/10.1016/0034-6667(94)90082-5.

13. Mørk Å., Vigran J. O., Hochuli, P. A. Geology and palynology of the Triassic succession of Bjørnøya // Polar Research. 1990. Vol. 8, no. 2. P. 141–163. https://doi.org/10.3402/polar. v8i2.6810.

14. Triassic rocks in Svalbard, the Arctic Soviet islands and the Barents Shelf: Bearing on their correlations / A. Mørk [et al.] // Norwegian Petroleum Society Special Publications. 1993. Vol. 2. P. 457–479. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-88943-0.50033-2.

15. The type section of Vikinghøgda Formation: A new Lower Triassic unit in central and eastern Svalbard / A. Mørk [et al.] // Polar Research. 1999. Vol. 18, no. 1. P. 51–82. https://doi. org/10.1111/j.1751-8369.1999.tb00277.x.

16. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower and Middle Triassic deposits from the Svalis Dome, Central Barents Sea, Norway / J. O. Vigran [et al.]. Palynology. 1998. Vol. 22, no. 1. P. 89–141. https://doi.org/10.1080/01916122.1998.9989505.

17. Palynology and geology of the Triassic succession of Svalbard and the Barents Sea / J. O. Vigran [et al.]. Trondheim, Norway : Norges geologiske undersokelse, 2014. 270 p. https:// doi.org/10.5167/uzh-99116.

18. Ошуркова М. В. О принципе выделения и наименования биостратиграфических зон по палинологическим данным // Палинология: теория и практика : материалы XI Всерос. палинол. конф., г. Москва, 27 сент. — 1 окт. 2005 г. М. : АРЕС, 2005. С. 191–192.

19. Potonié R. H. H. E., Kremp G. O. W. Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie // Geol. Jahrb. 1954. Bd. 69. S. 111–194.

20. Potonié R., Kremp G. *Die Sporae Dispersae* des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte : 1) Teil I // Palaeontogr. Abt. B. 1955. Bd. 98, Lfg. 1–3. S. 1–136; 2) Teil II // Palaeontogr. Abt. B. 1956. Bd. 99, Lfg. 4–6. S. 85–191; 3) Teil III // Palaeontogr. Abt. B. 1956. Bd. 100, Lfg. 4–6. S. 65–121.

21. Ошуркова М. В. Морфология, классификация и описание форма-родов миоспор позднего палеозоя. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 377 с.

22. Шипилов Э. В., Мурзин Р. Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6–19.

23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(35), 37 — Мурманск. Объяснительная записка. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.

24. Balme B. E. Plant microfossils from the Lower Triassic of Western Australia // Palaeontology. 1963. Vol. 6, no. 1. P. 12–40.

25. Balme B. E. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan / B. Kummel, K. Teichert (Eds.). University of Kansas, Department of Geology, Special Publication, 1970. Vol. 4. P. 306–453.

26. Antonescu E. Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior — Seisianului de la Bucea, Munții Pădurea Craiului // Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic. 1970. Vol. 56, nr. 3. P. 87–96.

27. De Jersey N. J. Triassic miospores from the Esk Beds. No. 357. Brisbane : Geological Survey of Queensland, 1972. 40 p.

28. Ярошенко О. П. Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа. М. : Наука, 1978. 128 с.

29. Ярошенко О. П., Голубева Л. П., Калантар И. З. Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы. М. : Наука, 1991. 135 с.

30. Orłowska-Zwolińska T. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland // Acta Palaeont. Polonica. 1984. Vol. 29, nos. 3–4. P. 161–194.

31. Leschik G. Die Keuperflora von Neuewelt bei Basel. II. Die Iso- und Mikrosporen // Schweiz. Palaeontol. Abhandl. 1955. Bd. 72. S. 5–70.

32. Leschik G. Sporen aus den "Karru-Sandsteinen" von Norronaub (Südwest-Afrika) // Senckenb. Lethaea. 1959. Bd. 40. S. 51–95.

33. Reinhardt P. Sporae dispersae aus dem Rhät Thüringens // Mber. Dt. Akad. Wiss. Berl. 1961. Bd. 3. Lfg. 11–12. S. 704–711.

34. Orłowska-Zwolińska T. Palynostratigraphy of the upper part of Triassic epicontinental deposits in Poland // Prace Inst. Geol. 1983. Vol 104. P. 1–88.

35. Thiergart F. Der stratigraphische Wert mesozoischer Pollen und Sporen // Palaeontogr. Abt. B. 1949. Bd. 89, Lfg. 1–3. P. 1–34.

36. Klaus W. Sporen der Karnischen Stufe der ostalpinen Trias // Jahrb. Geol. Bundesanst. 1960. Bd. 5. S. 107–183.

37. Schulz, E. Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens // Palaontologische Abhandlungen Bulletin. 1967. Bd. 2, Lfg. 3. S. 541–633.

38. Potonié R. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites (Nachträge), Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates // Beih. Geol. Jahrb. 1958. Bd. 31. S. 1–114.

39. Bharadwaj D. C., Singh H. P. An Upper Triassic miospore assemblage from the coals of Lunz, Austria // Journal of Palaeosciences. 1964. Vol. 12, nos. 1–3. P. 28–44. https://doi. org/10.54991/jop.1963.641.

40. Mädler K. Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias // Beih. Geol. Jb. 1964. Bd. 65. S. 1–147.

41. Pautsch M. E. Sporomorfy górnego triasu z wiercenia w Trzcianie koło Mielca] // Acta Palaeobotanica. 1971. Vol. 12, no. 1. P. 3–59.

42. Schulz E., Krutzsch W. *Echinitosporites iliacoides* nov. f. gen. et fsp., eine neue Sporenform aus dem Keuper der Niederlausitz // Geologie. 1961. Bd. 10. Beih. 32. S. 122–127.

43. Dagys A. S., Weitschat W. Correlation of the Boreal Triassic // Mitteilungen Geologisches-Paläontologisches Institut Universität Hamburg. 1993. H. 75. S. 249–256.

44. Paterson N. W., Mangerud G. Late Triassic (Carnian–Rhaetian) palynology of Hopen, Svalbard // Review of Palaeobotany and Palynology. 2015. Vol. 220. P. 98–119. https://doi. org/10.1016/j.revpalbo.2015.05.001.

REFERENCES

1. Evolution of sedimentary environments of the Barents-North Kara paleobasin in the Phanerozoic / V. A. Basov [et al.]. *Petroleum Geology — Theoretical and Applied Studies*. 2009: 4 (1): 1–44. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf (accessed 23.01.2025). (In Russ.).

2. Pavlov V. V., Fefilova L. A., Lodkina L. B. Palynological characteristics of Mesozoic deposits of the southern part of the Barents Sea Shelf. *Stratigraphy and paleontology of Mesozoic sedimentary basins in the North of the USSR*. Leningrad: Sevmorgeologiya; 1985. P. 88–103. (In Russ.).

3. State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1 : 1,000,000 (new series). Sheet R-(36), 37 — Barents Sea. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI; 2000. 265 p.

4. Fefilova L. A. Palinoflora on border of Perm and Triassic of the Western Arctic of Russia. *Proc. of Intern. Symp. "Upper Permian Stratotypes of the Volga Region"*, Kazan, 28 July — 3 Aug. 1998. Moscow: GEOS; 1999. P. 116–125. (In Russ.).

5. Fefilova L. A. Miospores from Triassic deposits, central part of West Spitsbergen, Sassenfjorden (southern coast). *Mesozoic and Cenozoic biostratigraphy of some regions of the Arctic and the World Ocean*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2001. P. 5–19. (In Russ.).

6. Fefilova L. A. Miospores distribution in Triassic deposits of the Barents Sea and its adjacent islands (Franz Josef Land, Novaya Zemlya, Kolguyev Island). *Publications of SRIAG — VNIIOkeangeologia. Vol. 199. Proc. of biostratigraphy, fauna, and flora of the Phanerozoic polar regions.* St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2003. P. 83–93. (In Russ.).

7. Fefilova L. A. Biostratigraphy, miospores, and macroflora of Triassic deposits of the southeast part of the Barents Sea Shelf (based on the Krest area and adjacent areas). *Publications of SRIAG — VNIIOkeangeologia. Vol. 226. Proc. of the Phanerozoic biostratigraphy, fauna, and flora from Russia, Atlantic and Antarctic.* St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2013. P. 42–83. (In Russ.).

8. Fefilova L. A. Polynological rationale for the Triassic deposits lower boundary in the Admiralteyskaya-1 well section (Barents Sea Shelf). *Publications of SRIAG — VNIIOkeangeologia. Vol. 226. Proc. of the Phanerozoic biostratigraphy, fauna, and flora from Russia, Atlantic and Antarctic.* St. Petersburg: VNIIOkeangeologia; 2013. P. 84–97. (In Russ.).

9. Bjærke T., Manum S. B. Mesozoic palynology of Svalbard — I. The Rhaetian of Hopen, with a preliminary report on the Rhaetian and Jurassic of Kong Karls Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt; 1977. 48 p.

10. Hochuli P. A., Colin J. P., Vigran J. Os. Triassic biostratigraphy of the Barents Sea area. *Correlation in hydrocarbon exploration* / J. D. Collinson (Ed.). Dordrecht, Netherlands: Springer; 1989. P. 131–153. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1149-9 12.

11. Mangerud G., Rømuld A. Spathian–Anisian (Triassic) palynology at the Svalis Dome, southwestern Barents Sea. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1991; 70 (3): 199–216. https://doi.org/10.1016/0034-6667(91)90002-K.

12. Mangerud G. Palinostratigraphy of the Permian and lowermost Triassic succession, Finenmark Platform, Barents Sea. *Review of Paleobotany and Palynology*. 1994; 82 (3–4): 317–349. https://doi.org/10.1016/0034-6667(94)90082-5.

13. Mørk A., Vigran J. O., Hochuli, P. A. Geology and palynology of the Triassic succession of Bjørnøya. *Polar Research*. 1990; 8 (2): 141–163. https://doi.org/10.3402/polar.v8i2.6810.

14. Triassic rocks in Svalbard, the Arctic Soviet islands and the Barents Shelf: Bearing on their correlations / A. Mørk [et al.]. Norwegian Petroleum Society Special Publications. 1993; 2: 457–479. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-88943-0.50033-2.

15. The type section of Vikinghøgda Formation: A new Lower Triassic unit in central and eastern Svalbard / A. Mørk [et al.]. *Polar Research*. 1999; 18 (1): 51–82. https://doi. org/10.1111/j.1751-8369.1999.tb00277.x.

16. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower and Middle Triassic deposits from the Svalis Dome, Central Barents Sea, Norway / J. O. Vigran [et al.]. *Palynology*. 1998; 22 (1): 89–141. https://doi.org/10.1080/01916122.1998.9989505.

17. Palynology and geology of the Triassic succession of Svalbard and the Barents Sea / J. O. Vigran [et al.]. Trondheim, Norway: Norges geologiske undersokelse; 2014. 270 p. https:// doi.org/10.5167/uzh-99116.

18. Oshurkova M. V. About a principle of establishing and name of biostratigraphical zones on palynological data. Palynology: *Theory & applications. Proc. of the XI All-Russ. palynological conf.*, Moscow, 27 Sept. — 1 Oct. 2005. Moscow: ARES; 2005. P. 191–192. (In Russ.).

19. Potonié R. H. H. E., Kremp G. O. W. The genera of the Paleozoic Sporae dispersae and their stratigraphy. *Geol. Jahrb.* 1954; 69: 111–194. (In Germ.).

20. Potonié R., Kremp G. *The Sporae Dispersae* of the Ruhr Carboniferous, their morphography and stratigraphy with reviews of other areas and ages: 1) Teil I. *Palaeontogr. Abt. B.* 1955; 98 (1–3): 1–136; 2) Teil II // *Palaeontogr. Abt. B.* 1956; 99 (4–6): 85–191; 3) Teil III // *Palaeontogr. Abt. B.* 1956; 100 (4–6): 65–121. (In Germ.).

21. Oshurkova M. V. Morphology, classification, and description of form-genera of the Late Paleozoic myospores. St. Petersburg: VSEGEI; 2003. 377 p. (In Russ.).

22. Shipilov E. V., Murzin R. R. Hydrocarbon deposits of the western part of the Russian Arctic Shelf: Geology and location patterns. *Russian Oil and Gas Geology*. 2001; (4): 6–19. (In Russ.).

23. State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1 : 1,000,000 (new series). Sheet R-(35), 37 — Murmansk. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI; 2000. 233 p. (In Russ.).

24. Balme B. E. Plant microfossils from Lower Triassic of Western Australia. *Palaeontology*. 1963; 6 (1): 12–40.

25. Balme B. E. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan. *Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan /* B. Kummel, K. Teichert (Eds.). University of Kansas, Department of Geology, Special Publication. 1970; 4: 306–453.

26. Antonescu E. Some preliminary data on the palynological content of the Lower Triassic — Seisian from Bucea, Pădurea Craiului Mountains. *Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic.* 1970; 56 (3): 87–96. (In Rom.).

27. De Jersey N. J. Triassic miospores from the Esk Beds. No. 357. Brisbane: Geological Survey of Queensland; 1972. 40 p.

28. Yaroshenko O. P. Miospore assemblages and Triassic stratigraphy of the West Caucasus. Moscow: Nauka; 1978. 128 p. (In Russ.).

29. Yaroshenko O. P., Golubeva L. P., Kalantar I. Z. Miospores and stratigraphy of the Lower Triassic Pechorskaya syneclise. Moscow: Nauka; 1991. 131 p. (In Russ.).

30. Orłowska-Zwolińska T. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. *Acta Palaeont. Polonica*. 1984; 29 (3–4): 161–194.

31. Leschik G. The Keuper flora of Neuewelt near Basel. II. The iso- and microspores. *Schweiz. Palaeontol. Abhandl.* 1955; 72: 5–70. (In Germ.).

32. Leschik G. Spores of the Karoo Sandstone of Norronaub (Southwest Africa). *Senckenb. Lethaea.* 1959; 40: 51–95. (In Germ.). 33. Reinhardt P. Sporae dispersae of the Rhaetian of Thuringen. *Mber. Dt. Akad. Wiss. Berl.* 1961; 3 (11–12): 704–711. (In Germ.).

34. Orłowska-Zwolińska T. Palynostratigraphy of the upper part of Triassic epicontinental deposits in Poland. *Prace Inst. Geol.* 1983; 104: 1–88.

35. Thiergart F. The stratigraphic value of Mesozoic pollen and spores. *Palaeontogr. Abt. B.* 1949; 89 (1–3): 1–34. (In Germ.).

36. Klaus W. Spores of the Karnian Stage of the eastern Alps Triassic. Jahrb. Geol. Bundesanst. 1960; 5: 107–183. (In Germ.).

37. Schulz E. Palynological investigations of the Rhaetian– Liassic Layers in the central part of the Germanic Basin. *Palaontologische Abhandlungen Bulletin*. 1967; 2 (3): 541–633. (In Germ.).

38. Potonié R. Synopsis of the genera of the Sporae dispersae. Part II: Sporites (addendums), Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. *Beih. Geol. Jahrb.* 1958; 31: 1–114. (In Germ.).

39. Bharadwaj D. C., Singh H. P. An Upper Triassic miospore assemblage from the coals of Lunz, Austria. *Journal of Palaeosciences*. 1964; 12 (1–3): 28–44. https://doi.org/10.54991/ jop.1963.641.

40. Mädler K. The geological distribution of spores and pollen in the German Triassic. *Beih. Geol. Jb.* 1964; 65: 1–147. (In Germ.).

41. Pautsch M. E. Sporomorphs of the Upper Triassic from a borehole at Trzciana near Mielec. *Acta Palaeobotanica*. 1971; 12 (1): 3–59. (In Pol.).

42. Schulz E., Krutzsch W. *Echinitosporites iliacoides* nov. f. gen. et fsp., a new spore type from the Keuper of the Niederlausitz. *Geologie*. 1961; 10 (32): 122–127. (In Germ.).

43. Dagys A. S., Weitschat W. Correlation of the Boreal Triassic. *Mitteilungen Geologisches-Paläontologisches Institut Universität Hamburg*. 1993; 75: 249–256.

44. Paterson N. W., Mangerud G. Late Triassic (Carnian–Rhaetian) palynology of Hopen, Svalbard. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2015; 220: 98–119. https://doi. org/10.1016/j.revpalbo.2015.05.001.

Валентина Александровна Четверова

Ведущий инженер

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

https://orcid.org/0009-0007-0402-3065 SPIN-код РИНЦ 8515-4790 Valentina_Chetverova@karpinskyinstitute.ru Valentina A. Chetverova

Leading Engineer

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

https://orcid.org/0009-0007-0402-3065 RSCI SPIN-code 8515-4790 Valentina_Chetverova@karpinskyinstitute.ru

Авторское выражение благодарности: автор очень ценит советы и рекомендации М. В. Ошурковой, которые были получены при проведении данной научно-исследовательской работы, благодарит Л. А. Фефилову за любезно предоставленный материал для исследований, Д. А. Леонтьева за помощь в оформлении графических изображений, О. В. Шурекову за ценные замечания при подготовке рукописи и в целом отдел стратиграфии и палеонтологии ФГБУ «Институт Карпинского» за общую поддержку научной работы.

Acknowledgments: the author greatly appreciates M. V. Oshurkova's advice and recommendations on the research work, thanks L. A. Fefilova for kindly providing the research data, D. A. Leontyev for assistance in designing graphic images, O. V. Shurekova for valuable comments on the manuscript content, and Karpinsky Institute's Department of Stratigraphy and Paleontology for supporting the research work.

> Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов. Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 07.11.2024 Одобрена после рецензирования 17.12.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 07.11.2024 Approved after reviewing 17.12.2024 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2025. T. 32, N° 1 (101) / 2025. Vol. 32, no. 1 (101) ISSN 0869-7892 (Print) doi:10.52349/0869-7892 https://reggeomet.ru/

Научная статья

УДК 55"622.42"(571.56) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_71-78 РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ І REGIONAL GEOLOGY

Особенности геологического строения нижнеюрских отложений Вилюйской синеклизы

Е. А. Делиу^{1,2} ⊠

¹ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Тюмень, Россия, e_deliu@vniigaz.gazprom.ru[™] ²Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

Аннотация. Месторождения, расположенные в районе исследования Вилюйской синеклизы и содержащие запасы газа с небольшими глубинами залегания, были открыты в антиклинальных ловушках еще в 60-е гг. ХХ в. Коллекторы кызылсырской свиты, вскрытые скважинами на территории, характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами. На основе геофизических данных по всей площади исследования выполнена попластовая и детальная внутрипластовая стратиграфическая корреляция нижнеюрского разреза с использованием данных седиментологического анализа керна в новой скважине. Подтверждено наличие стратиграфического несогласия между кызылсырской и сунтарской свитами в кровле нижнеюрских отложений в Хапчагайском районе Лено-Алданской структурно-фациальной зоны Вилюйской синеклизы. Прослежено четыре последовательных цикла формирования отложений пласта J1-1 и впервые закартирована граница размыва отложений последнего цикла, наличие которого ранее лишь предполагалось предыдущими исследователями. В западной части исследуемой территории установлено положение береговой линии, а также определено положение источников и направление сноса осадочного материала в раннеюрское время.

Ключевые слова: Вилюйская синеклиза, нижнеюрские отложения, кызылсырская свита, стратиграфическое несогласие, керн

Для цитирования: Делиу Е. А. Особенности геологического строения нижнеюрских отложений Вилюйской синеклизы // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 71–78. https://doi. org/10.52349/0869-7892. 2025. 101. 71-78

Original article

UDC 55"622.42"(571.56) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_71-78

Keywords: Vilyuy Syneclise, Lower Jurassic deposits, Kyzyl-Syr Formation, unconformity, core

For citation: Deliu E. A. Geological structure of the Lower Jurassic deposits in the Vilyuy Syneclise. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 71–78. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_71-78



© Е. А. Делиу, 2025

Geological structure of the Lower Jurassic deposits in the Vilyuy Syneclise

E. A. Deliu^{1,2}

¹Gazprom VNIIGAZ LLC, Tyumen, Russia, e_deliu@vniigaz.gazprom.ru[⊠] ²Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia

Abstract. Discovery of the Vilyuy Syneclise gas deposits in anticlinal traps, with gas observed at shallow depth, dates back to the 1960s. High reservoir properties are characteristic of the Kyzyl-Syr Formation reservoirs that wells in the study area encountered. The author used geophysical data to correlate the Lower Jurassic stratigraphic section within the study area: layer-by-layer and detailed intra-layer correlation, with sedimentological analysis data from the new well core included. The findings support unconformity between the Kyzyl-Syr and Suntar formations at the top of the Lower Jurassic deposits in the Khapchagai region of the Lena-Aldan structural-facies zone in the Vilyuy Syneclise. The author traced four consecutive cycles of deposit formation in the J1-1 bed and newly mapped the deposit erosion boundary in the last cycle; previous researchers had only assumed its presence. The author identified coastline location in the western part of the study area, as well as the sources position and direction of sedimentary material in the Early Jurassic period.
введение

Вопросами стратиграфии и межрегиональной корреляции Вилюйской синеклизы занимались специалисты Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Сибирского научноисследовательского института геологии геофизики и минерального сырья, Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук. Результаты работ В. С. Гриненко [1–3], В. П. Девятова [2–5], О. С. Дзюбы [5; 6], В. Г. Князева [1–3], С. В. Мелединой [5; 6], Б. Л. Никитенко [3; 5; 7], Б. Н. Шурыгина [5; 6] и многих других исследователей положены в основу литолого-стратиграфического расчленения юрского разреза Западной и Восточной Сибири. Также в изучение геологического строения Вилюйской синеклизы большой вклад внесли труды А. Г. Берзина [8], А. В. Погодаева [9; 10], А. И. Сивцева [11], В. С. Ситникова [11; 12], М. А. Алексеева [13] и других исследователей. В работах вышеперечисленных авторов приведены результаты региональной стратиграфии и межрегиональной корреляции разнофациальных разрезов, выявлены условия формирования продуктивных пластов, предложены направления дальнейших геологоразведочных работ в регионе. На основании глубокого всестороннего анализа предыдущих исследователей было установлено и подтверждено, что юрские отложения изученной территории являются перспективными для нефтеи газо-поисковых изысканий, что соответствует главным геологическим задачам в регионе. Результаты этих работ используются при переходе к детальным построениям по площади исследования.

Вилюйская синеклиза является наиболее крупным элементом краевых депрессий Сибирской платформы (рис. 1). В мезозойской эре завершилось формирование основных элементов этого региона. В наиболее погруженной части ее глубина достигает 14 000 м. Общая мощность древней толщи отложений нижнего палеозоя и силура, залегающей в основании Вилюйской синеклизы, составляет не менее 3000 м. Далее залегает мощная толща мезозойских отложений, которая в центре синеклизы достигает 4000 м. Более полувека назад в антиклинальных ловушках Вилюйской синеклизы были открыты залежи газа в юрских терригенных отложениях с суммарной мощностью до 1500 м. Несмотря на небольшие глубины залегания, они являются слабоизученными [12; 14].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Периоды формирования осадочных комплексов слагаются из этапов осадконакопления и этапов приостановки седиментации. В результате этих процессов отложения комплексов могут быть разделены между собой значительными отрезками времени. Одной из важнейших проблем при геологическом картировании является выявление стратиграфических перерывов, имеющей место в юрское время, связанных с глобальным падением уровня моря и/или эпохами тектонической активации.

Задача данного исследования — выделение границы размыва и ее прослеживание в кровле отложений кызылсырской свиты, а также картирование размыва в пределах изучаемой территории.

Для решения задачи были привлечены данные геофизических исследований 44 скважин, из них одна скважина с седиментологическим описанием керна (ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Е. В. Таскаева), материалы сейсморазведочных работ 3D (ООО НПЦ «Геостра») (рис. 2), а также литературные и фондовые данные по региональным исследованиям восточной части Сибирской платформы.

Стратиграфическое несогласие на границе между кызылсырской и сунтарской свитами в районе Вилюйской синеклизы было установлено в середине XX в. (1976 г.). В 2021–2024 гг. на площади исследования пробурены две новые скважины (скважины 1 и 3) с отбором кернового материала на различные виды анализов из этих свит.

Под стратиграфическим перерывом понимается отсутствие стратиграфического интервала в общей стратиграфической последовательности, обычно выраженное поверхностью контакта [16]. Во время перерывов седиментации может происходить не только приостановление накопления осадков, но и размыв части ранее отложившихся слоев. В результате таких процессов между формированием отложений комплексов могут наблюдаться существенные временные интервалы.

Наиболее существенными индикаторами для обоснования перерывов в осадконакоплении являются:

 наличие четко выраженной литологической границы;

 — возрастной перерыв между залегающими слоями, доказанный по палеонтологическим данным и другим видам исследований;

наличие определенной группы ихнофаций;

 наличие резкой контрастной границы, отраженной на каротажных диаграммах;

 контрастная граница отраженных волн сейсмических горизонтов;

 — региональное «ожидание», т. е. зафиксированное событие на утвержденных схемах литологофациального районирования [5].

Согласно схеме структурно-фациального районирования юрских отложений Сибирской платформы [1; 3], территория расположена в Лено-Алданской структурно-фациальной зоне Хапчагайского района (I-A-3).

Нижнеюрские отложения в районе исследования представлены кызылсырской свитой (J₁ks), на которой вверх по разрезу с размывом залегают отложения сунтарской свиты (J₁₋₂sn). На типовом разрезе 1 Джикидимской скважины стратиграфический перерыв не отражен [1; 3]. Строение кызылсырской свиты ритмичное, в нижней части сложена преимущественно песчаниками серыми грубозернистыми, нередко массивными и неяснослоистыми. Отложения свиты представлены различными слоевыми ассоциациями, в состав которых входят песчаники от мелко- до средне- и крупнозернистых,



Рис. 1. Фрагмент тектонической схемы нефтегазоносных провинций Сибирской платформы

1 — граница Сибирской платформы; 2 — выходы кристаллического фундамента на поверхность; 3 — стратоизогипсы горизонтов венда-кембрия Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции; 4 — зоны выклинивания терригенных вендских отложений; 5 — границы нефтегазоносных провинций; 6 — границы нефтегазоносных и нефтегазоперспективных областей; 7 — основные региональные разломы по геолого-геофизическим данным; 8 — разрывы, установленные геологической съемкой, сейсморазведкой и подтвержденные бурением; 9 — зоны шарьяжных перекрытий; 10 — зоны интенсивного рифейского прогибания; 11 — газовые месторождения; 12 — контуры надпорядковых структур; 13 контуры суперпорядковых структур; 14 — контуры структур I порядка; 15 — контуры структур II порядка.

Пликапиеные структуры: 16 — положительные структуры палеозоя; 17 — отрицательные структуры палеозоя; 18 — промежуточные структуры палеозоя; 19 — положительные структуры мезозоя; 20 — отрицательные структуры мезозоя; 21 — промежуточные структуры мезозоя; *a* — надпорядковые, *b* — суперпорядковые, *c* — I порядка, *d* — II порядка.

Месторождения: 14 — Андылахское, 15 — Среднетюнгское, 16 — Нижнетюкянское, 17 — Средневилюйское, 18 — Толон-Мастахское, 19 — Соболох-Неджелинское, 20 — Бадаранское, 21 — Нижневилюйское, 22 — Усть-Вилюйское

Источник: по [15]

Fig. 1. Tectonic map fragment of the Siberian Platform petroleum provinces

1 — Siberian Platform boundary; 2 — crystalline basement outcrops to the surface; 3 — structure contour of Vendian–Cambrian stages of Lena-Tunguska petroleum provinces; 4 — pinch-out zones of the Vendian terrigenous deposits; 5 — petroleum province boundaries; 6 — boundaries of petroleum bearing and promising areas; 7 — major regional faults as per geological and geophysical data; 8 — drilling proven ruptures after geological and seismic survey; 9 — overriding overthrust zones; 10 — zones of the Riphean intense downwarping; 11 — gas fields; 12 — outline of supra-order structures; 13 — outline of super-order structures; 14 — outline of first order structures; 15 — outline of second order structures; Fold structures: 16 — Palaeozoic positive structures; 17 — Palaeozoic negative structures; 18 — Palaeozoic intermediate structures; 19 — Mesozoic positive structures; 20 — Mesozoic negative structures; 21 — Mesozoic intermediate structures; a — supra-order, b — super-order, c — first order, d — second order, e — third order.

Fields: 14 — Andylakh, 15 — Sredniy Tyung, 16 — Nizhniy Tyukyan, 17 — Sredniy Vilyuy, 18 — Tolon-Mastakh, 19 — Sobolokh-Nedzheli, 20 — Badaran, 21 — Nizhniy Vilyuy, 22 — Ust-Vilyuysk

Source: from [15]



Рис. 2. Схема геолого-геофизической изученности площади исследования

1 — скважины; 2 — села; 3 — элементы гидрографии; 4 — месторождения; 5 — границы структурно-фациальных районов; 6 — границы сейсморазведочных работ (метод общей глубинной точки 3D); 7 — линия схемы корреляции, представленной на рис. 3

Fig. 2. Diagram of geological and geophysical coverage of the study area

1 — wells; 2 — villages; 3 — waters; 4 — deposits; 5 — structural-facies area boundaries; 6 — seismic exploration boundaries (3D common depth point method); 7 — line of interwell correlation shown in fig. 3

алевролиты, аргиллиты с неравномерным содержанием алевритовой примеси.

По существующим на сегодня палеонтологическим данным, возраст кызылсырской свиты соответствует геттангскому (J_1 qt), синемюрскому (J_1 sm) и плинсбахскскому (J₁pb) ярусам [4]. Вверх по ее разрезу прослеживается увеличение количества и мощности алевритовых и глинистых пластов, постепенная смена мелкозернистыми песчаниками среднезернистых и средне-крупнозернистых. Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, неясно- или косослоистые, плотные, с включениями углистого вещества по плоскости наслоения и стяжениями пирита. Аргиллиты и алевролиты тонкослоистые плотные темно-серые и серые с включениями растительного детрита [17]. Мощность отложений в скважинах исследуемой площади составляет от 188 до 263 м.

В разрезе кызылсырской свиты выделены два продуктивных пласта — J1-I и J1-II. Значения коэффициента открытой пористости данных пластов варьирует от 10,0 до 24,8 %, среднее значение проницаемости составляет 224,7 \times 10⁻³ мкм² с максимальным значением 2701,0 \times 10⁻³ мкм².

Отложения верхней части кызылсырской свиты в пределах территории исследования сформировались в условиях мелководного шельфа [18]. Образования субаквальной дельты приурочены к мелководно-морской зоне, где формировались подводные конусы выноса. В пределах внедельтового мелководья состав отложений изменяется от алевритовоглинисто-песчаного до песчано-алеврито-глинистого [19].

Отложения сунтарской свиты являются покрышкой над песчаниками кызылсырской свиты.

Границы отложений сунтарской свиты (J₁sn) четко прослеживаются на каротажных диаграммах и являются отличным региональным маркирующим горизонтом. Литологически свита представлена аргиллитами с прослоями алевролитов. Аргиллиты темносерые, почти черные, плотные, в нижней и верхней частях разреза участками тонкослоистые с алевритовым материалом, с редкими и маломощными (0,15–0,30 м) известковистыми прослойками плотных песчаников и алевролитов, включениями пирита.

По остаткам многочисленной микрофауны, аммонитов, белемнитов и двустворок определен тоарский (J₁t) возраст сунтарской свиты [2].

Глубоководные глинистые разности описанной выше сунтарской свиты, являющиеся региональным флюидоупором на площади исследования, сформировались на завершающем этапе трансгрессии моря.

РЕЗУЛЬТАТЫ

С использованием всего фактического материала геофизических исследований по 44 скважинам



Рис. З. Пример эрозионной поверхности в кровле и детальная корреляция пласта J1-1

а — схема корреляции, *b* — фото керна скв. 3; 1 — глина, 2 — песчаник, 3 — циклы, 4 — трансгрессивная поверхность несогласия

Fig. 3. Example of erosional surface at the top and detailed correlation of the J1-1 bed

a — correlation scheme, b — photo of the well 3 core; 1 — clay, 2 — sandstone, 3 — cycles, 4 — transgressive unconformity surface



•	1	 2	 3
	•		

Рис. 4. Схема изменения мощности пласта J1-1

1 — скважины; 2 — линия схемы корреляции, представленной на рис. 3; 3 — границы сейсморазведочных работ (метод общей глубинной точки 3D)

Fig. 4. Thickness variation diagram of the J1-1 bed

1 — wells; 2 — line of interwell correlation shown in fig. 3; 3 — seismic exploration boundaries (3D common depth point method)



Рис. 5. Схема изменения мощности верхнего осадочного цикла, завершающего формирование пласта J1-1

1 — скважины; 2 — граница распространения цикла; 3 — границы сейсморазведочных работ (метод общей глубинной точки 3D)

Fig. 5. Thickness variation diagram of the upper sedimentary cycle completing the J1-1 bed deposition

1 — wells; 2 — cycle limit; 3 — seismic exploration boundaries (3D common depth point method)

выполнена стратиграфическая корреляция разреза: попластовая и детальная внутрипластовая по всей площади работ. Для стратиграфического расчленения разрезов использованы доступные методы геофизических исследований скважин: каротаж потенциалов самопроизвольной поляризации (SP), гамма-каротаж (GK), градиент-зонд (КС), боковой каротаж (BK), индукционный каротаж (IK), кавернометрия (CAL), нейтронный гамма-каротаж (NGK). Во всех привлеченных к построению схем корреляции разрезах скважин прослежены реперные горизонты, которые надежно фиксируются по характерным аномалиям каротажных диаграмм геофизических исследований скважин.

Внутри пласта J1-1 прослежено четыре цикла более низкого уровня формирования отложений, выделяемых по резкой смене тонкозернистых пород на более грубозернистые в керне, что свидетельствует о трансгрессивной последовательности формирования осадков.

На рис. 3 представлен пример определения границы эрозионной поверхности по каротажу и интервалам керна, а также детальная корреляция четырех циклитов.

С целью локализации зон с размытыми участками поверхности выполнено картопостроение изменения мощности пласта J1-1 в пределах площади исследования (рис. 4) и схема верхнего/завершающего цикла формирования отложений пласта (рис. 5) одного из четырех циклов.

На основании выполненной автором корреляции в западной части закартирована линия отсутствия отложений, что позволяет предположить местонахождение береговой линии именно в этой области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам седиментологического анализа керна новых скважин установлено наличие несогласия в кровле кызылсырской свиты. Привлечение каротажного материала в скважинах без отбора керна позволило автору зафиксировать в них границу размыва и закартировать ее (рис. 5).

Терригенные нижнеюрские отложения пласта J1-1 Вилюйской синеклизы сформировались в условиях мелководного шельфа.

Коллекторы кызылсырской свиты характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами и перекрыты надежной глинистой покрышкой аргиллитов сунтарской свиты.

По результатам исследования кернового материала резкая смена тонкозернистых пород на более грубозернистые свидетельствует о трансгрессивной последовательности в кровле кызылсырской свиты, что подтверждается формой каротажных кривых по скважинам вблизи границы зоны аккумуляции.

На основании выполненной корреляции в западной части закартирована линия размыва отложений в кровле пласта J1-1, что позволяет установить положение береговой линии в этой части и определить источники и направление сноса осадков в раннеюрское время. Дальнейшее изучение стратиграфических перерывов требует детальных биостратиграфических исследований.

список источников

1. Гриненко В. С., Князев В. Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилюйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 72–78.

2. Маастахский разрез р. Тюнг — новый тип морской юры Вилюйской синеклизы / В. С. Гриненко [и др.] // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 7–13.

3. Некоторые типовые разрезы терригенной седиментации лаптевского подкомплекса (T_{3r}-J_{3v}) Восточно-Сибирского осадочного бассейна и их корреляционное значение / В. С. Гриненко [и др.] // Вестник Госкомгеологии. 2013. № 1. С. 21–48.

4. Девятов В. П. Стратиграфия и палеогеография нефтегазоносных нижнесреднеюрских отложений Сибири : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 2000. 253 с.

5. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б. Н. Шурыгин [и др.]. Новосибирск : Изд-во СОРАН, фил. «ГЕО», 2000. 480 с.

6. Меледина С. В., Шурыгин Б. Н., Дзюба О. С. Палеобиогеография и зональная стратиграфия нижней и средней юры Сибири на основе стадийности в развитии моллюсков // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 3. С. 239–255.

7. Никитенко Б. Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды) / науч. ред. чл.-кор. РАН Б. Н. Шурыгин. Новосибирск : Параллель, 2009. 690 с.

 Берзин А. Г. Структуры и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Якутск, 2002. 334 с.

9. Погодаев А. В. Ловушки и залежи углеводородов неджелинского резервуара Хапчагайского мегавала Вилюйской синеклизы // Геология и недропользование. 2023. № 2. С. 113–127.

10. Погодаев А. В., Ситников В. С., Буйдылло И. В. Перспективы нефтегазоности и приоритетные направления дальнейших поисковых работ в Вилюйской нефтегазоносной области (Сибирская платформа) // Геология нефти и газа. 2015. № 2. С. 6–16.

11. Черненко В. Б., Сивцев А. И., Ситников В. С. Особенности геологического строения и перспективы нефтеносности Соболох-Неджелинского газоконденсатного месторождения // Наука и образование. 2013. № 4. С. 24–32.

12. Новейший прогноз и актуализация освоения нефтегазовых объектов Вилюйской синеклизы / В. С. Ситников [и др.] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 1. https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2017.

13. Алексеев М. А. Нижнеюрские отложения и фораминиферы в среднем течении р. Амга и окрестностях г. Якутск // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы VIII Всерос. совещ. с междунар. участием, г. Москва, 7–10 сент. 2020 г. Сыктывкар : Ин-т геологии Коми науч. центра Урал. отд-ния Рос. акад. наук, 2020. С. 5–8.

14. Рукович А. В. История формирования тоарских отложений восточной части Вилюйской синеклизы и прилегающих районов Предверхоянского прогиба в связи с их нефтегазоносностью // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 2-2. URL: https://science-education. ru/ru/article/view?id=23278 (дата обращения: 18.02.2025).

15. Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. 1 : 5 000 000 / В. С. Старосельцев [и др.]. Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМСа, 2005.

16. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки : метод. рек. / Е. Ю. Барабошкин [и др.]. М. : Изд-во МГУ, 2002. 163 с. 17. Сластенов Ю. Л. Стратиграфия мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба в связи с их нефтегазоносностью : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 1994. 32 с.

18. Жукова Е. В. Циклы юрской седиментации и формирование природных резервуаров Вилюйской синеклизы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9, № 1. https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2014.

19. Особенности строения, осадочные комплексы и углеводородные системы Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна / С. В. Фролов [и др.] // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 13–30. https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.13-309.

REFERENCES

1. Grinenko V. S., Knyazev V. G. Jurassic stratigraphy of the Khapchagai and Lena-Vilyuy regions: Subdivisions and inter-regional correlation. *Otechestvennaya Geologiya*. 2008; 5: 72–78. (In Russ.).

2. The Mastakh section of the Tyung River — A new type of Jurassic marine rocks in the Vilyui Syneclise / V. S. Grinenko [et al.]. *Nauka i Obrazovanie*. 2015; 4 (80): 7–13. (In Russ.).

3. Some typical sections of terrigenous sedimentation of the Laptev subcomplex $(T_{3r}-J_{3v})$ of the East Siberian sedimentary basin and their correlation significance / V. S. Grinenko [et al.]. *Bulletin of the State Committee of Geology.* 2013; (1): 21–48. (In Russ.).

4. Devyatov V. P. Stratigraphy and paleogeography of oil and gas bearing Lower Middle Jurassic deposits of Siberia: PhD diss. (Geology and Mineralogy). Tomsk; 2000. 253 p. (In Russ.).

5. Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Jurassic System / B. N. Shurygin [et al.]. Novosibirsk: SB RAS Publ. House, "GEO" Branch; 2000. 480 p. (In Russ.).

6. Meledina S. V., Shurygin B. N., Dzyuba O. S. Stages in development of mollusks paleobiogeography of boreal seas in the Early–Middle Jurassic and zonal scales of Siberia. *Russ. Geol. Geophys.* 2005; 46 (3): 239–255.

7. Nikitenko B. L. Jurassic stratigraphy, paleobiogeography and biofacies of Siberia on microfauna (Foraminifers and ostracodes) / Sci. ed. Corr. Mem. of RAS B. N. Shurygin. Novosibirsk: Parallel; 2009. 690 p. (In Russ.).

8. Berzin A. G. Structures and oil and gas potential of the Vilyui syneclise and the adjacent part of the Predverkhoyansk regional trough: PhD diss. (Geology and Mineralogy). Yakutsk; 2002. 334 p. (In Russ.).

Екатерина Алимовна Делиу

Ведущий геолог¹, аспирант²

¹ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Тюмень, Россия; ²Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

https://orcid.org/0009-0006-6592-3350 SPIN-код РИНЦ 6809-9895 e_deliu@vniigaz.gazprom.ru 9. Pogodaev A. V. Traps and reservoirs of hydrocarbons of the Nezhelinsky Reservoir of the Khapchagai Megawall of the Vilyuya Syneclyse. *Geology and Subsoil Use.* 2023; 2 (12): 113–127. (In Russ.).

10. Pogodaev A. V., Sitnikov V. S., Buidyllo I. V. Oil and gas prospects and priority areas for further exploration work in the Vilyui oil and gas region (Siberian platform). *Oil and Gas Geology*. 2015; 2: 6–16. (In Russ.).

11. Chernenko V. B., Sivtsev A. I., Sitnikov V. S. Features of the geological structure and prospects of the Sobo-lokh-Nedzhelinsky gas condensate field. *Nauka i Obrazovanie.* 2013; (4): 24–32. (In Russ.).

12. Newest forecast and data updating of Vilyuy Syneclise (Eastern Siberia) petroleum objects / V. S. Sitnikov [et al.]. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika.* 2017; 12 (1). https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2017. (In Russ.).

13. Alekseev M. A. Early Jurassic deposits and foraminifers in the middle reaches of the Amga River and Yakutsk City area. *Jurassic system of Russia: Stratigraphy and Paleogeography Problems: Proc. of the VIII All-Russ. Conf. with Intern. Participants,* Moscow, 7–10 Sept. 2010. Syktyvkar: Inst. of Geology of Sci. Center of the Ural Branch of the Russ. Acad. of Sci.; 2020. P. 5–8. (In Russ.).

14. Rukovich A. V. Formation history the Toar of deposits of east part of the Vilyuysky Syneclise and adjacent regions of the Preverkhoyansk Deflection in connection with their oil-and-gas content. *Modern Problems of Science and Educa-tion.* 2015; 2-2. URL: https://science-education.ru/ru/article/ view?id=23278 (accessed 18.02.2025). (In Russ.).

15. Tectonic map of petroleum provinces of the Siberian Platform. 1 : 5,000,000 / V. S. Staroseltsev [et al.]. Novosibirsk: SNIIGGiMS Publ. House; 2005. (In Russ.).

16. Study of stratigraphic breaks during geological survey: Methodological recommendations / E. Yu. Baraboshkin [et al.]. Moscow: MSU Publ. House; 2002. 163 p. (In Russ.).

17. Slastenov Yu. L. Stratigraphy of Mesozoic deposits of the Vilyui Syneclise and the Priverkhoyansk trough in connection with their oil and gas potential: Abstr. of the diss. (Geology and Mineralogy). St. Petersburg; 1994. 32 p. (In Russ.).

18. Zhukova E. V. Vilyui Sineclise — Jurassic sedimentation cycles and reservoirs formation. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika*. 2014; 9 (1). https://doi.org/10.17353/2 070-5379/2_2014. (In Russ.).

19. Features of the structure, sedimentary complexes and hydrocarbon systems of the Leno-Vilyui oil and gas basin / S. V. Frolov [et al.]. *Georesources*. 2019; 21 (2): 13–30. https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.13-309. (In Russ.).

Ekaterina A. Deliu

Leading Geologist¹, Postgraduate Student²

¹Gazprom VNIIGAZ LLC, Tyumen, Russia; ²Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia

https://orcid.org/0009-0006-6592-3350 RSCI SPIN-code 6809-9895 e_deliu@vniigaz.gazprom.ru

Авторское выражение благодарности: автор благодарит рецензентов за конструктивные замечания, которые помогли существенно улучшить качество статьи.

Acknowledgments: the author thanks the reviewers for their constructive remarks, which helped to significantly improve the quality of this article.

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов. Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 27.01.2025 Одобрена после рецензирования 26.02.2025 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 27.01.2025 Approved after reviewing 26.02.2025 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Научная статья

УДК 552.313"628"(571.63) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_79-87 2025. T. 32, N° 1 (101) / 2025. Vol. 32, no. 1 (101) ISSN 0869-7892 (Print) doi:10.52349/0869-7892 https://reggeomet.ru/

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ І REGIONAL GEOLOGY

К проблеме выделения кайнозойского брусиловского комплекса на территории южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

А. О. Соболев

ООО «Геоконсалт Групп», Санкт-Петербург, Россия, saofeast@mail.ru⊠

Аннотация. Обоснование наличия кайнозойского салического комплекса в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса имеет важное значение, поскольку его возрастные формационные аналоги связаны с золото-серебряным эпитермальным оруденением. Подчеркивается, что именно брусиловский комплекс является рудогенерирующим для такого типа оруденения и из-за различий в металлогенической специализации, петрогенезисе, возрасте и геодинамических условиях становления главным образом отличается от более раннего богопольского комплекса, с которым его ошибочно путают. В статье приведены результаты авторских геологических работ в пределах Брусиловской вулканической структуры, в том числе представлено содержание пород брусиловского комплекса, отнесенных к контрастной базальт-трахириолитовой ассоциации; отмечено их сходство с породами кедровского вулканического комплекса. Указаны несоответствия в текущем исследовании геохронологии брусиловского комплекса: игнорирование предыдущих схем тектонического районирования территории и вещественных критериев выделения вулканических комплексов трахидацит-трахириолитовой формации; недостаточная выборка образцов вулканогенных образований, взятых не из стратотипа брусиловского комплекса; геологические неточности. Необходимо решить спор о валидности выделения брусиловского комплекса и комплексно охарактеризовать вулканогенные образования для реконструкции вулкано-тектонических структур.

Difficulties in identifying the Cenozoic Brusilovka Complex in the southern part of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt

A. O. Sobolev[™]

Geoconsult Group, Saint Petersburg, Russia, saofeast@mail.ru⊠

Abstract. It is important to substantiate the presence of the Cenozoic Salic Complex in the southern part of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt, since its age formational analogues relate to gold-silver epithermal mineralization. The Brusilovka Complex is emphasized to be ore-generating for this type of mineralization, and above all, it is mistakenly confused with the Bogopol Complex due to the differences in metallogenic specialization, petrogenesis, age, and geodynamic conditions of its formation. The paper presents the author's geological work findings within the Brusilovka volcanic structure, including the content of the Brusilovka Complex rocks, which refer to the contrasting basalt-trachyrhyolite association; the paper notes their similarity to the Kedrovka Volcanic Complex rocks. There are listed discrepancies in the current study of the Brusilovka Complex

Ключевые слова: Приморский край, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Зеркальнинская полигенная вулкано-тектоническая структура, Брусиловский вулканический грабен, палеоцен, зоцен, кислый вулканизм

Для цитирования: Соболев А. О. К проблеме выделения кайнозойского брусиловского комплекса на территории южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 79–87. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_79-87

Original article

UDC 552.313"628"(571.63) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_79-87

Keywords: Primorsky Krai, East Sikhote-Alin Volcanic Belt, Zerkalninskoye polygenic volcanic and tectonic structure, Brusilovka Volcanic Graben, Paleocene, Eocene, felsic volcanism



For citation: Sobolev A. O. Difficulties in identifying the Cenozoic Brusilovka Complex in the southern part of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 79–87. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_79-87

введение

Проблема выделения брусиловской свиты и одноименного салического вулканического комплекса в Ольга-Тернейской зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (далее — ВСАВП) обсуждается уже почти 70 лет. Еще 23 года назад на V Дальневосточном региональном петрографическом совещании автором была отмечена необходимость «возвращения к жизни неоправданно упраздненного брусиловского комплекса (эоцен-олигоценового) в южной части ВСАВП, являющегося аналогом кедровского и колчанского» комплексов, проявленных в центральной и северной частях хр. Сихотэ-Алинь, а также «...выделение в Ольга-Тернейской структурно-формационной зоне ВСАВП олигоценового "прибрежного"» интрузивного комплекса [1].

Брусиловская свита была впервые выделена в 1953 г. группой геологов ВСЕГЕИ (ныне — ФГБУ «Институт Карпинского») в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000 в Дальнегорском (Тетюхинском) районе Приморского края в Зеркальнинской (Тадушинской) депрессии¹ и детально охарактеризована Е. В. Быковской в бассейне р. Брусиловка (Топауза)^{2,3}.

Последующие геологосъемочные работы, в частности в Северном Приморье, подтвердили существование эоцен-олигоценовых салических пород, залегающих выше эоценовых базальтов. Именно с ними были связаны многочисленные выявленные золото-серебряные рудопроявления и месторождения, особенно в Нижне-Амурской зоне ВСАВП. Но в Южном Приморье отсутствие качественного геохронологического датирования эффузивов и их вещественного изучения, присутствие пород брусиловского комплекса в виде преимущественно экструзивных и субвулканических тел привело к отрицанию существования самостоятельного комплекса, конвергентного с богопольским комплексом датского возраста. Следствием этого стало упразднение брусиловской свиты в 1978 г. решением III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР на основании того, что она является аналогом топаузской свиты (палеоцен-эоцен) и самостоятельного значения не имеет.

geochronology: ignoring previous tectonic zoning diagrams of the territory and material criteria for identifying volcanic complexes of the trachydacite-trachyrhyolite formation; insufficient sampling of volcanogenic formations taken not from the Brusilovka Complex stratotype; geological inaccuracies. It is necessary to resolve the dispute about the validity of identifying the Brusilovka Complex and comprehensively characterize the volcanogenic formations for reconstructing volcanic and tectonic structures.

> В серийной легенде к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (второе поколение) Приморского края в южной части ВСАВП среди кайнозойских салических комплексов выделен лишь эоценовый кедровский комплекс, а в серийной легенде к карте масштаба 1:200 000 (второе поколение) южнее Брусиловской вулканоструктуры — эоценовая «милоградовская толща» риолитов, трахириолитов, туфов риолитов.

> Автор статьи считает, что кайнозойские эоценолигоценовые образования следует выделить в Ольга-Тернейской подзоне ВСАВП в виде брусиловского комплекса, оставив за кедровским олигоценовые вулканиты Северного Приморья.

> При составлении Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (серия Южно-Сихотэ-Алинская, лист К-53-III, IV) [2] все тематические работы коллектива ВСЕГЕИ (1980–2005 гг.) по расчленению и корреляции вулканических комплексов не были учтены.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Детальная петрографическая и петрогеохимическая характеристика пород брусиловского комплекса была представлена автором ранее [3–5], а также изложена в научно-исследовательской работе «Провести геодинамические реконструкции главнейших структур зоны перехода континентокеан Востока СССР для целей металлогенического районирования и регионального прогноза (по геодинамическим обстановкам»⁵ в главе «Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс». В указанной

Одновременно в решениях совещания было указано: «обратить особое внимание на изучение палеогеновых эффузивных комплексов Сихотэ-Алиня, определить абсолютный возраст современными методами с целью более четкой дифференциации их привязки к региональной стратиграфической шкале»⁴. Однако данная рекомендация так и осталась невыполненной.

¹ Отчет о результатах геологической съемки и поисков в масштабе 1 : 50 000 за 1953–1954 годы в Тетюхинском районе Приморского края / В. Д. Бизин [и др.]. № 54145980. Л., 1954.

² Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология мезо-кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района Приморского края. Л. : ВСЕГЕИ, 1956. 380 с.

³ Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : ВСЕГЕИ ; ЛГУ им. Г. В. Плеханова, 1960. 393 с.

⁴ Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР / редкол. В. Н. Верещагин [и др.]. Магадан : ГКП СВПГО, 1982. С. 169.

⁵ Провести геодинамические реконструкции главнейших структур зоны перехода континент-океан Востока СССР для целей металлогенического районирования и регионального прогноза (по геодинамическим обстановкам. Союзгеолфонд, ВСЕГЕИ, 1991.

работе эоцен-олигоценовые вулканиты территории ВСАВП в Приморском и Хабаровском краях (брусиловский, кедровский, колчанский комплексы) отнесены к базальт-трахириолитовой формации.

В 2001 г. автором начаты тематические работы по выделению брусиловского комплекса по договору с ФГБУ «Приморская ПСЭ», которые, к сожалению, не были завершены из-за прекращения финансирования.

В результате авторских геологических исследований, проведенных в пределах Брусиловской вулканической структуры (1980–1985, 2001 гг.), установлено преимущественное развитие в ней игнимбритов (витроигнимбритов) риолитового состава и витрофировых риолитов и риодацитов. По ряду минералого-петрографических черт они сопоставляются с кислыми породами кедровского вулканического комплекса, описанного в работах В. А. Баскиной [6] и В. К. Попова [7].

Вулканиты брусиловского комплекса относятся к олигофировому типу с содержанием вкрапленников от 10 до 20 %. Одной из важных черт этих пород, которая сближает их с вулканитами кедровского комплекса, является ассоциация минералов-вкрапленников. Для игнимбритов (витроигнимбритов) это плагоклаз + кварц + калиевый полевой шпат + + ортопироксен, реже роговая обманка и биотит, для витрофировых риолитов и риодацитов — плагиоклаз + биотит + ортопироксен, реже клинопироксен и роговая обманка, без фенокристаллов кварца. Наиболее характерными и в какой-то мере диагностическими минералами для данных пород являются плагиоклаз и темноцветные минералы.

Преобладающим минералом этих вулканитов является плагиоклаз. Характерно, как и для пород кедровского комплекса, присутствие двух его генераций. Первая представлена наиболее крупными зернами (1,0–1,5 мм, редко до 2,5 мм) ситовидного облика, возникающего за счет коррозии и включения основной массы породы. В зернах генерации наблюдается обрастание относительно основного плагиоклаза (андезина) более кислым (олигоклазом). Вторая генерация представлена некорродированными зернами, которые, как правило, сдвойникованы и (или) зональны. Зональность обычно прямая, но отмечается и обратная, в редких случаях можно наблюдать кристаллы с повторяющейся зональностью (зональность с рекурренцией).

Темноцветные минералы образуют характерные ассоциации ортопироксен + клинопироксен, реже роговая обманка и биотит для игнимбритов (витроигнимбритов) и биотит + ортопироксен, реже клинопироксен и роговая обманка для витрофировых риолитов, риодацитов. Во всех случаях темноцветные минералы составляют первые проценты количественно-минералогического состава породы и представлены как обломочными, так и идиоморфными зернами. Среди темноцветных минералов игнимбритов (витроигнимбритов) преобладают ортопироксен и клинопироксен при более широком развитии ортопироксена (гиперстена); роговая обманка и биотит присутствуют в незначительных количествах, а иногда отсутствуют вовсе. В витрофировых риолитах и риодацитах постоянно сочетание биотит + ортопироксен (преобладает биотит), моноклинный пироксен (авгит) и роговая обманка отмечаются в незначительных количествах или отсутствуют. Характерны гломеровые сростки ортопироксена и плагиоклаза.

В целом на основе изучения минералого-петрографического состава пород, преимущественно развитых в пределах Брусиловской вулканической структуры, можно отметить ряд черт, сближающих их с породами кедровского вулканического комплекса, который является составной частью эоценолигоценовой базальт-трахириолитовой ассоциации: а) присутствие как кварцсодержащих, так и базокварцевых витрофировых разновидностей; б) однотипная ассоциация минералов-вкрапленников; в) характер двух генераций плагиоклаза, являющегося главной составной частью пород; г) ассоциация темноцветных минералов и их облик.

Сравнение пород раннепалеогенового богопольского и брусиловского комплексов показало несколько меньшую кислотность последних (SiO₂ = = 68–73 %) при большой вариации по щелочности от низкощелочных до субщелочных.

Вулканиты брусиловского комплекса на примере пород Брусиловского грабена обогащены (по сравнению с породами богопольского комплекса Нерпинской и Тумановской кальдер) Cr, Ni, Co, Sn, Be, Ag, a перлиты — Cr, V, Ni, Zn, Pb, Ag, Co. Для экструзива на берегу оз. Известняк (Топауза), выполненного фельзориолитами, витрориолитами и плагиориолитами брусиловского комплекса, установлена обогащенность Sr, Co, Ti, Ag, Ba, Hg, Mo, Аи. Содержание золота достигает на этом участке 0,1 г/т. Соотношение Th/U варьирует в них от 2 до 8, содержания урана не превышают 4 г/т. По сравнению с аналогичными разностями Богопольской кальдеры, перлиты Брусиловского грабена несколько обогащены элементами фемафильной группы и обеднены фельсифильно-гомеофильной: Ga, Mo, Be, Li, Hg [5].

При петрографической характеристике было отмечено, что среди фенокристаллов особое место занимает плагиоклаз (андезин), а также постоянно присутствуют наряду с базальтической роговой обманкой диопсид и гиперстен. В отдельных шлифах обнаружены реликты оливина в центральных частях иддингситовых псевдоморфоз по ним. Кварц и санидин представлены редкими зернами или вовсе отсутствуют. Все эти факты совместно с геологическими данными позволили отнести породы брусиловского комплекса к контрастной базальт-трахириолитовой ассоциации, не связанной непосредственно с формированием ВСАВП.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В 2022 г. была опубликована статья А. В. Гребенникова с соавторами [8], посвященная проблеме брусиловского комплекса, однако, по нашему мнению, она не способствовала положительному решению этого вопроса. Авторы данной статьи не упомянули предыдущие схемы тектонического районирования территории ВСАВП, созданные в результате многолетних исследований геологов ВСЕГЕИ [4; 9; 10], а также вещественные критерии выделения вулканических комплексов трахидацит-трахириолитовой формации, к которой относятся брусиловский, милоградовский, кедровский и колчанский вулканические комплексы [1; 3–5], проявленные на территории, занимаемой предшествующим им мел-палеоценовым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогеном.

В своей работе А. В. Гребенников и коллеги приводят весьма своеобразную схему строения (рис. 1 в комментируемой статье) так называемой Брусиловской ВТС, проигнорировав при этом схему вулкано-тектонического районирования рассматриваемой территории, предложенную в 1986 г. А. О. Соболевым [4]. Согласно последней, в бассейнах рек Зеркальная и Брусиловка выделяется Зеркальнинская полигенная вулкано-тектоническая структура (ВТС), осложненная Брусиловским и Якутинским вулканотектоническими грабенами.

Дальнейшие выводы авторов статьи [8] основываются на *четырех* образцах вулканитов, местоположение которых следовало бы указать на детальных геологических разрезах. Судя по тексту статьи, авторы не проводили площадное геолого-фациальное картирование и палеовулканические реконструкции, необходимые при детальном исследовании вулкано-тектонических структур. Ведь корректность определения возраста опробованных тел зависит от того, к каким вулканическим фациям относятся данные пробы (покров, экструзия или субвулканическое тело).

Отметим, что в 1980 г. Приморская геологическая партия отдела геологии и полезных ископаемых Восточных районов ВСЕГЕИ в составе Е. В. Быковской, А. О. Соболева, А. А. Таркнаева и троих техников в течение летнего сезона осуществила опытно-методическое геолого-фациальное картирование масштаба 1:100 000 территории Брусиловского вулкано-тектонического грабена. В ходе работ составлена карта, отобрано более 350 проб, которые подверглись петрографическому описанию и изучению, а также анализу силикатным, рентгеноспектральным и спектральным методами на 45 элементов. Результаты исследований изложены в [10; 11]. Тогда же были изучены и описаны детальные разрезы вулканитов на побережье Японского моря и по берегам оз. Топауза (ныне — оз. Известняк). При этом в коренном обнажении на юго-западной части озера были сделаны находки флоры, на тот момент отнесенной к олигоцену.

Постулат о том, что «датирование "спорных" вулканитов в пределах их страто- и петротипов является актуальной задачей в изучении кайнозойского вулканизма территории Сихотэ-Алиня» [8, с. 105], абсолютно бесспорный. Однако авторы цитируемой работы не соблюли этот принцип, выбрав для исследования геохронологии брусиловского комплекса вулканогенные образования не из его стратотипа, а опробовав точки на право- и левобережье р. Верх. Брусиловка (ранее — р. Верх. Топауза). У авторов [8] речь в статье идет лишь о «стратопической местности», каковой, по их мнению, является весь бассейн р. Верх. Брусиловка. Стратотипические разрезы, расположенные близ д. Брусиловка (например, разрез на гриве в междуречье Падь Богопольская — Верх. Брусиловка (ранее — р. Верх. Топауза)) т. н. 760-769 в работе Е. В. Быковской 1960 г.¹, не были опробованы. Еще один стратотипический разрез расположен также близ д. Брусиловка, на правобережье долины р. Верх. Брусиловка (т. н. 105–111, 1960 г.), но и он не был использован в качестве объекта опробования авторами комментируемой статьи. Это привело к тому, что под видом брусиловской свиты, по Е. В. Быковской [12], была опробована и заведомо богопольская свита (т. н. АВ-108/3 на рис. 1 в [8]), возраст литокластического туфа которой закономерно для богопольской свиты составил 61,0 ± 1,5 млн лет. Близкий к нему средневзвешенный возраст кристаллокластического туфа из т. н. АВ-108/5, вероятно, тоже отражает возраст богопольской свиты, хотя на карте Е. В. Быковской [12] эта точка наблюдения находится в поле выходов низов брусиловской свиты (рис. 1). Следует подчеркнуть, что статистические показатели последнего возрастного определения весьма далеки от идеала: СКВО = 2,3; Р (вероятность конкордантности) = 0,01. Последнее легко объяснимо, если посмотреть на рис. 2в из работы [13]: проба явно состоит из двух разновозрастных ассоциаций цирконов. Наиболее молодая, хотя и немногочисленная группа, показывает значения возраста около 57 млн лет, в то время как преобладающая по объему ассоциация имеет возраст, близкий к 63 млн лет. Можно предположить, что истинный возраст породы приближается к 57 млн лет, и при этом опробованный туф содержит многочисленные ксеногенные кристаллы циркона, возможно, захваченные из пород «рамы» высокоэксплозивного магматического очага. Очевидно, что результаты определения возраста, имеющие подобные статистические характеристики, могут использоваться лишь в качестве предварительных, но никак не для окончательного суждения о возрасте того или иного стратона. Породы проб АВ-108/6 и АВ-108/7, показавшие значения в 56,0 \pm 0,5 и 57 \pm 1 млн лет соответственно, также содержат по 2-3 «молодых» (около 54 млн лет) кристалла циркона, при этом лишь первая из них отличается действительно хорошими статистическими показателями конкордантности. Анализ рисунков 2а и 2б из статьи [13] позволяет предположить, что вероятный возраст опробованных А.В.Гребенниковым и соавторами экструзивного риолита и «гиалоигнимбрита» составляет несколько более 54 млн лет, и, возможно, эта величина близка времени проявления начальной фазы извержений брусиловского комплекса. Утверждение авторов [8] о том, что проба «гиалоигнимбрита» отобрана из верхов разреза

¹ Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : ВСЕГЕИ ; ЛГУ им. Г. В. Плеханова, 1960. 393 с.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна р. Верх. Брусиловка (среднее течение) масштаба 1:50 000

1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2, 3 — «постсубдукционные» вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы: 2 — брусиловская свита — витродациты и дациты, обсидианы, игнимбриты и туфы умеренно-кислого и кислого составов, 3 — топаузская свита — «пестрые» туфы смешанного состава, туффиты; 4, 5 — «надсубдукционные» вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: 4 — богопольский комплекс — риодациты и их туфы, 5 — монастырская свита — риолиты и туфы; 6 — шток керсантитов палеогена; 7 коренные обнажения пород; 8 — точки наблюдения на стратотипических разрезах Е. В. Быковской; 9 — точки опробования А. В. Гребенникова и соавторов, нанесенные согласно их координатам

Источник: по материалам диссертации*, 8 — [12], 9 — [8]

Fig. 1. Schematic geological map of the Verkhnyaya Brusilovka River basin (middle reach), scale of 1:50,000

1 — undifferentiated Quaternary deposits; 2, 3 — "post-subduction" volcanic and volcanic-sedimentary rocks: 2 — Brusilovka Formation — vitrodacites and dacites, obsidians, ignimbrites, and moderately felsic and felsic tuffs, 3 — Topauz Formation — "variegated" tuffs of mixed composition, tuffites;
 4, 5 — "supra-subduction" volcanites of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt: 4 — Bogopol Complex — rhyodacites and their tuffs, 5 — Monastyr Formation — rhyolites and tuffs; 6 — Paleogene kersantite stock; 7 — bedrock outcrops; 8 — observation points on *stratotype sections* by E. V. Bykovskaya; 9 — sampling points according to their coordinates by A. V. Grebennikov and his coauthors
 Source: adapted from the dissertation**, 8 — [12], 9 — [8]

^{*}Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : ВСЕГЕИ ; ЛГУ им. Г. В. Плеханова, 1960. 393 с.

^{**}Bykovskaya E. V. Stratigraphy and petrology of Upper Mesozoic and Cenozoic volcanogenic formations of the Olga-Tetyukhe region: PhD dissertation (Geology and Mineralogy). Leningrad: VSEGEI, LSU named after G. V. Plekhanov; 1960. 393 p.



а — фрагмент рис. 1а из [13]; b — снимок с точками опробования, нанесенными по их географическим координатам: 1, 2 — места отбора проб и их номера: 1 — согласно положению на рис. 1а из [13], 2 — согласно их координатам
 Источник: а — [13]; b — снимок из Google Maps

Fig. 2. Comparison of the sampling points positions shown in Fig. 1a in [8], with their coordinates in [13] located

a — fragment of Fig. 1a from [13]; **b** — photo with sampling points according to their geographical coordinates: **1**, **2** — sampling locations and their numbers: **1** — according to the position in Fig. 1a from [13], **2** — according to their coordinates Source: **a** — [13]; **b** — Google Maps photo

брусиловской (в понимании Е. В. Быковской [12]) свиты, вряд ли соответствует истине, поскольку, судя по рис. 1 из их статьи, точка отбора данной пробы отвечает приблизительно средней части разреза (см. рис. 1 в настоящей работе).

Резюмируя этот раздел, отметим, что авторами [8] опробованы далеко не самые представительные части разреза брусиловского комплекса, при том, что одна проба (АВ-108/3) была взята не из него, а из низов разреза богопольского комплекса, согласно карте Е. В. Быковской 1960 г.¹ [12], близ контакта богопольских пород с подстилающими их вулканитами позднемелового монастырского комплекса ВСАВП (рис. 1). Проба АВ-108/5, судя по возрастным характеристикам и возможному положению в низах разреза брусиловского комплекса или даже стратиграфически ниже его, может принадлежать верхним частям богопольского комплекса. Экструзия риолитов, обнажающаяся в подножье склона левого борта долины р. Верх. Брусиловка, возможно, сформировалась в начальную фазу становления брусиловского комплекса и имеет возраст, немного превышающий 54 млн лет. Близкая к этой цифра может характеризовать и время становления тела брусиловского «гиалоигнимбрита».

Мы также не согласны с утверждением, что брусиловский комплекс образован «преимущественно экструзивными и субвулканическими телами» [8, с. 105]. Описание двух стратотипических разрезов из бассейна р. Верх. Топауза (ныне — Верх. Брусиловка), приведенное в [12], не согласуется с этим утверждением, указывая на типичную стратовулканическую последовательность, возможно, включающую маломощные силлообразные тела перлитов и обсидианов и единственный мощный (около 150 м) силл? (субвулкан? — А. С.) биотитовых риолитов. Здесь обнажаются (снизу вверх): витродациты, витрокластические туфы, риолиты, перлиты, плагиориолиты, обсидианы, витрориолиты, вновь плагиориолиты и витрокластические туфы, риолиты, витрокластические туфы и риолиты [12]. Судя по геологической карте Брусиловского грабена, созданной Е. В. Быковской в 1960 г.² (рис. 1 в настоящей статье), залегание слагающих их тел (потоков, покровов и силлов?) субгоризонтальное, хотя на геологическом разрезе из работы Е. В. Быковской [12] показано пологонаклонное к северу их падение.

Противоречит утверждению о «широком участии» субвулканических и экструзивных тел в составе брусиловского комплекса также и незначительная, как правило, мощность (от 6–14 до 30–54 м, лишь в нескольких случаях больше) горизонтов кислых вулканогенных пород и особенно ступенчатый, пологонаклонный характер строения склонов в местах распространения брусиловских отложений, что хорошо видно на геологической карте (рис. 1).

Авторы [8], подчеркивая сделанное ими ранее [4] выделение «среднепалеоцен-раннеэоценового (60,5–53 млн лет) этапа магматизма на юге Дальнего Востока России», не учитывают [8; 12] сведения из публикаций В. Г. Сахно и соавторов [11; 14; 15]

¹Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : ВСЕГЕИ ; ЛГУ им. Г. В. Плеханова, 1960. 393 с.

²Там же.

по уран-свинцовой геохронологии (SHRIMP-определения ВСЕГЕИ) раннеэоценого (53,5–48,5 млн лет) милоградовского вулканогенного комплекса, выделенного в процессе составления государственной геологической карты масштаба 1:200 000 [2] и являющегося, по мнению В. Ф. Полина и соавторов [16], временным и вещественным аналогом брусиловского комплекса.

В связи с этим, следует подчеркнуть, что в статье В. Г. Сахно и коллег [11] результат только по пробе № 1337 (50,9 ± 2,8 млн лет) не позволяет, согласно статистическим характеристикам (СКВО = 9,1; р = 0,003), считаться достоверным. В то же время близкий ему по величине возраст (49,2 ± 1,4 млн лет), определенный по пробе № 1336-2(б), вполне валиден (СКВО = 0,0015; р = 0,99) и по величине может быть отнесен к «промежуточным» между крайними значениями возраста комплекса: 53,5 и 48,5 млн лет. Прочие результаты датирования милоградовского комплекса со значениями возраста его пород в интервале 53,3-48,5 млн лет не вызывают сомнений в достоверности, о чем убедительно свидетельствуют их статистические параметры, приведенные в [11].

К этому следует добавить, что уран-свинцовый возраст (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) санидинового риолита (проба № 1900; возраст 52,25 млн лет) милоградовского (прежнее его название здесь — брусиловский) комплекса из истоков р. Милоградовка (прежнее р. Ванчин) и калий-аргоновые возрасты проб адуляра из адуляр-кварцевых жил (49–43 млн лет) месторождения Союз [2], связанного со становлением милоградовского комплекса, также подтверждают сведения из работы В. Г. Сахно с соавторами [11].

Фактически необходимо или выделять «среднепалеоцен-раннеэоценовый этап магматизма» в более широких рамках (62,0–48,5 млн лет), или, учитывая, что А. В. Гребенников и его соавторы относят этот этап к разряду «постсубдукционных», исключить из состава его образований вулканоплутониты богопольского комплекса («поздне-надсубдукционные», согласно, например, [16]), оставив в нем только «постсубдукционные» вулканиты и субвулканиты (милоградовский, брусиловский, якутинский субвулканический, кедровский и колчанский вулканогенные комплексы), проявленные на территориях распространения «надсубдукционных» вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса («наложенные» на последние).

В используемой терминологии авторы [8] (см. пояснительный текст к рис. 1*6*), например, к разряду вулканических пород относят «лахары» вместо «отложения лахаровых потоков» или «лахаровые брекчии». Обращает на себя внимание и еще одна неточность: положение точек опробования AB-108/3 (44°07′53″ C; 135°24′04″ B) и AB-108/7 (44°06′23″ C; 135°25′46″ B) на рис. 1а из [13] не согласуется с их географическими координатами, приводимыми в тексте [13] на с. 107 (см. рис. 2 настоящей статьи).

Утверждение авторов, что «генезис Au-Ag рудопроявлений и месторождений Сихотэ-Алиня, скорее, необходимо связывать не с металлогенической специализацией и рудоносностью "особого" магматического комплекса, а со структурно-геодинамическими факторами, благоприятными для транспортировки рудного вещества, его концентрацией в рудолокализующих структурах сдвиговой природы» [8, с. 107], противоречит многочисленным примерам связи рудных тел¹ на месторождениях Салют и Полянка с вулканогенными образованиями аналогов брусиловского комплекса: кедровского и колчанского [17–22]. Ранее убедительные факты, свидетельствующие о связи золото-серебряного оруденения с эоцен-олигоценовым(?) вулканизмом на территории развития ВСАВП приводили в своих работах В. К. Попов, Ю. А. Мартынов и другие исследователи (например, [7; 23]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проблема выделения брусиловского комплекса является актуальной и требует решения, прежде всего, для выявления перспективных участков на золото-серебряное оруденение.

2. В нынешних условиях фактического прекращения деятельности геологосъемочных предприятий Приморского края большая доля ответственности за качественное изучение вулканических комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса ложится на коллектив Дальневосточного геологического института Дальневосточного отделения Российской академии наук как единственного геологического института Приморья.

3. Необходимо, чтобы заинтересованные в решении затронутой проблемы геологи из различных организаций объединили усилия и на основе представительного материала объективно разрешили многолетний спор о валидности или невалидности выделения брусиловского комплекса, учитывая связь с относимыми к нему и его аналогам вулканогенными образованиями многочисленных эпитермальных золото-серебряных рудопроявлений на территории Ольга-Тернейской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (см., например, [18–20]).

4. Будущим исследователям брусиловского комплекса в дальнейшей работе следует учитывать методические рекомендации по изучению вулканогенных образований (например, [24–26]); это позволит более комплексно характеризовать подобные породы и квалифицированно реконструировать вулкано-тектонические структуры.

список источников

1. Соболев А. О. Основные проблемы расчленения и корреляции магматических комплексов территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Мезозойские и кайнозойские магматические и мета-морфические образования Дальнего Востока : материалы V Дальневост. регион. петрогр. совещ., Хабаровск, 30 окт. — 2 нояб. 2001 г. Хабаровск : ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2001. С. 115–116.

¹ Детально рассмотренных автором с коллегами на основе сведений по геологии и 3D моделей, созданных в программном комплексе MICROMINE.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист К-53-III, IV. Объяснительная записка / Л. А. Пеженина [и др.]. СПб., 2008. 190 с.

3. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок / А. С. Остроумова [и др.]. М., 1995. 217 с.

4. Соболев А. О. Позднемеловые-раннепалеогеновые дацит-риолитовые комплексы юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена: петрогеохимические особенности : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1986. 24 с.

5. Соболев А. О., Быковская Е. В. Вещественные особенности вулканических стекол южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1989. Т. 118, № 6. С. 12–27.

6. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М. : Наука, 1982. 259 с.

7. Попов В. К. Особенности связи золото-серебряного оруденения с вулканизмом палеогеновой базальт-липаритовой серии восточного Сихотэ-Алиня // Магматизм рудных районов Дальнего Востока : сб. науч. тр. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36–45.

8. Возраст вулканитов и геодинамические особенности формирования Брусиловской вулкано-тектонической структуры Сихотэ-Алиня / А. В. Гребенников [и др.] // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 241, № 6. С. 104–110. https:// doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-6-104-110.

9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР / под ред. Л. И. Красного, В. К. Путинцева. Л. : Недра, 1984. 560 с.

10. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР / В. А. Амантов [и др.]. Л. : Недра, Ленинг. отд-ние, 1979. 303 с.

11. Сахно В. Г., Ростовский Ф. И., Аленичева А. А. U-Pb-изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 2. С. 219–226.

12. Быковская Е. В., Подгорная Н. С. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 17. С. 29–40.

13. Среднепалеоцен-раннеэоценовый (60,5–53 млн лет) этап магматизма на юге Дальнего Востока России / А. В. Гребенников [и др.] // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 34–40. https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-5-34-40.

14. Аленичева А. А., Сахно В. Г. U-Pb-датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419, № 1. С. 81–85.

15. Сахно В. Г., Акинин В. В. Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418, № 2. С. 226–231.

16. Кислый вулканизм конечной фазы надсубдукционного и главной — постсубдукционного окраинно-континентально-рифтогенного геодинамических этапов в Восточном Сихотэ-Алине: критерии сходства и различия / В. Ф. Пипко [и др.] // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. V Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 20–23 сент. 2021 г.: материалы. Владивосток : Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2021. С. 122–126. https://doi.org/10.24866/7444-5100-4.

17. Соболев А. О. Рифтогенез и Аи-Ад месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов // Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем : материалы междунар. конф., Санкт-Петербург, 7–10 июня 1999 г. СПб. : ВСЕГЕИ, 1999. С. 128–129. 18. Соболев А. О. Металлогения кайнозойских золото-серебряных месторождений территории Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // Золото северного обрамления Пацифика : II междунар. горно-геол. форум, посвящ. 110-летию со дня рожд. Ю. А. Билибина : тез. докл. горногеол. конф., Магадан, 3–5 сент. 2011 г. Б. м. : [СВКНИИ ДВО РАН], 2011. С. 149–151.

19. Соболев А. О. Большое будущее золотого Приморья // Золотодобыча. Дата обновления: 10.03.2015. URL: https://zolotodb.ru/article/11195 (дата обращения: 23.11.2024).

20. Соболев А. О. Милоградовское золото-серебряное эпитермальное рудопроявление как перспективный объект юга Приморского края // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. VI Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 19–22 сент. 2023 г. : материалы конф. Владивосток : Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2023. С. 452–455. https://doi.org/10.24866/7444-5547-7.

21. Соболев А. О., Дубровин В. И. Кайнозойские золото-серебряные месторождения восточной части Сихотэ-Алинского региона и первоочередные задачи выявления новых объектов (на примере месторождения «Салют») // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. V Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 20–23 сент. 2021 г. : материалы. Владивосток : Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2021. С. 179–181. https://doi. org/10.24866/7444-5100-4.

22. Соболев А. О., Шарпенок Л. Н., Костин А. Е. Золотосеребряное оруденение и трахибазальт-трахириолитовые ассоциации вулканических поясов Центральной и Восточной Азии // Тектоника и Металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии : материалы конф., посвящ. памяти Л. М. Парфенова, Хабаровск, 11–15 июня 2007 г. Хабаровск : ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 536–538.

23. Рудные формации вулкано-плутонических поясов Дальнего Востока : генетические типы и закономерности размещения / В. Г. Хомич [и др.]. М. : Наука, 1989. 227 с.

24. Методика геологической съемки древних вулканов / В. В. Донских [и др.]. Л. : Недра, Ленингр. отд-ние, 1980. 278 с.

25. Магматические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / В. Л. Масайтис [и др.]. Л. : Недра, 1983. 259 с.

26. Практическая петрология : методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам Госгеолкарт / А. Е. Костин [и др.]. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

REFERENCES

1. Sobolev A. O. The main problems of dismemberment and correlation of igneous complexes of the East Sikhote-Alin volcanic belt territory. *Mesozoic and Cenozoic igneous and metamorphic formations of the Far East: Proc. of the V Far Eastern petrographic meeting,* Khabarovsk, 30 Oct. — 2 Nov. 2001. Khabarovsk: Khabarovskgeologia; 2001. P. 115–116. (In Russ.).

2. State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1:200,000. South Sikhote-Alin series. Sheet K-53-III, IV. Explanatory note / L. A. Pezhenina [et al.]. St. Petersburg; 2008. 190 p. (In Russ.).

3. Petrological study of magmatic associations in collision settings / A. S. Ostroumova [et al.]. Moscow; 1995. 217 p. (In Russ.).

4. Sobolev A. O. Late Cretaceous — Early Paleogene dacite-rhyolite complexes of the southwestern part of the East Sikhote-Alin volcanogen: petrogeochemical features. Abstract of PhD (Geology and Mineralogy) dissertation. Leningrad; 1986. 24 p. (In Russ.). 5. Sobolev A. O., Bykovskaya E. V. Material features of volcanic glasses of the southern part of the East Sikhote-Alin volcanogen. *Proceedings of the Russian mineralogical society.* 1989; 118 (6): 12–27. (In Russ.).

6. Baskina V. A. Magmatism of ore-concentrating structures of Primorye. Moscow: Nauka; 1982. 259 p. (In Russ.).

7. Popov V. K. Peculiarities of connecting gold-silver mineralization to volcanism of the Paleogene basalt-liparite series of the East Sikhote-Alin. *Magmatism of ore regions of the Far East: Coll. of research papers.* Vladivostok: FESC AS USSR; 1985. P. 36–45. (In Russ.).

8. Age of volcanic rocks and geodynamic settings of the formation of the Brusilovka volcanic depression in the Sikhote-Alin / A. V. Grebennikov [et al.]. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2022; 241 (6): 104–110. https://doi. org/10.30911/0207-4028-2022-41-6-104-110. (In Russ.).

9. Geological structure of the USSR and patterns of minerals distribution. Vol. 8. East of the USSR / Eds. L. I. Krasnyy, V. K. Putintsev. Leningrad: Nedra; 1984. 560 p. (In Russ.).

10. Basic patterns of development and metallogeny of tectonic-magmatic activation areas in the south of the Asian part of the USSR. Leningrad: Nedra; 1979. 303 p. (In Russ.).

11. Sakhno V. G., Rostovskiy F. I., Alenicheva A. A. U-Pb isotope dating of igneous complexes of the Milogradovskoye gold-silver deposit (Southern Primorye). *Doklady Akademii Nauk*. 2010; 433 (2): 219–226. (In Russ.).

12. Bykovskaya E. V., Podgornaya N. S. Stratigraphy and petrology of Upper Cretaceous and Tertiary volcanogenic formations of the Olga-Tetyukhinskiy region. *Information collection of VSEGEI*. 1959; (17): 29–40. (In Russ.).

13. The Middle Paleocene — the Early Eocene (60.5– 53 Ma) stage of magmatism in the South of the Russian Far East / A. V. Grebennikov [et al.]. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2020; 39 (5): 34–40. https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-5-34-40. (In Russ.).

14. Alenicheva A. A., Sakhno V. G. U-Pb dating of extrusive-intrusive complexes of ore regions of the southern part of the East Sikhote-Alin volcanic belt (Russia). *Doklady Akademii Nauk*. 2008; 419 (1): 81–85. (In Russ.).

15. Sakhno V. G., Akinin V. V. First U-Pb dating results of volcanic rocks of the East Sikhote-Alin belt. *Doklady Akademii Nauk*. 2008; 418 (2): 226–231. (In Russ.).

16. Acid volcanism of the final phase of supra-subduction and main — post-subduction marginal-continental-rift geodynamic stages in Eastern Sikhote-Alin: criteria of similarity and difference / V. F. Pipko [et al.]. *Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision and Slide Environments. Fifth Russ. sci. conf. with foreign participants,* Vladivostok, Russia, 20–23 September 2021: Proc. Vladivostok: Publ. House of the Far Eastern Federal Univ.; 2021. P. 122–126. https://doi.org/10.24866/7444-5100-4. (In Russ.).

17. Sobolev A. O. Rifting and Au-Ag deposits of the East Sikhote-Alin and Okhotsk-Chukotka volcanic belts. *Models of volcanogenic-sedimentary ore-forming systems: Proc. of the Intern. Conf.,* St. Petersburg, 7–10 June 1999. St. Petersburg; 1999. P. 128–129. (In Russ.).

18. Sobolev A. O. Metallogeny of Cenozoic gold-silver deposits on the territory of the East Sikhote-Alin belt. *Gold of the northern frame of the Pacific: II Intern. Mining and Geological Forum dedicated to the 110th anniversary of Yu. A. Bilibin's birth: Abstracts of reports of the mining and geological conf.*, Magadan, 3–5 Sept. 2011. S. I.: [NEISRI FEB RAS]; 2011. P. 149–151. (In Russ.).

19. Sobolev A. O. Great future of golden Primorye. *Zolotodobycha*. Updated 10.03.2015. URL: https://zolotodb.ru/article/11195 (accessed 23.11.2024). (In Russ.).

20. Sobolev A. O. Milogradovskoe gold-silver epithermal ore occurrence as a promising object in the south of Primorsky Krai. *Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision and Slide Environments. Fifth Russ. sci. conf. with foreign participants,* Vladivostok, Russia, 19–22 Sept. 2023: Proc. Vladivostok: Publ. House of the Far Eastern Federal Univ.; 2023. P. 452–455. (In Russ.).

21. Sobolev A. O., Dubrovin V. I. Cenozoic gold-silver deposits of the eastern part of the East Sikhote-Alin region and priority tasks of identifying new objects (based on the Salyut deposit). *Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision and Slide Environments. Fifth Russ. sci. conf. with foreign participants,* Vladivostok, Russia, 20–23 Sept. 2021: Proc. Vladivostok: Publ. House of the Far Eastern Federal Univ.; 2021. P. 179–182. (In Russ.).

22. Sobolev A. O., Sharpenok L. N., Kostin A. E. Gold-silver mineralization and trachybasalt-trachyrhyolite associations of volcanic belts of Central and Eastern Asia. *Tectonics and Metallogeny of the Circum-North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the conf. dedicated to the memory of L. M. Parfenov,* Khabarovsk, 11–15 June 2007. Khabarovsk: ITiG FEB RAS; 2007. P. 536–538. (In Russ.).

23. Ore formations of volcano-plutonic belts of the Far East: Genetic types and patterns of distribution / V. G. Khomich [et al.]. Moscow: Nauka; 1989. 227 p. (In Russ.).

24. Donskikh V. V., Zelepugin V. N., Kronidov I. I. Methodology of geological survey of ancient volcanoes. Leningrad: Nedra; 1980. 278 p. (In Russ.).

25. Igneous formations. Principles and methods for assessing the ore content of geological formations / V. L. Masaytis [et al.]. Leningrad: Nedra; 1983. 259 p. (In Russ.).

26. Practical petrology: Methodological recommendations on study of magmatic formations applied to the tasks of state geological mapping / A. E. Kostin [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI Press; 2017. 168 p. (In Russ.).

Александр Олегович Соболев

Кандидат геолого-минералогических наук, доцент, главный геолог

ООО «Геоконсалт Групп», Санкт-Петербург, Россия

https://orcid.org/0009-0009-0534-608X SPIN-код РИНЦ 3191-3476 saofeast@mail.ru

Aleksandr O. Sobolev

PhD (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Chief Geologist

Geoconsult Group, Saint Petersburg, Russia

https://orcid.org/0009-0009-0534-608X RSCI SPIN-code 3191-3476 saofeast@mail.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов. Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 29.11.2024 Одобрена после рецензирования 27.01.2025 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 29.11.2024 Approved after reviewing 27.01.2025 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Научная статья

УДК 551.243:[556.3+624.131]:553(575.1) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_88-99

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ І REGIONAL GEOLOGY

Влияние структурно-тектонических условий на гидрогеологическое и инженерно-геологическое состояние рудных месторождений Республики Узбекистан

Э. Ш. Курбанов , А. М. Ахунжанов, С. Р. Усманов

ГУ «Институт гидрогеологии и инженерной геологии», Университет геологических наук Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан, elboy.qurbonov@mail.ru⊠

Аннотация. Рассматривается необходимость установления структурнотектонических характеристик месторождений при оценке гидрогеологических и инженерно-геологических условий их освоения (на примере отдельных месторождений Центральных Кызылкумов). Методика исследований включала отбор образцов для определения физико-механических свойств горных пород, а также анализ и оценку структурно-тектонических характеристик и их взаимосвязь с гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями при освоении месторождений. Исследованы разведочные горные выработки месторождений, расположенных в южной гряде Тамдытау, в пределах Ауминза-Бельтауского, Ауминзатауского горных массивов. Установлено, что местонахождения деформаций приурочены к разрывным нарушениям и контактам литологических разностей пород. Среди широко развитых на рудном поле разрывных нарушений по масштабности по отношению к пликативным структурам выделяются две крупные группы: региональные разрывные структуры и разрывы местного характера. Выявлено, что вскрышные толщи в основном крепкие, прочные, но наличие прослоев слабых пород, углисто-слюдистых сланцев и глинки трения мощностью от нескольких миллиметров до 10–15 см в сочетании с тектоническими нарушениями снижают прочность массива.

Ключевые слова: шахты, карьеры, трещиноватость, прочность, гидрогеология, геология

Для цитирования: Курбанов Э. Ш., Ахунжанов А. М., Усманов С. Р. Влияние структурно-тектонических условий на гидрогеологическое и инженерногеологическое состояние рудных месторождений Республики Узбекистан // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 88–99. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_88-99

Original article

UDC 551.243:[556.3+624.131]:553(575.1) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_88-99

Influence of structural and tectonic properties on hydrogeological and geotechnical conditions of deposits in the Republic of Uzbekistan

E. Sh. Kurbanov[™], A. M. Akhunzhanov, S. R. Usmanov

SE "Institute of Hydrogeology and Engineering Geology", University of Geological Sciences, Tashkent, Uzbekistan, elboy.qurbonov@mail.ru^{III}

Keywords: mines, quarries, fracturing, rigidity, hydrogeology, geology



© Э. Ш. Курбанов, А. М. Ахунжанов, С. Р. Усманов, 2025 **Abstract.** The paper establishes structural and tectonic properties of deposits in order to assess hydrogeological and geotechnical conditions of their development (based on individual deposits in the Central Kyzylkum region). The research methodology involved selecting samples to determine physical and mechanical properties of rocks as well as analyzing and assessing structural and tectonic properties and their relationship with hydrogeological and geotechnical conditions when developing deposits. There were explored mine workings of deposits located in the southern ridge of Tamdytau, within the Auminza-Beltau, Auminzatau For citation: Kurbanov E. Sh., Akhunzhanov A. M., Usmanov S. R. Influence of structural and tectonic properties on hydrogeological and geotechnical conditions of deposits in the Republic of Uzbekistan. *Regional Geology and Metallogeny.* 2025; 32 (1): 88–99. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_88-99 mountain ranges. The deformations locations were found to be confined to faults and contacts of lithological rock differences. There are two large groups of well represented faults in the ore field, as they relate to scale and fold structures: regional and local fault structures. The overburden rock mass is mostly tough and hard, but soft rock interlayers, carbonaceous clayey shales, and clay gouge with a thickness of several millimeters to 10–15 cm, accompanied by tectonic disturbances, reduce the massif strength.

введение

В Узбекистане продолжается интенсивное освоение новых перспективных регионов, которые могут стать надежной минерально-сырьевой базой для различных отраслей промышленности. Одним из таких регионов являются Центральные Кызылкумы — крупная пустынная территория площадью около 300 тыс. км², расположенная в междуречье Амударьи и Сырдарьи. К Центральным Кызылкумам относятся Зарафшанский и Нижнеамударьинский экономические районы, располагающие значительными ресурсами минерального сырья. В Зарафшанском районе существуют реальные предпосылки для создания и развития нескольких горнопромышленных узлов, в том числе Зарафшанского, базирующегося на месторождении Мурунтау.

В Центральных Кызылкумах в настоящее время разрабатываются и разведываются различные типы месторождений полезных ископаемых. При открытой разработке и разведке шахтным способом возникают неблагоприятные процессы и явления обрушения, вывалы и выветривание пород на откосах бортов карьеров и в подземных горных выработках, наиболее характерные для переслаивающейся дислоцированной сланцевой толщи. Породы здесь залегают с крутым падением и частым чередованием различных литологических разностей, невыдержанных по мощности и простиранию. Широко развиты зоны рассланцевания, перемятия, имеются разрывные нарушения, зоны дробления [1].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Месторождения по инженерно-геологическим условиям отработки и расположению мы делим на три группы: Тамдытау, Ауминза-Бельтау и Ауминзатау. Месторождения, расположенные в южной субширотной гряде Тамдытау, представляют собой сочетание горных возвышенностей с максимальной высотой 970 м над уровнем моря и межгорных тектонических впадин, большей частью покрытых эоловыми песками. В пределах рудных районов наблюдается мощная толща сильно дислоцированных осадочно-метаморфизованных пород. Водовмещающими являются отложения бесапанской свиты, представленные (снизу вверх): слюдисто-кварцевыми алевролитами, переслаивающимися с углистослюдистыми, филлитовидными слюдисто-кварцевыми, углисто-кремнистыми сланцами. Тектонические нарушения, образующие зоны дробления различной

мощности, значительно осложняют инженерногеологические условия, уменьшая жесткие связи по плоскостям скольжения. При этом наибольшие ослабления наблюдаются в случаях, когда трещины заполнены увлажненными углисто-слюдистыми сланцами [2].

В настоящее время в этих условиях подземные горные выработки отрабатываются камерной системой, представляющей собой штольни, штреки и рассечки. В первую очередь это относится к рудным месторождениям, составляющим значительную часть минерально-сырьевых богатств региона. Как показывает практика горного дела, одни из инженерно-геологических особенностей месторождений могут существенно затруднять добычу руд, тогда как другие в некоторых случаях способствуют ее успешному осуществлению.

В связи с этим очень большое значение имеет оценка гидрогеологических, инженерно-геологических условий месторождений. Решение этой задачи приобретает особую актуальность в связи с повышением требований к обоснованности выбора месторождений для детальной разведки и промышленного освоения. При проектировании шахт и карьеров необходимо выбирать оптимальные технологические варианты вскрытия и выемки полезных ископаемых и своевременно предусматривать защитные меры, исключающие или ограничивающие последствия неблагоприятных процессов и явлений, имея подробную информацию о будущей горно-геологической обстановке.

Среди основных методов исследования — геологическое изучение разведочных и эксплуатационных горных выработок, изучение трещиноватости горных пород на поверхности, в подземных горных выработках и по керну геологоразведочных скважин, отбор проб для изучения физико-механических свойств горных пород.

Главными компонентами инженерно-геологических условий, способными оказывать значительное влияние на эффективность и безопасность разработки рудных месторождений Центральных Кызылкумов, являются: а) литогенетические особенности массивов горных пород, выражающиеся в их литологическом составе, мощности и последовательности чередования слоев в геологическом разрезе продуктивных толщ, наличие прослоев механически прочных и слабых пород; б) структурно-тектонические особенности массивов и, в частности, наличие узлов пересечения двух или более разломов с характерными для них мощными зонами мелко- и крупноблокового дробления, развитие и сочетание в пространстве мелких дизъюнктивных и пликативных структур, наличие тектонических зон и поверхностей ослабления и (в особенности) тектонических трещин, заполненных легко размокающими глинками трения и углисто-слюдистым материалом; в) ориентировка зон и поверхностей ослабления в массивах горных пород относительно горных выработок шахт и карьеров; г) процессы деформации горных выработок, обрушения, сползания, выдавливания пород в выработанное пространство.

При инженерно-геологической оценке массивов горных пород, вмещающих различные полезные ископаемые, должны учитываться их физико-механические и, в частности, реологические свойства, закономерности изменения этих свойств под влиянием гидрогеологических и гидрогеохимических факторов, особенности развития трещиноватости, а также закономерности возникновения и локализации инженерно-геологических процессов и явлений, сопровождающих горно-эксплуатационные работы при различных сочетаниях инженерно-геологических факторов.

В процессе подземной разработки месторождений могут в значительной мере проявляться геологические процессы и явления, обусловленные деформацией пород на глубоких горизонтах. Наибольшей деформацией характеризуются кварцево-слюдистые аргиллиты, кварцево-углистые сланцы, филлитовидные сланцы и глиноподобные породы. Эти породы, особенно при увлажнении их шахтными водами, будут в наибольшей степени подвергаться деформации ползучести в подземных выработках при длительном воздействии на них горного давления.

В условиях длительного действия горного давления в глубоких шахтах и карьерах с течением времени развиваются необратимые пластические деформации пород, обусловленные процессами ползучести. Эти деформации могут оцениваться по результатам лабораторного изучения реологических свойств горных пород.

Таким образом, при глубинной разработке полезных ископаемых Центральных Кызылкумов свыше 300 м возможно выдавливание вмещающих пород в горные выработки, что отрицательно скажется на ведении горных пород и должно учитываться при проектировании и эксплуатации глубоких шахт и карьеров. Исследования показали, что при замачивании горных пород шахтными водами увеличивается их ползучесть. Наиболее высокой ползучестью, а следовательно, и способностью к выдавливанию в горные выработки в Центральных Кызылкумах обладают метаморфизованные кварцево-слюдистые аргиллиты, кварцево-углистые сланцы, филлитовидные сланцы и глиноподобная порода. Последние (особенно при увлажнении шахтными водами) будут в наибольшей степени подвергаться деформации ползучести в горных выработках при длительном воздействии давления.

Объектами проведенных исследований являлись месторождения, находящиеся в Ауминза-Бельтауском, Мурунтауском и Кокпатасском рудных районах Центральных Кызылкумов. Ниже приводятся основные данные о геологическом строении и тесно связанных с ним инженерно-геологических условиях указанных районов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

1. Ауминза-Бельтауский рудный район. Этот район с принадлежащими к нему рудными месторождениями — Высоковольтное, Кос, Дж — приурочен и к горному массиву Ауминзатау, характеризующемуся чередованием невысоких возвышенностей и бессточных котловин, вытянутых в северовосточном направлении. Горные гряды переходят в полого-холмистые предгорные увалистые равнины. Абсолютные отметки вершин составляют 600– 700 м, относительные превышения водоразделов над ложем саев — 20–30 м.

Горный массив Ауминзатау располагается в краевой части эпигерцинской платформенной области, активизированной в неоген-четвертичное время. Неотектоническими движениями здесь выведен на современный эрозионный уровень комплекс пород нижнего палеозоя, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Последние фиксируются в Ауминзатау на крыльях и в периклинальной части одноименного антиклинория, сводовая часть которого интрудирована гранитоидным массивом позднекаменноугольного, раннепермского возраста.

Ауминзатауский массив имеет двухъярусное строение. Нижний ярус (фундамент) представлен сложнодислоцированными верхнепротерозойскими нижнепалеозойскими слабометаморфизованными отложениями. В составе пород фундамента отмечаются (снизу вверх) вулканогенно-осадочные отложения углеродисто-кремнистой формации тасказганской свиты и терригенно-осадочные образования бесапанской свиты. Породы тасказганской свиты фиксируются в субскладчатых тектонических покровах шарьяжа на северном и южном крыльях антиклинория. Шарьяжная структура представлена глинистыми сланцами и песчаниками бесапанской свиты. Верхний ярус (чехол) сложен терригенноосадочными породами мезозойско-кайнозойского возраста, образующими пологие брахиструктуры. Разрывная тектоника представлена широко и разнообразно. Здесь принято следующее разделение разрывных нарушений по возрасту их заложения и морфологии:

 а) каледонские разломы — сбросы субширотного направления;

б) позднепалеозойские — взбросы северо-восточного и субмеридионального направления, сбросы юго-восточного простирания и надвиги;

в) альпийские — ступенчатые субширотные сбросы.

Месторождение Высоковольтное представлено зонами прожилково-вкрапленного оруденения, приуроченными к южному флангу Даугызтауского разлома, пересекаемого разломом, ориентированным в восток-северо-восточном направлении.

Даугызтауский разлом простирается по азимуту 20–30° (падение на юго-восток, 45–85°). Он представлен серией оближенных субпараллельных нарушений, общая мощность нарушенной зоны составляет 70–130 м.

Субширотный разлом прослежен на месторождениях с азимутом простирания 55–90°; поверхность разлома падает к югу под углами 35–70°. В отличие от Даугызтауского, он не сопровождается параллельными складками и является сравнительно мелким. Его длина составляет 1,5–2,0 км, общая мощность нарушенной зоны не превышает 100–150 м. Мощность зон смятия и морфология названных выше разноориентированных разломов по мере удаления от узла их пересечения изменяются. В геологическом строении месторождения принимают участие песчаники, алевролитовые песчаники, алевролиты и сланцы.

Месторождения Кос, Дж приурочены к отложениям тасказганской свиты, преимущественно к горизонту углеродисто-кремнистых сланцев, слагающих верхнюю часть ее разреза.

Месторождение Кос совместно с месторождением Рудное располагается в северной части массива Ауминзатау, месторождение Дж приурочено к так называемому южному тектоническому покрову, сложенному комплексом пород углеродисто-кремнистой формации.

В геологическом строении наиболее детально изученного месторождения Дж принимают участие два горизонта верхней части тасказганской свиты. Нижний кремнисто-филлитовидный горизонт представлен преимущественно углеродисто-кремнистыми сланцами с прослоями (до 40 м) филлитовидных сланцев. Породы горизонта пользуются широким распространением и обнажаются на поверхности в аллохтонном блоке Шохетауской надвиговой структуры как на месторождении, так и на его западном, северном и восточном флангах. Мощность горизонта более 300 м.

Переходный филлитовый горизонт фиксируется с поверхности во фронтальных южной и западной частях Шохетауского надвига в автохтонном блоке, а также в лежачем, северном боку Дорожного разлома. В разрезе горизонта отмечаются преимущественно филлитовидные породы с прослоями (до 20–40 м) углеродисто-кремнистых и глинистых сланцев. Мощность горизонта — 200–250 м.

Четвертичные образования, широко развитые на месторождении, представлены преимущественно продуктами выветривания и отложениями местных временных водотоков: песками, песчано-суглинистощебнистым материалом, обогащенными гипсом. Мощность четвертичных отложений изменяется от 1 до 5 м, иногда достигает 10–15 м.

Магматические породы в районе месторождения представлены гранитами позднекаменноугольного Ауминзатауского интрузива и дайками кварцевых порфиров.

В структурном плане месторождение Дж приурочено к сложному тектоническому узлу, лежащему в сочленении разломов северо-западного и субширотного направлений с надвигом на северном крыле Шохетауской антиклинали, сложенном углеродисто-кремнистыми сланцами кремнисто-филлитовидного горизонта.

2. Мурунтауский рудный район. Район располагается в западной части Ауминза-Нуратинской структурно-формационной зоны юго-западного Тянь-Шаня. Типично геосинклинальный этап развития этой зоны завершился в нижнем силуре, в связи с чем отложения девона и среднего карбона образуют пологий, лишь слабодислоцированный покров. В Тамдытауской и Зарафшано-Алайской зонах, обрамляющих характеризуемую зону соответственно с севера и юга, геосинклинальный режим развития сохранился до конца среднего карбона.

Мурунтауское рудное поле тяготеет к северной краевой части Ауминза-Нуратинской зоны и приурочено в области периклинального замыкания двух пологих антиклинальных складок восток-северовосточного простирания, сложенных метаморфизованными терригенными толщами нижнего силура. С севера и юга оно ограничено крупными разломами древнего заложения. В формировании складок существенную роль играли вертикальные движения, в связи с чем их можно рассматривать как своеобразные сводовые поднятия, а не типичные складчатые сооружения, характерные для геосинклинальных областей.

В пределах рудного поля развита серия крупнопадающих разрывных нарушений разных направлений. Наиболее крупными являются близширотные разломы, разделяющие рудное поле на ряд блоков, смещенных друг относительно друга. Так, крупный Южный разлом, характеризующийся как взброс со значительной амплитудой перемещения, отделяет северную (Мурунтаускую) антиклиналь от южной. Разломы северо-восточного направления проявляются как сбросо-сдвиги небольшой амплитуды, но большей протяженности. Они наиболее развиты в периклинальной части Мурунтауской антиклинали. Близширотные разрывные нарушения представлены малоамплитудными сбросами, они развиты вблизи северо-восточных разломов и нередко ограничиваются ими как сопряженные.

Согласно данным, в основании разреза залегают метаморфические породы тасказганской свиты, представленные альбит-серицит-кварцевыми и кварцево-кремнистыми сланцами. Эта толща согласно перекрывается турбайской свитой, представляющей собой тонкое переслаивание сланцев, содержащих углистое вещество. Среди них выделяются две основные группы: хлорит-альбит-кварцевые, серицит-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые разности (первая группа) и биотит-филлитовидные, альбит-кварц-биотитовые, аргиллитовые с биотитом и кальцитом, серицит-хлорит-кварцевые и филлитовидные разности (вторая группа). Общая мощность толщ составляет 1200 м.

Выше турбайской свиты без видимого несогласия залегает сложная толща пород бесапанской или рудовмещающей свиты мощностью около 2500 м с согласно залегающими подсвитами: нижней, средней и верхней. Две первые подсвиты весьма сходны по составу, но несколько различаются по степени метаморфизма, границы между ними проводятся условно. Обе эти подсвиты сложены метаморфизованными алевролитами, песчаниками, кварц-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, реже — кварцево-слюдистыми сланцами; местами среди этих пород выделяются прослои углистых и углисто-кремнистых сланцев. Алевролиты плотные, массивные, нередко также тонкослоистые, что выражается чередованием слоев с различной интенсивностью окраски. Для сланцев очень характерно наличие на отдельных участках неправильных, согласных, иногда секущих прожилков метаморфогенного белого кварца, местами образующих линзовидные обособления.

Верхняя подсвита бесапанской свиты представлена значительно менее метаморфизованными песчаниками и крупнозернистыми алевролитами кварцполевошпатового состава, для которых характерно отсутствие углистого вещества.

В пределах Мурунтауского рудного района к одноименному месторождению с юго-востока примыкает Мютенбайское месторождение. Это месторождение также, как и Мурунтауское, размещается в метаморфизованной осадочной флишоидной толще пород бесапанской свиты раннесилурийского возраста, представленной чередованием алевролитов, филлитовидных сланцев и песчаников. Отличительной особенностью является приуроченность Мютенбайского месторождения к стратиграфически значительно более нижним частям разреза (низам бесапанской свиты). Мютенбайская тектоническая зона, контролирующая оруденение, расположена к юго-востоку от Южного разлома, представляющего собой по характеру взаимного перемещения блоков взбросо-сдвиг с амплитудой смещения порядка 500 м. Юго-восточное крыло разлома поднято по отношению к блоку локализации Мурунтауского рудного поля и значительно эродировано. В зоне, примыкающей к Южному разлому, наблюдается интенсивная приразломная складчатость. Ширина складок — 10-100 м, оси их ориентированы в широтном и северо-восточном направлениях, параллельно соответствующим участкам разлома. Кроме Южного разлома, к наиболее протяженным относится зона субширотных Мютенбайских разломов восток-северо-восточного направления с крутопадающими на север зонами дробления.

Мютенбайское месторождение, приуроченное к южному крылу синклинали, отмечающейся в висячем борту Южного разлома, представлено мощными, сложными по морфологии кварцевыми жилами, многочисленными зонами и штокверками кварцевых и сульфидных прожилков. Рудная зона локализуется в тектоническом блоке, сильнодислоцированными разрывными нарушениями различной ориентировки и масштаба.

3. Кокпатасский рудный район. Кокпатасский рудный район и одноименное рудное поле расположены на южном склоне хр. Букантау. Слагающие его породы приурочены к крупной антиклинальной структуре и относятся к каменноугольной системе, представленной здесь карбонатной, вулканогенноосадочной и кремнисто-флишоидной формациями. Геологические особенности Кокпатасского рудного поля определяются его образованием на геосинклинальном этапе с интенсивным проявлением тектонических движений и магматизма. Он характеризуется значительными мощностями осадочных в вулканогенно-осадочных формаций, сформировавшихся в условиях неглубокого морского бассейна. В герцинский этап тектогенеза имело место чередование периодически усиливающихся тектонических движений с относительно спокойной обстановкой. Усиление тектонических движений в начале этапа привело к образованию глубоких субширотных разломов, повлекшему за собой интенсивную вулканическую деятельность.

В заключительный этап герцинского тектогенеза (пермь–триас) усиление тектонической деятельности привело к зарождению трещин и обновлению глубинных разломов, формированию межформационных срывов и местных надвиговых структур. С началом альпийского этапа тектогенеза связано образование большого количества субширотных линейных расколов, сопровождавшееся образованием даек сиенит-диоритов, керсантитов и др. и проявлением интенсивной гидротермальной деятельности.

С конца герцинского этапа отмечается существование длительного платформенного режима, в течение которого породы палеозоя подвергались длительной денудации и нивелировке.

С началом послеплатформенного этапа связано формирование гор, накопление эоловых песков, образование бессточных впадин и такыров.

В течение геологической истории развития Кокпатасского рудного поля широкое развитие получили две группы разрывных нарушений:

1) разрывные структуры регионального плана, пересекающие всю площадь рудного поля;

2) разрывы местного характера, ограниченные площадью рудного поля.

К первой группе относятся Кокпатасский глубинный разлом — широкая тектоническая зона, как правило, субпараллельных сбросов с крутым падением сместителей на юго-восток, и надвиг в восточном крыле Кокпатасской антиклинали, проходящий по контакту карашахской и кокпатасской свит. Во второй группе выделяются следующие системы нарушений:

 разломы северо-западного и северо-восточного простираний;

 сбросо-сдвиги восточного-северо-восточного простирания (в южной и северной частях Кокпатасской антикланали) амплитудой смещения 10–20 м;

 трещины отрыва субширотного простирания протяженностью до нескольких километров (широко развиты и контролируют оруденение, сопровождаются мощными зонами дробления);

 долгоживущие субмеридиональные разломы, контролирующие распределение даек от древних гипербазитов до самых молодых дайковых образований.

В геологическом строении района принимают участие карбонатные отложения джускудукской свиты, вулканогенно-осадочные породы карашахской и кремнисто-флишоидной кокпатасской свит. Из интрузивных образований развиты дайки основного, среднего и субщелочного составов.

Район месторождения Кокпатас находится в пределах территории, представляющей собой сочетание горных возвышенностей с максимальной высотой 970 м над уровнем моря и межгорных тектонических впадин, большей частью покрытых эоловыми песками. Горы Кокпатас в плане имеют циркообразное строение и приурочены к крупной брахиантиклинальной складке, краевые части которой сложены породами весьма стойкими (кремнем, окремнелыми доломитами) процессам денудации. Площадь месторождения характеризуется слабым понижением рельефа в южном и юго-восточном направлениях с последующим переходом в равнину. Максимальные абсолютные отметки достигают 510 м, минимальные — 170 м.

Морфологически это равнинное пространство, на фоне которого возвышаются невысокие пенепленизированные горы, сложенные палеозойскими породами. Склоны гор в основном пологие (до 30°), прорезаны густой сетью долин.

Месторождение слагается сланцами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами, представляющими примерно 30–35 % разреза и имеющими неравномерное распространение. Породы залегают с наклонным крутым падением, отличаются частым чередованием различных литологических разностей, невыдержанных по мощности и простиранию, с широким развитием зон рассланцевания, наличием надвигов и других дизъюнктивных нарушений.

Основной особенностью Кокпатасского месторождения является его приуроченность в крупной антиклинальной структуре, сочетающейся с дизъюнктивными нарушениями. Геосинклинальный этап формирования пород предопределил значительные мощности и разнообразие литологических разностей в карбонатных породах, вулканогенноосадочных и кремнисто-флишоидных толщах, а также основные элементы тектонической структуры, что сказывается на анизотропии их свойств. По генезису трещины относятся к тектоническим и литогенетическим. Направления трещин в основном совпадают с разломами субширотного, северо-восточного и субмеридионального направлений. По степени трещиноватости породы отнесены к слабо-среднетрещиноватым, в песчаниках удельная трещиноватость изменяется от 1,97 до 6,35 м/м², коэффициент трещиноватости составляет 3,3-5,7 %.

Сланцы углисто-кварц-хлоритовые характеризуются удельной трещиноватостью 4,1 м/м², коэффициент трещиноватости — 2,1 %. Дайки кереантитов и спессартитов отнесены к средне-сильнотрещиноватым породам с удельной трещиноватостью соответственно 2,5–6,4 и 2,5–4,1 м/м², коэффициент трещиноватости — 2,2–6,8 и 3,8–8,1 %.

Породы всех литологических разностей, объединенных в пачки, по физическим показателям не имеют заметных расхождений. Объемный вес пород изменяется от 2,60 до 2,72 г/см³, составляя в среднем 2,67 г/см³, удельный вес — от 2,62 до 2,75 г/см³, причем более высокие значения соответствуют доломитам и кремнистым разностям.

Между пористостью, исчисляемой долями процентов, и водопоглощением наблюдается прямая зависимость: чем выше пористость, тем больше водопоглощение, при значении пористости 2,18 % водопоглощение достигает 0,81 %, а при значении пористости 0,07 % водопоглощение снижается до 0,03 %. В зависимости от структурных особенностей массива прочность пород в зонах тектонических нарушений резко снижается, сцепление падает до 11–15 кг/см², а в сильнотрещиноватых зонах в 2–3 раза в сравнении с монолитными частями разреза.

Анализ геологического строения рудных районов и конкретных рудных объектов Центральных Кызылкумов с позиции инженерной геологии месторождений полезных ископаемых позволяет выделить в качестве главных следующие особенности.

1. Преимущественно двухъярусное строение рудоносных площадей с приуроченностью оруденения к нижнему, досреднепалеозойскому ярусу (фундаменту).

2. Принадлежность продуктивных отложений к относительно слабометаморфизованным, в разной степени дислоцированным осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям, местами осложненным внедрением в них интрузии.

3. Тесная генетическая и пространственная связь месторождений с тектоническими разломами.

Перечисленные геологические особенности в основном определяются такими существенными условиями, как литологический состав продуктивных толщ, этажность строения месторождений, форма, размеры, закономерности, локализации, пространственная ориентировка рудных тел, характер и интенсивность тектонической нарушенности и трещиноватости полезных ископаемых и вмещающих пород, их физико-механические свойства, обводненность, степень устойчивости на контурах горных выработок, техногенные процессы и явления, сопровождающие разработку полезных ископаемых и т. п. Основные из этих компонентов в значительной мере определяют эффективность и безопасность разработки рудных месторождений Центральных Кызылкумов.

Региональные гидрогеологические черты Центральных Кызылкумов определяются прежде всего сочетанием двух типов основных гидрогеологических структур — мелких гидрогеологических массивов и мелких замкнутых артезианских бассейнов. Центральные Кызылкумы в гидрогеологическом отношении представляют собой систему, состоящую из 5 гидрогеологических массивов (Букантау, Тамдытау, Ауминза-Белатау-Амантайтау, Аристантау, Кульжуктау) и 11 артезианских бассейнов. В пределах этих бассейнов выделен и изучен ряд водоносных горизонтов и комплексов мезо-кайнозоя, а в пределах гидрогеологических массивов — 3 водоносных комплекса, включающих карбонатные метаморфизованные, песчано-сланцевые и интрузивные породы допалеозойского и палеозойского возраста.

1. Гидрогеологические условия Бельтауского рудного района в структурном отношении месторождения представляют собой тектонический узел сочленения разрывных нарушений трех основных направлений: северо-западного, субширотного и субмеридионального, которые определяют пространственное положение и особенности локализации рудоносных зон.

Водовмещающие породы представлены гранитами, углеродисто-кремнистыми и филлитовидными сланцами, где основным видом скважности является трещинная пустотность. В водопроницаемых породах на площади месторождения заключен горизонт грунтово-трещинных безнапорных вод с глубиной залегания зеркала от 130 до 260 м. Абсолютные отметки уровня подземных вод колеблются от 310 до 360 м. Естественные колебания уровня не превышают 0,5 м.

Питание подземных вод осуществляется за счет притока с юго-восточной части площади, из соседней гидрогеологической структуры и инфильтрации атмосферных осадков на участках горст-антиклинальных выступов палеозойских пород.

Движение грунтовых вод происходит в северозападном направлении с уклоном 0,01–0,04°.

Граниты обладают слабой степенью трещиноватости и отличаются слабой водообильностью. При проходке ствола шахты наблюдались отдельные высачивания по трещинам при водотоке до 4 м³/ч. Водопроводимость этих пород составила 1 м²/сут, коэффициент уровнепроводности — 2,10 м²/сут.

Филлитовидные сланцы наименее водообильны. Дебиты поверхностных скважин при откачках составляли 0,03–0,25 л/с, нередко их невозможно было получить. Несущественными были и водопритоки в подземные выработки из данных пород.

Наиболее водоносными являются углеродистокремнистые сланцы. Дебиты по отдельным дренажным скважинам в зонах интенсивной трещиноватости достигали 150 м³/ч. По подземным выработкам, расположенным ниже уровня подземных вод, отмечаются капеж, теги по стенкам, сосредоточенные выходы воды из трещин и карстовых пустот с расходом от десятых долей до первых десятков кубических метров в час.

Прослеживание изменения уровня воды в поверхностных скважинах при попутном возмущении за счет шахтного водоотлива позволили получить обобщенные параметры водоносного горизонта в породах палеозоя. Так, водопроводимость оказалась равной 30 м²/сут, а коэффициент уровнепроводности 1,3 × 10 м²/сут.

Расчетные водопритоки 170 м³/ч для третьего горизонта с напором воды под кровлей 50 м и 350 м³/ч для четвертого с напором 110 м подтвердились.

Воронка депрессии, возникшая в результате шахтного водоотлива, имеет несимметричную форму: с востока она более крутая, чем на западе.

Химический состав подземных вод трещинного водоносного комплекса в массиве изучался по пробам, отобранным из горных выработок шахты. Воды в основном сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. Величина водородного показателя рН⁻ изменяется в пределах 2,0–8,2. Воды от сильнокислых до слабощелочных. Минерализация воды изменяется от 1,3 до 3,3 г/дм³, воды солоноватые. Общая жесткость — 11–26 мг-экв/л; воды очень жесткие. Содержание железа достигает в отдельных случаях 45 мг/дм³, в основном колеблется от 0,1 до 1,0 мг/дм³. В большей части проб железо не обнаружено.

Подземные воды кислородные с содержанием O₂ 2–12 мг/дм³ при pH — 6, в водах присутствует углекислый газ (до 300 мг/дм³).

Температура вод постоянная в течение года и составляет 23–25 °С. Одной из особенностей месторождения является широко развитая закарстованность и обилие пустот в углеродисто-кремнистых сланцах. Закарстованные участки тяготеют к местам повышенной трещиноватости и к зонам тектонических нарушений. Карст нередко имеет крупные размеры (в раздувах до 1,0–1,5 м в диаметре и значительную протяженность). В большинстве случаев они расположены согласно со слоистостью. Ниже уровня подземных вод карстовые полости не имеют заполнителя.

2. Гидрогеологические условия Ауминзатауского рудного района. Распределение водопроявлений по расходам показывает, что, как и на других месторождениях данного типа, преобладают маломощные воды проявления с расходами до 0,5 л/с, более мощные встречаются в единичных случаях, максимально наблюдаемый расход составлял 3,7 л/с. Отличительной чертой месторождения является повсеместная обводненность, обводненные интервалы составляют около 80 % общей протяженности горных выработок, на месторождениях Косманачи, Мютенбей — до 15 %, Высоковольтное — 60 %.

В целом толща слабоводоносна: расходы воды при откачках желонкой не превышают 0,02 л/с, коэффициент фильтрации 0,001–0,034 м/сут, среднее значение, принятое для расчетов — 0,01 м/сут.

Величина минерализации атмосферных осадков, выпадающих на площади месторождения, составляет 0,1 г/дм³, состав гидрокарбонатно-сульфатнокальциево-натриевый, pH — 7,4; жесткость — 1,1 мг/экв. Трещинные воды хлоридно-сульфатно-натриевые, в единичной пробе — сульфатнохлоридно-натриевые с величиной минерализации 4–9 г/дм³; pH — 8–9; жесткость от 10 до 40 мг/экв.

3. Гидрогеологические условия Мурунтауского рудного района. На площади месторождения по условиям распространения, залегания, движения подземных вод выделяется единый водоносный комплекс песчано-сланцевых образований.

Водовмещающими породами являются отложения бесапанской свиты. Подземные воды на площади Мурунтауского месторождения вскрыты в естественных условиях на глубине 32–144 м (скважины 3г, 5г), что соответствует абсолютным отметкам 370– 550 м. Такая разница в глубине залегания подземных вод объясняется строением самой поверхности. В результате дренирующего действия горных выработок (шахты 4,5 м) снижение уровней произошло до 100 м и более, уровень подземных под отмечается на глубине 47–165 м, что соответствует абсолютным отметкам 261–525 м.

Водообильность пород характеризуется данными опытных работ в скважинах. Расходы по скважинам составили 0,01–0,3 л/с, удельные дебиты — 0,0017– 0,076 л/с на 1 м. Коэффициент фильтрации — от 0,005 до 0,15 м/сут. Такая водообильность пород объясняется неравномерным проявлением трещиноватости и неодинаковой ее интенсивностью.

Подземные воды песчано-сланцевых отложений солоноватые с минерализацией 3,6–6,3 г/дм³, по составу сульфатно-натриевые и хлоридно-кальциевые. Общая жесткость воды составляет 8,1–50,0 мг/экв. Они являются агрессивными по отношению к бетону. Так, содержание сульфат-иона превышает 250 мг/л.

По отношению к металлам они не проявляют коррозирующего действия (pH⁻ колеблется от 6 до 7,8). По своим физическим свойствам вода прозрачная, без запаха, соленая, температура — 16–19 °C.

Амплитуда колебания уровня Центральных Кызылкумов в разрезе года невелика: не более 1 м. Максимальные уровни наблюдаются весной, минимальные — в летне-осенний период. На изменение глубины залегания подземных вод по скважинам оказывают дренирующие влияние горные выработки. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации выпавших на площадь атмосферных осадков. Разгрузка вод происходит в виде подземного стока на месторождении Мурунтау путем шахтного водоотлива с максимальным расходом, достигающим 100 л/с.

4. Гидрогеологические условия Кокпатасского рудного района. Водообильность пород характеризуется данными опытных работ в скважинах. Расходы скважин колеблются от 3,6 до 14,0 л/с при понижениях уровня до 22 м. Удельные расходы составляют 0,03–12,0 л/с. По имеющимся данным коэффициент фильтрации колеблется от 0,002–1,92 м/сут. По химическому составу подземные воды пестрые, в основном сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. Сухой остаток изменяется от 2,9 до 4,3 г/дм³. Общая жесткость подземных вод составляет 28,7–40,9 мг/экв.

Они являются агрессивными по отношению к бетону с несульфатостойкими цементами, так как содержание в них сульфат-иона превышает 250 мг/л. По отношению к металлам они не проявляют коррозирующего действия (рН⁻ изменяется 7,2–7,8).

Движение происходит с север-северо-востока на юг-юго-запад. Уклон зеркала подземных вод изменяется в пределах 0,0023–0,011.

На территории Кызылкумов гидрогеологические условия определяются физико-географическими факторами, то есть особенностями геологического строения и климатических условий.

Инженерно-геологические исследования фактического состояния карьерного поля на месторождениях Центральных Кызылкумов показали, что наиболее широко здесь распространены осыпные явления, в меньшей степени — обрушения и оползни (рисунок).

Обрушения наряду с разрывными нарушениями часто приурочиваются к контакту углисто-слюдистых сланцев, крутопадающих в сторону вырабатываемого пространства. Отличаются они объемами обрушив-





С

Обрушения горных пород на бортах карьеров Центральных Кызылкумов, связанные с выветриванием

а — график среднемесячной скорости ветра; **b** — среднегодовая роза ветров; **с** — геологический разрез: 1 — углисто-слюдистые сланцы, 2 — алевролиты, 3 — разломы с зоной дробления более 5 м, 4 — локальные разломы, 5 — выветривание, связанное с климатом района, 6 — уровень подземных вод с дренированных бортов шахтными горизонтами, 7 — уровень подземных вод до образования карьера, 8 — обрушение, 9 — осыпи, 10 — шахтный горизонт (штрек)

Weathering-related rock falls on the Central Kyzylkum region quarries sides

a — average monthly wind speed graph; b — average annual wind rose; c — geological section: 1 — carbonaceous micaceous shales, 2 — siltstones, 3 — fractures with a crushing zone of over 5 m, 4 — local faults, 5 — weathering pertinent to the region's climate, 6 — groundwater level from the drained sides of mine horizons, 7 — groundwater level before the quarry formation, 8 — fall, 9 — screes, 10 — mine horizon (roadway)

шихся масс и характером развития. Наиболее крупные обрушения формируются на участках бортов карьера в местах разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера, объем которых составляет 50-600 м³. Крупноглыбовые обрушения развиваются при обнажении в сводовой части разрывных нарушений и на тех участках, где уступы расположены в висячем боку разлома. Мелкообломочные обрушения незначительных объемов (100–150 м³) наблюдаются в зонах дробления разломов, особенно в углеродисто-слюдистых сланцах. Интенсивность развития обрушения в сланцевых толшах обусловлена обводненностью массива и скоростью выветривания. Там, где карьерное поле сдренировано шахтными горизонтами, обрушения на бортах наблюдаются реже (рисунок, с). Сланцевая толща сильно подвергается выветриванию при резком колебании суточной температуры. Преимущественно развито физическое выветривание, определяемое пустынно-засушливым климатом района с жарким (среднемесячная температура +34,5 °C) летом и холодной зимой, где морозные дни превышают 50 дней в году (ниже –5 °C), колебанием суточной температуры поверхности почвы до 60-70 °C, воздуха 40-45°. Постоянные ветры, дующие около 300 дней в году со скоростью 3,9-6,5 м/с и преимущественно северо-западного (рисунок, а) направления, способствуют выдуванию в откосах заполнителей трещин, их раскрытию, а также образованию обрушений и осыпей на уступах.

Интенсивность осыпания зависит от литологического типа пород. Так, сланцевые толщи более подвержены выветриванию, чем алевролиты и песчаники. Во всех разновидностях пород в зонах тектонических нарушений объем осыпных масс в 1,5–2,0 раза больше, чем на других участках.

При разведке месторождений твердых полезных ископаемых изучение физико-механических свойств пород необходимо для оценки устойчивости бортов карьеров и пород, в которых проводятся подземные выработки шахт; выбора конструкции карьеров и подземных горных выработок; размещения горнотехнических сооружений; эффективных способов разрушения пород и типов горных машин; конструкции крепи и разработки мероприятий по повышению устойчивости горных выработок и др. [3].

Результаты лабораторного изучения физико-механических свойств рудоносных пород Центральных Кызылкумов показывают, что около 57 % проб имеет объемную массу 2,60-2,65 г/см³, 1-2 % — более 2,65 г/см³ и 23-24 % — менее 2,60 г/см³. Аналогичные изменения характерны для плотности этих разновидностей; около 80 % — 2,65-2,70 г/см³, 35 % менее 2,65 г/см³ и 15 % — более 2.7 г/см³ (таблица). Филлитовидные сланцы обладают наиболее изменчивыми физическими свойствами относительно всех других разновидностей пород. Их объемная масса сравнительно низка, а плотность и пористость высокие. Влажность (W = 0,2-0,3 %) и пористость (И = 0,5–0,6 %) гранитов во всех опробованных точках почти одинаковы. Максимальные изменения этих показателей отмечаются у глиноподобных отложений, сланцев и у пород в зонах дробления, связанных с разломами [4; 5].

Отложения первой пачки бесапанской свиты (кварцевые порфиры и песчаники) характеризуются высокими прочностными показателями. Их сопротивление одноосному сжатию изменяются от 30 до 240 мПа. Из 130 испытаний на прочность гранитов, песчаников и кварцевых порфиров в 13,2 % случаев прочность установлена 30-50, в 42,1 % — 50–100, 47,7 — более 100 мПа. Нижний (минимальный) предел прочности кварцевых порфиров и песчаников (56 мПа) выше, чем у гранитов (30,2 мПа), а верхний (181,5 мПа) намного ниже (240 мПа). Самые низкие значения прочности (до 60 мПа) характерны для сильнотрещиноватых пород в нарушенной зоне. В водонасыщенном состоянии прочность сжимается незначительно, для сильнотрещиноватых — до 20 %, слаботрещиноватых и нетрещиноватых — до 10 %. Коэффициент размягчения у сильнотрещиноватых более 0,9. В целом граниты, песчаники и кварцевые порфиры

Категория прочности пород и их процентное соотношение

Rock strength category and their percentage ratio

Категория прочности пород	Предел прочности на сжатие, мПа	Граниты	Филлитовидные сланцы	Углеродисто- кремнистые сланцы	Глиноподобные породы	Песчаники
Слабая	До 10	2	<u>34,5</u> 78	<u>4,8</u> 18	<u>80</u> 12	-
Низкопрочная 10-30 <u>6,3</u> <u>45,3</u> <u>102</u>		<u>20,9</u> 78	$\frac{20}{3}$	_		
Прочная	30–50	<u>14</u> 42	<u>7,4</u> 16	<u>25,3</u> 94	_	<u>5</u> 1
Высокопрочная 50-100		<u>39,3</u> 118	<u>8,8</u> 20	<u>37,4</u> 139	_	<u>15</u> 3
Весьма прочная	Более 100	<u>39,3</u> 118	4	<u>11,6</u> 43	_	<u>80</u> 16

Примечание. В числителе приведен процент попадания в каждой категории прочности, в знаменателе — количество испытаний Note. The numerator displays the percentage of hits in each strength category, and the denominator shows the number of tests

бесапанской свиты являются прочными породами, в откосах и горных выработках они ведут себя как устойчивые [5].

Граниты в зонах разломов сильнотрещиноватые, участками раздробленные, трещины заполнены каолином, кварцем, карбонатами, пиритом; раскрытие трещины иногда достигает 1 см, поэтому прочностные показатели пород здесь невысокие. Филлитовидные углеродисто-кремнистые сланцы и глиноподобные породы тасказганской свиты являются рудными и рудовмещающими образованиями. Их прочностные показатели, кроме глиноподобных пород, изменяются в больших пределах: сопротивление сжатию от 2 до 250, в некоторых образцах до 300 мПа; предел прочности пород при сколе — от 0,6 до 250 мПа, в некоторых образцах до 300 мПа; предел прочности пород при сколе — от 0,6 до 25 мПа, единичные результаты — 0,3–30,0 мПа и более. Среди этих разновидностей самыми изменчивыми по прочности являются филлитовидные сланцы, особенно в зонах дробления. При обнажении во влажном состоянии они растрескиваются, а при разгрузке (керновые образцы) довольно быстро расслаиваются на отдельные куски. Расслоение в первой декаде происходит интенсивно и составляет 4 куска на 1 пог. м керна, в следующей декаде — 1–2 куска. Начиная с третьей декады, наблюдается разрушение пород на мелкие куски. В неизмененном, практически сухом состоянии они очень крепкие, процесс расслоения в них не наблюдается, а выветривание протекает очень медленно. Прочностные показатели глиноподобных пород намного ниже, чем для других разновидностей и значительно не изменяются. Временное сопротивление сжатию в естественном состоянии варьирует от 3,2 до 23,2 мПа. При водонасыщении их прочность снижается в 2 раза и более. Предел прочности при сколе изменяется от 1,4 до 6,9 мПа. Углеродисто-кремнистые сланцы среди других разновидностей пород тасказганской свиты по прочности занимают второе место после песчаников. При испытаниях на прочность параллельно слоистости предел прочности на сжатие получен в 1,4-1,6 раза ниже, чем перпендикулярно к насыщению. Поэтому горные выработки, проходящие параллельно слоям углеродисто-кремнистых сланцев, менее устойчивы, чем перпендикулярно к ним [6].

По значениям временного сопротивления пород сжатию выделяется пять категорий прочности (таблица). Слабопрочные породы имеют менее 10 мПа, раздробленные, сильноизмененные, перемятые, на бортах карьеров или горных выработках без крепления они разрушаются (отслаиваются). К этой группе в основном относятся глиноподобные породы и филлитовидные сланцы (80 и 34,5 %), их значения временного сопротивления одноосному сжатию составляют менее 10 мПа.

Низкопрочные породы (б_{сж} = 10–30 мПа) сильнотрещиноватые, измененные, мелкообломочные, структурные связи почти отсутствуют, на бортах карьеров их необходимо предварительно закрепить или выполаживать откосы, в горных выработках требуется сплошное анкерное крепление. К этой категории в основном относятся филлитовидные сланцы, у которых 45 % образцов имеет прочность 10–30 мПа, углеродисто-кремнистые сланцы и глиноподобные породы (20 %).

Прочные породы (6_{сж} = 30–50 мПа) трещиноватые, большинство развитых в них трещин залечено кальцитом и другими минералами. Сравнительно низкая прочность получается не за счет трещиноватости или измененности пород, а за счет текстурных форм и структурных связей. Без соприкосновения с водой в горных выработках они устойчивы, при замачивании теряют устойчивость. Среди прочных пород преобладают углеродисто-кремнистые сланцы (около 25 % из общего числа определений), предел прочности на сжатие — 30–50 мПа.

Высокопрочные породы (б_{сж} = 50–100 мПа) слаботрещиноватые, крупнообломочные, в горных выработках в основном устойчивые, при неблагоприятном расположении систем зияющих трещин по отношению к горным выработкам образуются вывалы и обрушения. К этой категории отнесены граниты (40 %), углеродисто-кремнистые сланцы (40 %), другие разновидности (песчаники и филлитовидные сланцы).

Весьма прочные породы (б_{сж} = более 100 мПа) массивные, практически нетрещиноватые, в горных выработках устойчивые, разработка и проведение по ним горных выработок осуществляются взрывным способом. К этой категории в основном относятся прочные песчаники (80 %) и граниты (39,3 %). Таким образом, граниты, филлитовидные и углеродисто-кремнистые сланцы имеют различную прочность. Они более или менее относятся ко всем пяти выделенным категориям прочности. Глиноподобные породы имеют слабую прочность и относятся к слабым и низкопрочным, а песчаники, наоборот, к весьма прочным и высокопрочным категориям. Такие изменения прочности можно проследить в пределах одного горизонта, скважины или всего месторождения, т. е. независимо от площади и глубины распространения пород.

Таким образом, структурно-тектонические характеристики Центральных Кызылкумов влияют в основном на расположение разрывных нарушений относительно вскрытой поверхности бортов карьеров и степень структурно-тектонической расчлененности массива и прочностных показателей пород по трещинам и их заполнителям. Самыми неблагоприятными инженерно-геологическими условиями в отношении устойчивости месторождений являются углы наклона разрывных нарушений и падения пластов, близкие к углам заложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Инженерно-геологические исследования разведочных горных выработок месторождений, расположенных в южной гряде Тамдытау, в пределах Ауминза-Бельтауского, Ауминзатауского горных массивов позволили сделать вывод, что на всех месторождениях формируются аналогичные типы деформации. Места формирования их приурочены к разрывным нарушениям и контактам литологических разностей пород, заполненных глинкой трения. Объемы и интенсивность развития процессов на месторождениях, расположенных в южной гряде Тамдытау и Ауминза-Бельтау, значительнее, чем Ауминзатау, так как здесь разломы обводнены.

Рудные месторождения Центральных Кызылкумов приурочены к горным массивам, структура рудных полей определяется сочетанием складчатых дислокаций с дизъюнктивными нарушениями, осложненными дополнительными пликативными дислокациями, выражающимися в развитии пологих перегибов слоев. Среди широко развитых на рудном поле разрывных нарушений по масштабности по отношению к пликативным структурам выделяются две крупные группы: региональные разрывные структуры, пересекающие всю площадь рудного поля и уходящие далеко за его пределы; разрывы местного характера, развитые в основном в сводовой части на крыльях регионального разлома и имеющие различные размеры и направления.

Главная черта рудовмещающей толщи — пестрота переслаивания пород, неравномерное проявление в них вторичных изменений различия физико-механических свойств, которые усложняют инженерногеологические условия разработки месторождения.

список источников

1. Некоторые вопросы механизма развития обвальнопровальных обрушений (на примере отдельных рудных объектов месторождений Узбекистана) / А. М. Ахунжанов [и др]. // Разведка и охрана недр. 2022. № 3. С. 46–51.

2. Ахунжанов А. М., Курбанов Э. Ш., Хуррамов М. П. Роль литолого-тектонических условий в формировании инженерно-геологических процессов при отработке месторождений в Центральных Кызылкумах // Вестник НУУз. 2023. № 3/1/1. С. 212–214.

3. Особенности гидрогеологических и инженерногеологических условий месторождений Южно-Узбекистанского горнорудного района / Э. Ш. Курбанов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2023. № 96. С. 27– 36. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2023_96_27-36.

4. Мирасланов М. М. Инженерная геология, гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых Узбекистана. Ташкент : ГП «Институт ГИДРОИНГЕО», 2011. 228 с.

 Физико-механические свойства горных пород рудных месторождений Узбекистана / Ф. М. Арипова [и др.]. Ташкент : ГП «Институт ГИДРОИНГЕО», 2006. 223 с.

6. Мирасланов М. М., Закиров М. М. Инженерно-геологические процессы, развитые на месторождениях твердых полезных ископаемых Узбекистана: оценка и прогноз. Ташкент : ГП «Институт ГИДРОИНГЕО», 2015. 166 с.

Элбой Шавкатович Курбанов

Доктор философии геолого-минералогических наук (PhD), заведующий лабораторией

ГУ «Институт гидрогеологии и инженерной геологии», Университет геологических наук Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

https://orcid.org/0000-0003-3017-4696 Scopus Author ID 58951834500 elboy.qurbonov@mail.ru Вскрышные толщи в основном крепкие, прочные, но наличие прослоев слабых пород, углистоглинистых сланцев и глинки трения мощностью от нескольких миллиметров до 10–15 см в сочетании с тектоническими нарушениями снижают прочность массива. Установлены закономерности изменения физико-механических свойств пород в зависимости от тектонической нарушенности, трещиноватости и по степени измененности: массивные и слаботрещиноватые породы имеют очень высокую прочность — более 100 мПа; в сильнотрещиноватых и раздробленных породах прочность уменьшается соответственно от 30 до 40 %; от 40 до 70 %; окварцованные повышают прочность до 25 %.

По величинам временного сопротивления пород на сжатие выделено пять категорий прочности: слабая ($6_{cw} = 10 \text{ м}\Pi a$); низкопрочная ($6_{cw} = 10-30 \text{ м}\Pi a$); прочная ($6_{cw} = 30-50 \text{ м}\Pi a$); высокопрочная ($6_{cw} = 50-100 \text{ м}\Pi a$) и весьма прочная ($6_{cw} = 100 \text{ м}\Pi a$).

Таким образом, на основе результатов комплексного анализа условий и факторов, вызывающих инженерно-геологические осложнения, определен комплекс структурно-тектонических, физико-механических, гидрогеологических осложнений на шахтах и карьерах региона.

REFERENCES

1. Some issues of the mechanism for the development of landslide collapses (on the example of individual ore facilities in Uzbekistan / A. M. Akhunzhanov [et al.]. *Prospect and Protection of Mineral Resources*. 2022; (3): 46–51. (In Russ.).

2. Akhunzhanov A. M., Kurbanov E. Sh., Khurramov M. P. The role of lithological and tectonic conditions in the formation of geotechnical processes during the development of deposits in the Central Kyzylkum region. *News of the NUUz.* 2023; (3/1/1): 212–214. (In Uzb.).

3. Hydrogeological and engineering-geological conditions of deposits of the South Uzbekistan mining district / E. Sh. Kurbanov [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2023; (96): 27–36. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2023_96_27-36. (In Russ.).

4. Miraslanov M. M. Engineering geology, hydrogeology of deposits of solid mineral deposits in Uzbekistan. Tashkent: SE "Institute GIDROINGEO"; 2011. 228 p. (In Russ.).

5. Physical and mechanical properties of rocks of ore deposits in Uzbekistan. Tashkent: SE "Institute GIDROINGEO"; 2006. 223 p. (In Russ.).

6. Miraslanov M. M., Zakirov M. M. Engineering-geological processes developed at solid mineral deposits in Uzbekistan: Assessment and forecast. Tashkent: SE "Institute GIDROINGEO"; 2015. 166 p. (In Russ.).

Elboy Sh. Kurbanov

PhD (Geology and Mineralogy), Head of Laboratory

SE "Institute of Hydrogeology and Engineering Geology", University of Geological Sciences, Tashkent, Uzbekistan

https://orcid.org/0000-0003-3017-4696 Scopus Author ID 58951834500 elboy.qurbonov@mail.ru

Алимжан Махмуджанович Ахунжанов

Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

ГУ «Институт гидрогеологии и инженерной геологии», Университет геологических наук Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

https://orcid.org/0009-0002-1254-6935 axunjanovolimjon@gmail.com

Сарвар Рустамович Усманов

Докторант, младший научный сотрудник

ГУ «Институт гидрогеологии и инженерной геологии», Университет геологических наук Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

https://orcid.org/0009-0003-7371-4055

Alimzhan M. Akhunzhanov

PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher

SE "Institute of Hydrogeology and Engineering Geology", University of Geological Sciences, Tashkent, Uzbekistan

https://orcid.org/0009-0002-1254-6935 axunjanovolimjon@gmail.com

Sarvar R. Usmanov

PhD candidate, Junior Researcher

SE "Institute of Hydrogeology and Engineering Geology", University of Geological Sciences, Tashkent, Uzbekistan

https://orcid.org/0009-0003-7371-4055

Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов. Вклад авторов: Курбанов Э. Ш. — концепция исследования, Ахунжанов А. М. — развитие методологии, Усманов С. Р. — написание исходного текста.

Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest. Contribution of the authors: Kurbanov E. Sh. — research concept, Akhunzhanov A. M. — methodology development, Usmanov S. R. — writing the draft.

Статья поступила в редакцию 26.02.2024 Одобрена после рецензирования 04.09.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 26.02.2024 Approved after reviewing 04.09.2024 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ІМЕТАLLО G Е N Y

Научная статья

УДК 553.411.078(571.5/.6) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_100-107

Металлогения золота приамурского отрезка зоны влияния Байкало-Амурской магистрали

В. А. Степанов¹, А. В. Мельников²

¹Научно-исследовательский геотехнологический центр Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия, vitstepanov@yandex.ru[⊠]

²Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук, Благовещенск, Россия

Аннотация. Проанализирована история открытия и освоения золоторудных месторождений и россыпей Приамурья, начиная с присоединения его к России в 1858 г. С 1868 г. и до строительства Байкало-Амурской магистрали добыча золота велась преимущественно из россыпей. К концу ХХ в. россыпи были значительно истощены. Для повышения уровня золотодобычи возникла необходимость в выявлении и эксплуатации золоторудных месторождений. Начало строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали существенно ускорило этот процесс. Рассмотрено влияние строительства Байкало-Амурской магистрали на развитие инфраструктуры Амурской области и усиление геологоразведочных работ на рудное золото, что привело к выявлению новых золоторудных месторождений (Покровское, Пионер, Бамское, Соловьевское и др.) и переоценке уже известных (Березитовое, Маломыр, Албын и др.). Показано, что за счет эксплуатации золоторудных месторождений значительно выросла общая добыча золота в Амурской области. Рассмотрены полученные после строительства Байкало-Амурской магистрали новые данные о геолого-структурной позиции и возрасте золоторудных месторождений, которые позволили выделить на территории Амурской области Приамурскую золотоносную провинцию. Установлены закономерности размещения в провинции металлогенических зон, рудно-россыпных узлов, золоторудных месторождений и россыпей.

Metallogeny of gold in the Amur River section of the Baikal-Amur Mainline zone of influence

V. A. Stepanov¹[™], A. V. Melnikov²

¹Research Geotechnological Center, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, vitstepanov@yandex.ru^{Sell} ²Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia

Abstract. The paper analyzes the history of discovering and developing gold ore deposits and placers of the Amur River region since its annexation to Russia in 1858. From 1868 until the Baikal-Amur Mainline construction, gold was mined mainly from placers. The end of the 20th century marked the significant depletion of placers. An increase in the gold mining level required identifying and operating gold ore deposits. The beginning of the Baikal-Amur Railway construction substantially expedited this process. The influence of the Baikal-Amur Mainline construction on developing the Amur Region infrastructure and intensifying geological exploration

Ключевые слова: Байкало-Амурская магистраль, золоторудное месторождение, россыпь, рудно-россыпной узел, металлогеническая зона, Приамурская провинция

Для цитирования: Степанов В. А., Мельников А. В. Металлогения золота приамурского отрезка зоны влияния Байкало-Амурской магистрали // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 100–107. https://doi.org/10.52349/ 0869-7892_2025_101_100-107

Original article

UDC 553.411.078(571.5/.6) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_100-107



© В. А. Степанов, А. В. Мельников, 2025

Keywords: Baikal-Amur Mainline, gold deposit, placer, ore-placer cluster, metallogenic zone, Amur River Province

For citation: Stepanov V. A., Melnikov A. V. Metallogeny of gold in the Amur River section of the Baikal-Amur Mainline zone of influence. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 100–107. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_100-107

for ore gold led to identify new gold ore deposits (Pokrovsk, Pioneer, Bam, Solovyovsk, etc.) and reassess the already known ones (Berezit, Malomyr, Albyn, etc.). The gold ore deposits operation resulted in a considerable rise in the total gold production in Amur Region. The Baikal-Amur Mainline construction produced new data on the geological and structural position, and age of gold ore deposits, which identified the Amur River gold-bearing province in Amur Region. There were established patterns of placing metallogenic zones, ore-placer clusters, gold ore deposits, and placers in the province.

введение

Строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали в период 1974–1984 гг. оказало существенное влияние на развитие инфраструктуры и горнодобывающей промышленности, в первую очередь на добычу золота в Приамурье. С этого момента в Амурской области был открыт ряд золоторудных месторождений (Покровское, Пионер, Бамское, Соловьевское и др.), которые впоследствии были введены в эксплуатацию и послужили основой золотодобывающей промышленности. Изменение инфраструктуры стало также стимулом для доразведки и эксплуатации выявленных ранее месторождений. Изучение новых месторождений предопределило существенную корректировку представлений о металлогении золота и выделение единой Приамурской золотоносной провинции, возникшей в результате позднемезозойского этапа коллизионных процессов на южной окраине Сибирского кратона.

В статье рассматривается история открытия и освоения золоторудных месторождений и россыпей Приамурья от открытия Байкало-Амурской железнодорожной магистрали до настоящего времени.

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ОСВОЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РОССЫПЕЙ ПРИАМУРЬЯ

Недра Амурской области славились своей золотоносностью задолго до присоединения территории левого берега р. Амур к Российской империи. Недаром Айгунский договор между империей Цин и Россией был составлен золотопромышленником Р. А. Черносвитовым и подписан в 1858 г. генералгубернатором Н. Н. Муравьевым (впоследствии Муравьев-Амурский). Добыча россыпного золота началась в 1868 г., через 10 лет после заключения договора, рудного — значительно позднее, в 1890 г. на месторождении Джалиндинское (Кировское).

На 01.01.2021 г. в Амурской области добыто около 1200 т золота (рис. 1). Сначала общая добыча золота постепенно росла от 0,8 т в 1868 г. до 8,3 т в 1908 г. Далее до 1918 г. она снижалась до 4,5 т в год. Резкий спад производства золота произошел в послереволюционное время (1919–1921 гг. до 1 т в год и менее). Далее добыча постепенно увеличивалась от 2–3 до 3–4 т в год в довоенные и первые послевоенные годы. Значительный рост отмечался в 1940–1942 гг. — до 9,1 т в 1941 г. К концу XX в. объемы добычи выросли с 4–5 т в 1950-е гг. и 6 т в 1960-е гг. до 10–12 т. Резкий рост общей золотодобычи начался в XXI в. — с 12,4 т в 2001 г. до максимальной в 31,0 т в 2013 г. Это произошло за счет введения в строй ряда золоторудных месторождений. До 2023 г. сохраняется высокая золотодобыча на уровне 22–28 т в год.

В 1968–2001 гг. добыча золота в Приамурье велась преимущественно из россыпей. Месторождения рудного золота начали разрабатывать с 1890 г., но доля рудного золота в общем балансе золотодобычи до 2001 г. была не велика. Небольшой пик золотодобычи в 1940-1942 гг. вызван началом эксплуатации Токурского золоторудного месторождения. Но с 2001 г. добыча рудного золота резко увеличивается, главным образом из месторождений Покровское, Пионер, Березитовое, Албын и Маломыр. В 2007 г. добыча рудного золота сравнялась с россыпным, а далее значительно превзошла его. Начиная с 2009 г., добыча золота из рудных месторождений превышает россыпную в 2-3 раза. На графике добычи россыпного и рудного золота появился Амурский золотой крест (рис. 2). Красным цветом показана добыча россыпного золота, зеленым рудного, синим — общая.

Добыча россыпного золота в XXI в. постепенно уменьшалась с 9,9 т в 2000 г. до 6,2 т в 2012 г. ввиду истощенности россыпей. Небольшой подъем до 8,75 т в 2018 г. носит, видимо, временный характер. Дальнейшее сохранение высокого уровня добычи золота в Приамурье, несомненно, будет полностью зависеть от эксплуатации рудных месторождений.

К моменту строительства Байкало-Амурской магистрали (далее — БАМ) россыпи золота были в значительной мере освоены и истощены. Поэтому встал вопрос о поисках и разведке новых золоторудных месторождений для увеличения сырьевой базы золота. Благодаря строительству БАМа были созданы условия для усиления геологосъемочных, поисковых и разведочных работ. Это привело к выявлению, начиная с 1970-х гг., ряда новых золоторудных месторождений. Одно из них было расположено в непосредственной близости от Байкало-Амурской магистрали и названо в ее честь — Бамское (табл. 1). По Бамскому месторождению опубликована монография [1].

После проведения комплекса поисковых и разведочных работ, на которые потребовалось несколько десятков лет, началась эксплуатация месторождений, продолжающаяся до настоящего времени. По количеству извлеченного золота два из них, Покровское и Пионер, отнесены к крупным, Анатольевское — к средним, остальные — к мелким. Кроме того, была проведена переоценка, доразведка и эксплуатация выявленных ранее золоторудных месторождений. Это добавило в казну страны еще более 120 т золота (табл. 2).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ПРИАМУРСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Новые сведения о геологическом строении, генезисе и возрасте, в том числе изотопном ряде золоторудных месторождений, выявленных или доразведанных после строительства БАМа, позволили с новых позиций подойти к металлогении золота Амурской области с выделением на ее территории Приамурской золотоносной провинции. На ранних стадиях изучения Дальнего Востока А. Е. Ферсман включал территорию Приамурья в состав Монголо-Охотского металлического пояса северо-восточного простирания, протягивающегося через Забайкалье и Приамурье до побережья Тихого океана [2]. Позднее Приамурскую металлогеническую область выделяет С. С. Смирнов [3]. Приамур-

ским сегментом Монголо-Охотского пояса называл площадь Амурской области С. Д. Шер [4], а Е. А. Радкевич — Приамурским сектором Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского пояса [5]. Через Приамурье, по мнению Г. П. Воларовича, проходил главный золотоносный пояс Дальнего Востока [6]. В пределах этого пояса разными исследователями выделялись три или четыре золотоносные провинции. Так, на территории Приамурья и южной части Якутии золотоносный пояс был представлен четырьмя золотоносными провинциями: Становой, Джагдинской, Буреинской и Алданской [7]. Затем здесь были выделены следующие провинции и металлогенические зоны: Становая провинция с Северостановой, Тукурингрской и Сугджарской зонами, Буреинская провинция с Северобуреинской и Туранской зонами и Джагдинская провинция с Соктаханской и Верхнеселемджинской зонами [8]. Г. И. Неронский считал, что на территории Приамурья расположены не провинции, а металлогенические области — Становая, Джагдинская и Буреинская, а в их пределах металлогенические зоны [9].

Возраст золотого оруденения оценивался отдельно для провинций. Сообщалось, что формирование



Рис. 1. Динамика добычи золота в Амурской области (1867–2023 гг.) Fig. 1. Dynamics of gold production in Amur Region (1867–2023)



Рис. 2. Амурский золотой крест

Fig. 2. Amur Golden Cross

Таблица 1

Золоторудные месторождения Приамурья, открытые в этап строительства Байкало-Амурской магистрали и последующие годы

Table 1. Gold ore deposits of the Amur River region discovered during the Baikal-Amur Mainline construction and subsequent years

№ п/п	Месторождение	Год открытия	Годы добычи	Количество добытого золота, т	Тип рудных тел	Среднее содержание золота, г/т
1	Покровское	1974	1993, 1999–2021	65,4	Минерализованная зона	4,4
2	Буринда	1975	2013-2015	0,73	Минерализованная зона	9,4
3	Пионер	1978	2008-2023	96,22	Минерализованная зона	1,6
4	Анатольевское	1978	2012-2014	13,2	Прожилковая зона	3,6
5	Бамское	1980	2000-2001	0,51	Минерализованная зона	4,1
6	Базовое	1984	2014–2020	10,0	Плащеобразный штокверк	0,9
7	Александра	2013	2014–2018	3,1	Минерализованная зона	1,47
8	Соловьевское	2014	2015-2023	8,72	Минерализованная зона	3,7
9	Катрин	2016	2018	0,8	Прожилковая зона	до 9,66
Итого			198,68			

Таблица 2

2			~
Зопотопулные местопожления вовлеченные в экспл	уатанию после строительс	тва Баикапо-А	мурской магистрали
Jonoropydible meeropondennin, bobile termble b stein	yaraqmo noche erpontende	. ibu bumuno m	hypenon mainerpann

Table 2. Gold ore deposits involved in the operation after the Baikal-Amur Mainline construction

№ п/п	Месторождение	Год открытия	Годы добычи	Количество добытого золота, т	Тип рудных тел	Среднее содержание золота, г/т
1	Березитовое (Константиновское)	1932	2007–2023	38,26	Минерализованная зона	3,0
2	Албын	1941–1942	2012-2023	42,25	Залежь метасоматитов	2,62
3	Маломыр	1966	2010-2023	46,51	Минерализованная зона	2,3
4	Кварцитовое	1966	2014–2020	6,9	Минерализованная зона	2,4
5	Желтунак	1973	2015-2018	10,3	Минерализованная зона	1,2–104
Итого				144,22		

золотого оруденения Становой и Буреинской провинций происходило в мезозое, точнее — в раннем мелу. Начало рудообразования в Джагдинской провинции было отнесено к герцинскому времени, но пик формирования золотого оруденения пришелся на позднеюрскую эпоху. Исключение составлял Сутарский золотоносный район Джагдинской провинции, где возраст золотого оруденения трактовался как раннепалеозойский [8].

Каждой провинции отвечали крупные геоблоки — Алдано-Становой, Амурский и Монголо-Охотский соответственно. Геоблоки разделены крупными региональными разломами. Северо-Тукурингрский разлом разделял Алдано-Становой и Монголо-Охотский геоблоки, а Южно-Тукурингрский — Монголо-Охотский и Амурский. На первый взгляд, это деление имело определенный смысл, так как каждому геоблоку соответствовала отдельная провинция.

Однако вскоре после строительства БАМа появились статистические данные о наличии на территории Амурской области единого Верхне-Амурского максимума золотого оруденения и россыпей, объединяющего все ранее выделенные провинции [10]. Позднее были получены результаты изотопного возраста ряда золоторудных месторождений (Снежинка, Бамское, Покровское, Кировское, Токур, Ворошиловское, Золотая Гора и др.), полученные Rb-Sr методом в лаборатории изотопной геологии Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского [11]. Они указывали на мезозойский, преимущественно меловой возраст золотого оруденения. Впоследствии на позднемезозойский, преимущественно раннемеловой изотопный возраст золоторудных месторождений Приамурья указывали и другие исследователи (И. В. Бучко, А. Ю. Кадашникова, А. В. Мельников, А. А. Сорокин, Н. С. Остапенко и др.).

Затем появились геолого-структурные и металлогенические данные, свидетельствующие наряду с перечисленными сведениями о наличии единой Приамурской золотоносной провинции с ярко выраженной золотой специализацией, в которой развито оруденение мезозойского, преимущественно мело-

вого возраста [12]. Позднее наличие провинции признал академик В. Г. Моисеенко [13]. Под Приамурской провинцией понималась крупная геологическая структура площадью около 400 тыс. км², протянувшаяся в юго-восточном направлении на расстояние около 900 км вдоль хребтов Тукурингра и Джагды на левобережье среднего течения р. Амур. Эта структура представляет собой область проявления позднемезозойской коллизии геоблоков юго-восточного обрамления Сибирского кратона, Амурского композитного массива и Монголо-Охотской складчатой системы с разделяющими их Северо-Тукурингрским и Южно-Тукурингрским разломами подкорового заложения. Коллизия сопровождалась позднемезозойской интрузивной и вулканической деятельностью и формированием золоторудных месторождений. Золотое оруденение было наложено на блоковую матрицу. В более позднее, преимущественно четвертичное время за счет разрушения золотой минерализации были образованы россыпи золота. Наблюдается зональность распределения золотого оруденения и россыпей: наиболее богатые россыпи и продуктивные золоторудные месторождения располагаются в приядерной, центральной части провинции, а более бедные — на ее периферии. Эта зональность прямо указывает на единство провинции (рис. 3).

В провинции выделено девять металлогенических зон, в которых сосредоточено 80 рудно-россыпных узлов. Количество добытого рудного и россыпного золота в них колеблется в широких пределах, достигая первых сотен тонн. По сумме добытого рудного и россыпного золота выделены высоко- (добыто более 50 т), средне- (10–50 т) и низкопродуктивные (менее 10 т) узлы. Наиболее продуктивные из них приурочены к Джелтулакской, Янканской, Джагды-Селемджинской и Северо-Буреинской металлогеническим зонам, слагающим центральную, приядерную часть провинции. В периферических металлогенических зонах преобладают рудно-россыпные узлы с низкой продуктивностью.

Золоторудные месторождения начали эксплуатировать с 1890 г. До настоящего времени из них



Рис. 3. Металлогенические зоны и центры рудной золотодобычи в Приамурской золотоносной провинции

1-3 — геоблоки: 1 — Алдано-Становой, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Амурский; 4 — региональные разломы (S — Становой, NT — Северо-Тукурингрский, ST — Южно-Тукурингрский, SL — Селемджинский, WT — Западно-Туранский, Kh — Хинганский); 5 — золоторудные месторождения с существенной добычей золота и их номера: a — крупные с добычей более 50 т (16 — Покровское, 18 — Пионер), b — средние с добычей 10–50 т (8 — Березитовое, 9 — Токур, 10 — Албын, 13 — Маломыр, 15 — Желтунак, 19 — Анатольевское), с — мелкие с добычей менее 10 т (1 — Кировское, 2 — Харгинское, 3 — Успеновское, 4 — Золотая Гора, 5 — Сагурское, 6 — Ворошиловское, 7 — Унгличикан, 11 — Ясное, 12 — Одолго, 14 — Кварцитовое, 17 — Буриндинское, 20 — Бамское, 21 — Базовое, 22 — Александра, 23 — Соловьевское, 24 — Катрин);
6 — границы центров рудной золотодобычи (A — Соловьевский, B — Гонжинский, C — Токурский); 7 — границы металлогенических зон (1 — Ожно-Якутская, III — Северо-Становая, III — Джелтулакская, IV — Янканская, V — Джагды-Селемджинская, VI — Северо-Буреинская, VI — Чагоян-Быссинская, VIII — Туранская, IX — Восточно-Буреинская); 8 — контур Приамурской провинции; 9 — граница Амурской области

Fig. 3. Metallogenic zones and centers of ore gold mining in the Amur River gold-bearing province

1-3 — geoblocks: 1 — Aldan-Stanovoy, 2 — Mongol-Okhotsk, 3 — Amur; 4 — regional faults (S — Stanovoy, NT — North Tukuringra, ST — South Tukuringra, SL — Selemdzhinsk, WT — West Turansk, Kh — Khingansk); 5 — gold ore deposits with significant gold production and their numbers:
a — large with production over 50 t (16 — Pokrovsk, 18 — Pioneer), b — medium with production of 10–50 t (8 — Berezit, 9 — Tokur, 10 — Albyn, 13 — Malomyr, 15 — Zheltunak, 19 — Anatolyevsk), c — small with production of less than 10 t (1 — Kirov, 2 — Kharga, 3 — Uspenovka, 4 — Zolotaya Gora, 5 — Sagur, 6 — Voroshilov, 7 — Unglichikan, 11 — Yasnoye, 12 — Odolgo, 14 — Quartzite, 17 — Burinda, 20 — Bam, 21 — Baza, 22 — Alexandra, 23 — Solovyovsk, 24 — Katrin); 6 — boundaries of ore gold mining centers (A — Solovyovsk, B — Gonzha, C — Tokur); 7 — boundaries of metallogenic zones (I — South Yakutsk, II — North Stanovoy, III — Jeltulak, IV — Yankan, V — Dzhagdy-Selemdzha, VI — North Bureya, VII — Chagoyan-Byssa, VIII — Turansk, IX — East Bureya); 8 — outline of the Amur River province; 9 — border of Amur Region

добыто более 360 т золота. За это время возникли три исторически сложившихся района добычи рудного золота — Соловьевский, Гонжинский и Токурский, в которых производилась добыча более 90 % рудного золота. Они приурочены к тем же металлогеническим зонам, что и наиболее продуктивные рудно-россыпные узлы, фиксируя эпицентры крупных региональных аномалий золота в центральной части Приамурской провинции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования установлено, что строительство Байкало-Амурской магистрали привело не только к развитию инфраструктуры Амурской области, но и к значительной

список источников

1. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия) / гл. ред. В. Г. Моисеенко. Владивосток : Дальнаука, 1998. 208 с.

2. Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс // Поверхность и недра. 1926. Т. IV, № 3. С. 8–10.

3. Смирнов С. С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР // Природа. 1946. № 2. С. 52–60.

4. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М. : Недра, 1974. 256 с.

5. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М. : Наука, 1977. 176 с.

6. Воларович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 7–35.

7. Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток : Дальнаука, 1996. 352 с.

 Эйриш Л. В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток : Дальнаука, 2002. 193 с.

 Неронский Г. И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск, 1998. 320 с.

10. Мельников В. Д. Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Благовещенск, 1995. 58 с.

11. Степанов В. А. Этапы формирования и генезис золоторудных месторождений Приамурья // Доклады академии наук. 2005. Т. 403, № 1. С. 83–87.

12. Степанов В. А. Золото и ртуть Приамурской провинции // Доклады академии наук. 1998. Т. 358, № 6. С. 810–813.

13. Моисеенко В. Г., Степанов В. А. Приамурская золотоносная провинция Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток : Дальнаука, 2008. С. 131–145.

Виталий Алексеевич Степанов

Доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ, главный научный сотрудник

Научно-исследовательский геотехнологический центр Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

https://orcid.org/0000-0002-7028-3662 Scopus Author ID 56251715500 ResearcherID J-7306-2024 SPIN-код РИНЦ 6764-5920 vitstepanov@yandex.ru активизации геологоразведочных работ на золото, в результате которой были выявлены новые и доразведаны известные ранее золоторудные месторождения. За счет эксплуатации золоторудных месторождений значительно выросла суммарная добыча золота в Амурской области.

Появление новых данных о геолого-структурной позиции, металлогенической специализации и возрасте рудных месторождений определили выделение на территории Амурской области Приамурской золотоносной провинции. Под этой провинцией понимается крупная зона коллизионного сочленения южной окраины Сибирского кратона и Амурского композитного массива с «зажатой» между ними Монголо-Охотской складчатой системой. В пределах провинции выделен ряд металлогенических зон, в которых сконцентрированы десятки рудно-россыпных узлов.

REFERENCES

1. Bam gold deposit (geology, mineralogy, and geochemistry) / Ed. V. G. Moiseenko. Vladivostok: Dalnauka; 1998. 208 p. (In Russ.).

2. Fersman A. E. Mongol-Okhotsk metal belt. *Surface and subsoil*. 1926; IV (3): 8–10. (In Russ.).

3. Smirnov S. S. Pacific ore belt within the USSR. *Priroda*. 1946; (2): 52–60. (In Russ.).

4. Sher S. D. Metallogeny of gold (Eurasia, Africa, South America). Moscow: Nedra; 1974. 256 p. (In Russ.).

5. Radkevich E. A. Metallogenic provinces of the Pacific ore belt. Moscow: Nauka; 1977. 176 p. (In Russ.).

6. Volarovich G. P. Types of gold deposits and patterns of their placement in the Far East. *Gold ore formations of the Far East.* Moscow: Nauka; 1969. P. 7–35. (In Russ.).

7. Moiseyenko V. G., Eirish L. V. Gold-ore deposits of the Russian Far East. Vladivostok: Dalnauka; 1996. 352 p. (In Russ.).

8. Eirish L. V. Metallogeny of gold in the Amur region (Amur region, Russia). Vladivostok: Dalnauka; 2002. 193 p. (In Russ.).

9. Neronsky G. I. Typomorphism of gold in the priamurye deposits. Blagoveshchensk; 1998. 320 p. (In Russ.).

10. Melnikov V. D. Anomalies of gold potential of the Upper Amur region: Abstract of the PhD dissertation (Geology and Mineralogy). Blagoveshchensk; 1995. 58 p. (In Russ.).

11. Stepanov V. A. Formation stages and genesis of gold deposits in the Amur region. *Doklady Earth Sciences*. 2005; 403 (5): 692–695.

12. Stepanov V. A. Gold and mercury of the Amur River province. *Reports of the Academy of Sciences*; 1998; 358 (6): 810–813. (In Russ.).

13. Moiseenko V. G., Stepanov V. A. The Amur River goldbearing province of the Pacific ore belt. *Pacific ore belt: Materials of new research*. Vladivostok: Dalnauka; 2008. P. 131–145. (In Russ.).

Vitaliy A. Stepanov

DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Honored Scientist of Russia, Chief Researcher, Research Geotechnological Center

Research Geotechnological Center, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

https://orcid.org/0000-0002-7028-3662 Scopus Author ID 56251715500 ResearcherID J-7306-2024 RSCI SPIN-code 6764-5920 vitstepanov@yandex.ru

Антон Владимирович Мельников

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук, Благовещенск, Россия

https://orcid.org/0000-0002-5193-2938 SPIN-код РИНЦ 6087-4614 melnikov_anton1972@mail.ru

Anton V. Melnikov

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher

Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia

https://orcid.org/0000-0002-5193-2938 RSCI SPIN-code 6087-4614 melnikov_anton1972@mail.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article. Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 02.10.2024 Одобрена после рецензирования 07.11.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 02.10.2024 Approved after reviewing 07.11.2024 Accepted for publication 20.03.2025
REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ДИСКУССИЯ І DISCUSSION

Научная статья

УДК 551.7(084.2)"621.34"(470.23) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_108-133

Стратиграфия опорного разреза кундаского и азериского горизонтов среднего ордовика реки Лава (Южное Приладожье)

Г.С.Искюль⊠

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, geo-iskyul@yandex.ru

Аннотация. Приводится послойное описание и новая версия литостратиграфического расчленения опорного разреза кундаского и азериского горизонтов среднего ордовика на р. Лава. Обуховская свита (кундаский горизонт) подразделена на вокаскую, лавскую, ильинскую, чернавинскую и симанковскую пачки. Первые две пачки общие с более западными («лообускими») разрезами Балтийско-Ладожского глинта, остальные — с более восточными («обуховскими»). Лавская пачка является новым подразделением, введенным вместо утриаской пачки, имеющей исходно меньший объем и другой принцип выделения. Верхний «чечевичный слой» не выделяется как самостоятельное подразделение и рассматривается как локальная «фация» чернавинской и низов симанковской пачек, с появлением которой может резко возрастать глинистость известняков. Дубовикская свита (азериский горизонт) представлена кавринской, мельницкой, суосаариской и жихаревской пачками, низы порожско-валимской свиты (верхи азериского и низы ласнамягиского горизонтов) — перевельской пачкой (новое название). Кавринская пачка развита только на востоке глинта (в Южном Приладожье) и замещается к западу более карбонатной саксоловской пачкой. Мельницкая-перевельская пачки являются общими для большей части Ингерманландского глинта. На основе сравнения с опорным разрезом р. Лава предлагается уточнение и детализация стратиграфических разбивок пяти скважин Путиловской возвышенности в интервале биллингенского-азериского горизонтов.

Key section stratigraphy of the Middle Ordovician Kunda and Aseri stages of the Lava River (south of the Lake Ladoga region)

G. S. Iskül⊠

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, geo-iskyul@yandex.ru

Abstract. The paper proposes a bed-by-bed description and new lithostratigraphic classification of the Middle Ordovician Kunda and Aseri stages of the Lava River. The Obukhovo Formation (Kunda Stage) includes the Voka, Lava, Il'yinskoye, Chernavino, and Simankovo members. The first two are also common in more western sections of the Baltic-Ladoga Klint (Loobu type), the others — with the eastern sections (Obukhovo type). The Lava Member is a new subdivision introduced to replace the Utria Member, which initially had a smaller volume and different identification principle. The upper "Oolite Bed" is not considered as an independent unit and refers to a local "facies" of the Chernavino Member and Lower Simankovo Member; with its appearance, the clay content of limestone can increase sharply. The Duboviki Formation (Aseri Stage) includes the Kavra, Mel'nitsa, Suosaari, and Zhikharevo

Ключевые слова: ордовик, карбонатные отложения, стратиграфия, трилобиты, брахиоподы, Балтийско-Ладожский глинт, река Лава

Для цитирования: Искюль Г. С. Стратиграфия опорного разреза кундаского и азериского горизонтов среднего ордовика реки Лава (Южное Приладожье) // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 108–133. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2025_101_108-133

Original article

UDC 551.7(084.2)"621.34"(470.23) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_108-133

Keywords: Ordovician, carbonate deposits, stratigraphy, trilobites, brachiopods, Baltic-Ladoga Klint, Lava River



© Г. С. Искюль, 2025

For citation: Iskül G. S. Key section stratigraphy of the Middle Ordovician Kunda and Aseri stages of the Lava River (south of the Lake Ladoga region). *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 108–133. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_108-133

members; the Lower Porogi-Valim Formation (top of the Aseri Stage and lower part of the Lasnamägi Stage) has the new Perevelje Member. The Kavra Member is developed only in the east of the Klint (south of the Lake Ladoga region) and the more carbonate Saksolovo Member replaces it to the west. The Mel'nitsa-Perevelje members are distributed over most of the Ingermanland Klint. A reinterpretation of the stratigraphy of five drillholes in the Putilovo Upland was carried out based on their correlation with the key section of the Lava River.

введение

Отложения нижнего-среднего ордовика в Южном Приладожье обнажаются в долинах рек и ручьев, пересекающих крутой северный склон Путиловской возвышенности, так называемый Балтийско-Ладожский глинт. Южнее глинта ордовикские отложения могут изучаться лишь посредством скважин, коих на этой территории в 50-60-х гг. XX в. пробурено несколько десятков [1]. К сожалению, керн этих скважин утрачен, а биостратиграфические и литологические данные, сохранившиеся в геологических отчетах, не отвечают современным требованиям детальности и точности. Поэтому они не могут быть использованы для решения стратиграфических задач без предварительного тщательного анализа и переинтерпретации. Основу для переинтерпретации дают опорные обнажения.

Опорный разрез нижнего-среднего ордовика западной и центральной частей Путиловской возвышенности обнажен в долине р. Лава [2–5]. Его карбонатная часть представлена биллингенским, волховским, кундаским, азериским и ласнамягиским (нижняя часть) горизонтами. Целью работы является комплексная стратиграфическая характеристика кундаско-азериской части этого разреза с упором на литостратиграфический аспект. Последний обусловлен, во-первых, особенностями карбонатного разреза (полициклическим строением, латеральной выдержанностью слоевых единиц), во-вторых ограниченными возможностями биостратиграфии в скважинах. Так, существующие зональности по бентосным (трилобиты, брахиоподы) и пелагическим (конодонты, граптолиты) группам могут быть использованы главным образом для расчленения обнажений, где есть возможность проработки больших объемов пород и отбора больших проб. Поэтому разработка местных «литостратиграфических стандартов» представляется актуальной. Комплексное изучение таких разрезов дает ключ не только к переинтерпретации старых буровых данных, но и основу для стратиграфического анализа будущих скважин.

В работе приводятся переработанные данные по кундаской части разреза, изложенные ранее [2], и новые данные — по азериской части. Предлагаемое здесь литостратиграфическое расчленение в той или иной степени отличается от вариантов предшественников [5; 6] и базируется на циклостратиграфическом подходе к проведению границ литостратонов. Так, ордовикская карбонатная серия Восточной Балтоскандии представляет собой полициклическое чередование карбонатных и сравнительно мергелистых литологических тел разной мощности (дециметры-первые метры), выдержанных на расстоянии в десятки-первые сотни километров. Эти тела, как правило, обладают резкими границами (поверхности затопления и обмеления) и являются естественной основой для выделения литостратонов различного ранга. Литологическая однородность тел может нарушаться с появлением «фации» железистых оолитов, которой обычно сопутствуют повышенная глинистость и ряд других особенностей. Наиболее ярко такие изменения выражены в нижнем «чечевичном слое» (далее — НЧС). Напротив, в верхнем «чечевичном слое» (далее — ВЧС) эти изменения выражены намного слабее и проявлены более локально, что позволяет прослеживать литологические единицы на этом уровне вне зависимости от наличия железистых оолитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

На южном склоне Балтийского щита карбонатные ордовикские отложения формируют так называемое Ордовикское плато, ограниченное с севера денудационным уступом — Балтийско-Ладожским глинтом (рис. 1, *a*, *b*). Последний подразделяется на две части — западную Балтийскую (обычно имеющую вид морского клифа) и восточную Ингерманландскую (на суше) [7]. Непосредственно на Ингерманландском глинте выходят пакерортский–кундаский горизонты, тогда как азериский и ласнамягиский горизонты — несколько южнее. Эти отложения обнажаются по рекам, пересекающим глинт (Волхов, Лава, Тосна и др.), а также в карьерах на плато (Путилово, Канцы, Бабино и др.).

Река Лава пересекает Балтийско-Ладожский глинт в 80 км к востоку от г. Санкт-Петербург, вырезая в глинте подобие каньона длиной около 5 км (по прямой). Первое упоминание о выходах карбонатного ордовика («нижнего силура») в долине р. Лава принадлежит И. Боку [8], а первая попытка детализировать его расчленение — Н. В. Искюль и С. С. Кузнецову [3] (рис. 1, d). Эти источники представляют лишь исторический интерес. В последние десятилетия литостратиграфия карбонатного ордовика р. Лава с большей или меньшей детальностью разрабатывалась П. В. Федоровым (биллингенскийволховский горизонты [4]), А. Ю. Иванцовым (волховский-ласнамягиский горизонты [5; 9]) и автором данной работы (кундаский-ласнамягиский горизонты [2; 10]). Распределение азафидных трилобитов



для карбонатной части разреза впервые показано А. Ю. Иванцовым [5; 9] и для кундаской части уточнено автором [2]. Брахиоподовые экозоны и основанная на них секвенс-стратиграфическая интерпретация кундаского горизонта р. Лава и карьера Путилово даны Х. Расмуссеном с соавторами [11].

На р. Лава автор выделяет 11 основных обнажений карбонатного ордовика (рис. 1, с). Полевые фотографии литостратонов кундаского и азериского горизонтов и наиболее характерные текстуры приведены на рис. 2-5 (для иллюстрации плохо обнаженных частей кундаского горизонта использованы фотографии Путиловского карьера). Колонки составлены по доступным обнажениям 5 (без выветрелой симанковской пачки), 8 и 10 (рис. 6-9). Обн. 5 (биллингенский-кундаский горизонты) представляет собой обрывистый левый берег р. Лава высотой 15-18 м в 400 м ниже моста в с. Васильково (N 59.881119, Е 31.582564). Обн. 8 (кундаский-азериский горизонты) расположено на довольно крутом правом берегу р. Лава высотой 10 м в 500 м ниже устья р. Ковра (N 59.869409, E 31.591703). Само обнажение — отвесная верхняя часть берега высотой около 2 м, сложенная породами пограничной части кавринской и мельницкой пачек (рис. 5, а). Ниже расположена заросшая лесом осыпь, расчистка которой до уровня реки позволила составить полный разрез симанковской пачки кундаского горизонта (рис. 7) и кавринской пачки азериского горизонта (рис. 8). Обн. 10 расположено на правом берегу р. Лава высотой около 8 м несколько ниже околицы п. Жихарево (N 59.858858, E 31.591778). Само обнажение — отвесная верхняя часть берега, сложенная жихаревской пачкой азериского горизонта до низов порожско-валимской свиты ласнамягиского горизонта (рис. 5, с). Ниже расположена заросшая осыпь, расчисткой которой вскрыт интервал от верхов кавринской пачки до суосаариской пачки азериского горизонта (рис. 9). В обнажениях 8 и 10 отмечены малоамплитудные гляциотектонические нарушения (послойные поверхности срыва и связанные с ними участки дробления известняков), не влияющие на полноту разреза. В обн. 8 такие поверхности отмечены на высоте ~1 м над подошвой дубовикской свиты, в обн. 10 — чуть ниже контакта дубовикской и порожской свит.

Кундаский горизонт примерно сопоставляется с балтийскими граптолитовыми зонами Corymbograptus retroflexus — Nicholsonograptus fasciculatus нижней половины дарривильского яруса среднего ордовика [12]. На Ингерманландском глинте горизонт расчленен на три подгоризонта [13] и шесть зон по азафидным трилобитам [5]; верхняя часть зоны raniceps-striatus выделена в подзону knyrkoi [2]. В Восточной Балтоскандии нижняя граница маркирована региональной поверхностью перерыва [9; 14–16], по нашей индексации — K1 [2; 17; 18].

Азериский горизонт примерно сопоставляется с балтийской граптолитовой зоной Pterograptus elegans дарривильского яруса [12]. На Эстонском глинте горизонт разделен на люганузеский и виймсиский подгоризонты [19], на Ингерманландском глинте — на азафидные зоны heckeri, kotlukovipunctatus и intermedius-kowalewskii [5]. Первые две зоны сопоставляются автором с люганузеским подгоризонтом, верхняя — с виймсиским подгоризонтом. Нижняя граница маркирована региональной поверхностью перерыва [14; 16], по нашей индексации — А1 [2; 10; 17; 18; 20]. Несколько выше нее появляются характерные элементы азериской макрофауны — цистоидеи Echinosphaerites aurantium infra Hecker, трилобиты Subasaphus Balashova и др. [14].

Ласнамягиский горизонт примерно отвечает балтийской граптолитовой зоне Pseudoamplexograptus distichus дарривильского яруса [12]. На Ингерманландском глинте включает интервал-зону kowalewskii– bottnicus и слои bottnicus–ornatus [5]. Нижняя граница горизонта в данной работе проведена по хардграунду L3 выше уровня последнего появления характерного азериского вида *Illaenus tauricornis* Holm [20]. Верхняя граница проведена по кровле серии хардграундов L8–L10, расположенной между слоями bottnicus–ornatus и слоями с Xenasaphus devexus [20].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Разрезы были расчищены, послойно документированы и опробованы. Содержание алевроглинистого силицикластического компонента определено для 161 образца методом кислотного выделения нерастворимого остатка (навеска 50 г, 3 % HCl). Пробы отбирались через 5–50 см таким образом, чтобы охарактеризовать основные типы пород в каждой стратиграфической единице. Кривая содержания

Рис. 1. Геологическое положение и стратиграфия разреза р. Лава

a — распространение нижнепалеозойских отложений в Северной Европе;
b — геологическая карта Ингерманландского глинта с указанием разрезов, упоминаемых в тексте:
K — р. Копорка,
Ф — руч.
Флоревицкий,
T — карьер у п. Тайцы,
П — р.
Поповка,
П — р.
Копорка,
Ф — руч.
Флоревицкий,
T — карьер у п. Тайцы,
П — р.
Поповка,
П — карьер Путилово;
с — расположение изученных обнажений на р.
Лава (стрелки);
d — сопоставление схем литостратиграфического расчленения карбонатной части нижнего-среднего ордовика р.
Лава.
Охристой заливкой показаны нижний и верхний «чечевичные слои».
Вол. — волховская свита Источник:
а — по [24], с изменениями

Fig. 1. Geological setting and stratigraphy of the Lava River section

a — distribution of Lower Paleozoic deposits in Northern Europe; **b** — geological map of the Ingermanland Klint, with the sections from the text indicated: K — Koporka River, Φ — Florevitsy Stream, T — quarry near the village of Taitsy, Π n — Popovka River, Π — Putilovo Quarry; **c** — location of the studied outcrops on the Lava River (arrows); **d** — comparison of lithostratigraphic subdivision diagrams, with the carbonate part of the Lower-Middle Ordovician of the Lava River included. Ocher shading displays the lower and upper "Oolite Beds". Вол. — Volkhov Formation Source: a — adapted from [24]



Рис. 2. Обуховская свита, лавский тип разреза кундаского горизонта

а — обн. 7, р. Лава в 2021 г.; b — стратификация лавской пачки, обн. 6, р. Лава, 2006 г.; с — обнажение верхней части лавской — нижней части симанковской пачек в Путиловском карьере, 2007 г. Индексы пачек: Vk — вокаская, Lv — лавская, IL — ильинская, Ch — чернавинская, Sm — симанковская

Fig. 2. Obukhovo Formation, Lava type of the Kunda Stage section

a — outcrop no. 7, Lava River in 2021;
b — stratification of the Lava Member, outcrop no. 6, Lava River, 2006;
c — outcrop of the Upper Lava — Lower Simankovo members in the Putilovo Quarry, 2007. Member indices:
V K — Voka, Lv — Lava, IL — Il'yinskoe, Ch — Chernavino, Sm — Simankovo

нерастворимого остатка для кундаской части опубликована ранее [2], для азериско-ласнамягиской части приводится на рис. 8, 9. Фауна определена автором.

Алеврито-пелитовая силицикластика (нормативно < 50 µm, фактически < 40 µm) представляет собой смесь глинистых минералов и кварца, из которых первые попадают в диапазон от пелита (< 5 µm) до мелкого (5–10 µm) и среднего (10–25 µm) алеврита, второй — в алевритовую фракцию в целом (5–50 µm). В данной работе (а также [6; 8–11]) принято разделение известняков на чистые (< 10%), слабо- (10–15%), средне- (15–20%), сильно- (20–25%) и весьма сильно алевроглинистые (25–30%). Породы с содержанием 30–70% алевроглинистого компонента условно отнесены к мергелям.

Из основных литотипов изготовлено 70 вертикальных шлифов. Биокластические структуры определены на основе терминологии Данхема [21] и подразделены по размеру биокластов на крупные (1,0– 0,5 мм), средние (0,5–0,25 мм), мелкие (0,25–0,1 мм) и тонкие (0,1–0,05 мм). Выделены три структурных типа известняков — грейнстоуны, пакстоуны и структурно бимодальные биокласто-микроспаритовые известняки. Последние представляют собой биотурбиты с пятнистым распределением биокластов (участки пакстоуна) и микроспаритового матрикса (участки вакстоуна и мадстоуна). Они разделены на плотные (структура пакстоуна преобладает) и неплотные (структура пакстоуна составляет менее 50 % площади шлифа).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе послойной документации обнажений 5, 8 и 10 составлен непрерывный разрез кундаского, азериского и нижней части ласнамягиского горизонтов р. Лава и предложено его литостратиграфическое расчленение. Границы предлагаемых литостратонов датированы по трилобитам и брахиоподам. Полученный сводный разрез (местный «литостратиграфический стандарт») использован для переинтерпретации стратиграфических разбивок скважин, пробуренных в этой части Путиловской возвышенности.

Литостратиграфия

В карбонатной части ордовикского разреза р. Лава автор различает четыре свиты — волховскую (7,7 м), обуховскую (10,6 м), дубовикскую (8,8 м) и порожско-валимскую (+3,0 м), каждая из которых далее подразделяется на пачки и пласты. Порожско-валимская свита выделена автором ранее [20]. В целом карбонатный разрез р. Лава может быть представлен как чередование «карбонатных» и «мергелистых» литологических единиц различной мощности и ранга; в частности, крупными карбонатными единицами являются лавская и чернавинская пачки обуховской свиты, суосаариская пачка дубовикской свиты. Строение волховской свиты уже освещено в литературе [4], строение вышележащих свит рассматривается ниже.

Обуховская свита выделена в «Решениях Межведомственного регионального стратиграфического совещания...» для кундаских отложений Ингерманландского глинта [6], название дано по д. Обухово на р. Волхов. Лектостратотип предложен у д. Званка [15], его объем расширен автором и включает семь пачек [18]. В разрезы «лавского типа» (к западу от р. Волхов) только три верхние пачки переходят в более или менее неизменном виде, тогда как нижняя половина кундаского горизонта там сокращена в мощности и представлена более карбонатными пачками — вокаской (с железистыми оолитами) и лавской (с зернами глауконита), общими с разрезами «лообуского» типа. Поэтому разрезы кундаского горизонта лавского типа относятся к обуховской свите условно.

Вокаская пачка [16] на р. Лава целиком соответствует НЧС в его максимальном объеме (зона expansus и низы зоны raniceps-striatus) [9]. Мощность пачки достигает здесь максимального значения -0,8 м. Пачка сложена алевроглинистым известняком с пятнистой коричневатой/сероватой окраской, с обильным коричневым крапом железистых оолитов на коричневатых участках (рис. 3, *a*, *b*). В средней части (интервал 20-42 см) известняки сероватые с красными пятнами по редким скоплениям оолитов. Встречаются редкие тонкие прослои «глин» (глинистых алевролитов), окраска которых аналогична вмещающим известнякам. Размер и совершенность оолитов плавно увеличиваются вверх по разрезу от мельчайших псевдооолитов в подошве (0,3-0,8 мм) до крупных оолитов в кровле (до 2,5 мм). В кровле пачки обратный переход занимает всего 1 см.

Пачка лежит на региональном хардграунде К1 и содержит еще две маркирующие поверхности перерыва [5], обозначенные автором как К2 и К3 [2]. Хардграунд К1 представлен на р. Лава «несглаженной неровной» (с амплитудой до 2 см) поверхностью с белесой и темно-серой фосфатной импрегнацией глубиной 3-9 мм, образующей кровлю сиреневатых/зеленоватых известняков волховской свиты (рис. 3, а; рис. 4, а). Фосфатная импрегнация маскирована мелкими сиреневыми пятнами и крапом, развитыми на глубину до 3 см от поверхности хардграунда. Поверхности К2 и К3 представляют собой нодулярные фирмграунды, развитые, как правило, на откопанных слепках нор Balanoglossites шириной 1-3 см, выступающих в рельефе на высоту около 1-2 см. Фирмграунд К2 разделяет подзоны robustus и deltifrons (зона expansus) и обладает сиреневой гематит-фосфатной импрегнацией глубиной от 6-16 мм (на протяженных участках) до 10-25 мм (в нодулях). В карьере Путилово импрегнация белесая фосфатная с отдельными пятнышками сиреневой. Фирм-хардграунд КЗ является литологическим маркером трилобитовых зон expansus и ranicepsstriatus [5]; над ним резко возрастает количество железистых оолитов (рис. 3, b). Нодули маркированы белесой/серой фосфатной импрегнацией глубиной до 2 см. Помимо сравнительно зрелых фосфатизированных поверхностей К2 и К3, в карбонатных слоях отмечены совсем незрелые поверхности



(софтграунды или диастемы), слабая импрегнация которых сохранилась в виде редких и мелких пятен белесого или бледно-сиреневого цвета. Диастемы с белесой импрегнацией отмечены в кровле пласта 2 и подошве пласта 3 (в 1 см выше), с бледно-сиреневой импрегнацией — в кровле пласта 3 и в 4 см над подошвой слоя 4. Интервал между поверхностями К1 и К2 содержит частые вертикальные норки, заполненные оолитами и псевдооолитами, глубиной 1–4 см. Они отходят от кровель карбонатных пластов, а также от определенных уровней внутри них, указывая на наличие переработанных поверхностей напластования. Наиболее крупные норки приурочены к фирмграунду К2; в карьере Путилово они заполнены чуть более крупными оолитами, до 1 мм.

Лавская пачка выделяется в данной работе для обозначения нижней массивной части «ортоцератитового известняка», имеющей на р. Лава мощность 3,2 м. Ранее для обозначения этого интервала автор использовал название «утриаская пачка» [2; 10; 17], что является ошибкой — настоящая утриаская пачка имеет другой принцип выделения (как интервал с макроскопическим глауконитом [16]) и объем (верхняя граница ниже на 0,7 м на р. Лава). Лавская пачка выделяется как толстослоистый карбонатный интервал вне зависимости от присутствия глауконита; ее границы представляют собой уровни резкого изменения карбонатности и характера стратификации¹.

Пачка сложена известняком твердым грубослоистым (20–30 см, в отдельных интервалах 10–14 см) сиреневатым/сероватым или сиреневатым/зеленоватым, практически без прослоев глин с крупными ортоконами эндоцерид, особенно частыми с высоты 90 см над подошвой (рис. 2; рис. 3, *с*, *е*, *f*). Содержание алевроглинистого компонента в основном 12–16 % (до 23 % в отдельных слоях). В шлифах обычно наблюдается пятнистая биокласто-микроспаритовая структура, реже структура неплотного среднезернистого пакстоуна и совсем редко — средне-мелкозернистого плотного пакстоуна и крупно-среднезернистого грейнстоуна. В нижних 2,4 м пачки присут-

ствуют мелкие зерна глауконита. Карбонатные слои обычно обладают пятнистой текстурой, образованной темно-серыми/зеленовато-серыми и белесыми пятнами (рис. 4, b). Первые представляют собой участки диагененетической доломитизации размером до 6 см по ходам типа Balanoglossites и ряда других; к ним могут быть приурочены мелкие жеоды желтого доломита. Белесые пятна обычно представляют собой переработанные софтграунды с фосфатной импрегнацией. Они мелкие (0,5–1,0 см), встречаются в виде послойных цепочек (в поперечном сечении пластов) или образуют мелкопятнистый рисунок породы (в плоскости напластования) (рис. 4, b, d-f), следуют по разрезу через 2-8 см. Реже встречаются нодули и протяженные участки фирмграундов, отличающиеся «рваным» эрозионным рельефом и более глубокой (до 2 см) и выдержанной импрегнацией белесого до темно-серого цвета (рис. 4, c, f). Остатки крупных эндоцерид обычно лежат упорядоченными группами, напоминающими раковинные «гати» (рис. 3, е). Заполнение сифонов и нижних частей воздушных камер ортоконов часто фосфатизировано и выделяется белесым цветом на более темном фоне пород (рис. 3, f; рис. 4, g).

По разрезу наблюдается чередование пластов твердых/грубослоистых (14-25 см, до 70 см) и сравнительно алевроглинистых/среднеслоистых (7–60 см) (рис. 3, *с*). Первые составляют 2/3 мощности и благодаря своей твердости выступают в рельефе обнажений. Они обеднены алевроглинистым компонентом (7–14%), но обогащены биокластами, фосфатными поверхностями перерыва (включая все фирми хардграунды) и обладают наиболее контрастной доломитовой пятнистостью. Среди них особой твердостью выделяются два пласта с контрастной структурой сортированного пакстоуна (до грейнстоуна) в верхних частях и обильными остатками эндоцерид (5/Lv и 9/Lv). Эти пласты являются хорошими маркерами, прослеживаясь через Ингерманландский глинт в Восточную Эстонию, последовательно приобретая все более грубую биокластовую структуру.

Рис. 3. Макролитологические особенности обуховской свиты Путиловской возвышенности

а — хардграунд (HG) К1. Рыжие пятна под ним в правой части — скопления гетитизированных биокластов. Обн. 2, р. Лава; b — верхняя часть вокаской пачки с крупными железистыми оолитами. В основании — фирмграунд (FG) К3, в середине — мощный прослой глины с ходами талассиноидов (стрелки). Обн. 7, р. Лава; c — грубая стратификация лавской пачки, контакт «карбонатного» пласта 3/Lv и «мергелистого» пласта 4/Lv, обн. 5; d — стратификация ильинской пачки, Путиловский карьер. Длина линейки 30 см; е — бимодальное залегание эндо-церид на нижней поверхности известняковой плиты. Стрелки обозначают направление от апика к устью. Лавская пачка, карьер Путилово; f — слепок эндоцеридного ортокона с фосфатизированным (Ph) и доломитизированным (DL) заполнением. Сифонная трубка заполнена неизмененным вакстоуном, Путиловский карьер; g — тонкая мергельно-известняковая стратификация симанковской пачки. Длина рулетки 50 см. Путиловский карьер, 2006 г.

Fig. 3. Macrolithological features of the Obukhovo Formation, Putilovo Upland

 \boldsymbol{a} — hardground (HG) K1. Rust-colored spots beneath it on the right side relate to accumulations of goethitized bioclasts. Outcrop no. 2, Lava River; \boldsymbol{b} — Upper part of the Voka Member with large goethitic ooids. The firmground (FG) K3 is at the base, there is a thick clay interlayer with thalassinoid burrows (arrows) in the middle. Outcrop no. 7, Lava River; \boldsymbol{c} — thick stratification of the Lava Member, contact of the "carbonate" bed 3/Lv and the "marly" bed 4/Lv, outcrop no. 5; \boldsymbol{d} — stratification of the ll'yinskoe Member, Putilovsky Quarry; ruler length is 30 cm; \boldsymbol{e} — bimodal arrangement of endocerids on the lower surface of the limestone slab. Arrows display the shell directions. Lava Member, Putilovo Quarry; \boldsymbol{f} — cast of endocerid shell with phosphatized (Ph) and dolomitized (DL) fillings; siphon is filled with unaltered wackestone. Putilovo Quarry; \boldsymbol{g} — thin-bedded marl-limestone alternation in the Simankovo Member. Tape measure length is 50 cm. Putilovo Quarry, 2006

¹ Название «лавская пачка» было использовано С. Мяги [22] для обозначения отложений зоны expansus без железистых оолитов. Однако на р. Лава зона expansus представлена только в оолитовой фации, а породы с глауконитом, одно время относившиеся к ней, на самом деле принадлежат зоне lepidurus (пачка «фризы»). Поэтому лавская пачка в понимании С. Мяги не имеет смысла и не употребляется.



Пласты второго типа обогащены алевроглинистым компонентом (17–23%) и несколько обеднены биокластами; доломитизация ихноструктур в них внешне малоконтрастна, а поверхности перерыва представлены софтграундами. Такие известняки обычно обладают неровной среднеплитчатой отдельностью, которая развивается по мергелистым прослойкам или локальным скоплениям мергелистых ходов инфауны.

Ильинская пачка впервые выделена А. Ю. Иванцовым на р. Лава и в карьере Путилово как пачка 4 обуховской свиты [5; 15]. Автор первоначально предлагал для нее название «путиловская» [2], но оказалось, что оно уже было использовано Т. Н. Алиховой для надгоризонта [23]. Новое наименование было предложено по с. Ильинское на р. Волхов (ныне Плеханово), стратотип предложен в разрезе Званка выше по течению [18]. Пачка сложена линзовидно-комковатым алевроглинистым известняком, образующим слои толщиной от 2-3 до 5-7 см, в основной верхней части разделенные прослоями глин толщиной 1-4 см (рис. 2, *с*; рис. 3, *d*; рис. 6). Мощность пачки 1,1 м на р. Лава, западнее уменьшается до 0,9 м (Путилово), восточнее увеличивается до 1,55 м (р. Волхов). По сравнению с р. Волхов, на р. Лава слои глин более тонкие, а концентрация биокластов в карбонатных слоях выше. Отвечает подзоне knyrkoi и низам подзоны minor.

Чернавинская пачка впервые выделена А. Ю. Иванцовым на р. Лава и в карьере Путилово как пачка 1 синявинской свиты [5; 15]. Автор первоначально предлагал для нее название «плехановская» [2], но затем остановился на идеологически нейтральном по с. Чернавино на правом берегу р. Волхов. Стратотип предложен в разрезе Званка на левом берегу р. Волхов [18].

На р. Лава и в карьере Путилово пачка представляет собой грубослоистый карбонатный интервал, контрастирующий со вмещающими более глинистыми и тонкослоистыми отложениями. Пачка отвечает основной верхней части трилобитовой подзоны minor (рис. 2, с). Мощность пачки на р. Лава составляет 88 см, западнее она уменьшается до 67 см (карьер Путилово), восточнее увеличивается до 120 см (р. Волхов). В районе р. Лава установлены два типа разреза чернавинской пачки (безоолитовый и оолитовый) с одинаковым строением нижней части (пласт 1/Ch) и разным набором литотипов в верхней части (пласты 2/Ch и 3/Ch). Безоолитовый разрез пачки установлен в обн. 8 (рис. 7); он почти целиком сероцветный, с отчетливым ростом вверх по разрезу чистоты и твердости карбонатных слоев, увеличением количества биокластов и количества/зрелости фосфатных поверхностей перерыва (далее — ПП). Пласт 3/Ch представлен там особенно твердым вакстоуном-пакстоуном с частыми фосфатными фирмграундами и темно-серыми пятнами доломитизированных следов рытья. Оолитовые разрезы (рис. 6, обн. 5 р. Лава; карьер Путилово) отличаются коричневатой и/или красной окраской пластов 2/Ch и 3/Ch, наличием в них железистых оолитов, высоким содержанием алевроглинистого компонента, отсутствием фосфатизированных ПП и доломитовых ходов инфауны.

Рис. 4. Поверхности перерыва в обуховской свите р. Лава (двойная стрелка показывает глубину импрегнации)

a — хардграунд (HG) K1, серая и белая импрегнация маскирована сиреневыми пятнами. В правой части фотографии — выступ, бронированный ожелезненной и иссверленной галькой; **b** — темно-серые пятна доломитизированных ихноструктур (DB) в сочетании с прерывистой белой фосфатной импрегнацией поверхностей перерыва (желтые стрелки, нижняя — фирмграунд К5). Эндоцеридная раковина «растворилась» в пятне доломитизации кроме фосфатизированных слепков сифонной трубки и одной камеры (En). Пласт 3/Lv; с — увеличенный фрагмент предыдущего образца с нодулем фирмграунда К5, сформированным вокруг скопления фрагментов трилобитов (Т). Доломитизированные ходы рядом с нодулем содержат биоэрозионные интракласты фирмграунда (In); *d* — фосфатизированный фирм-софтграунд, интенсивно биотурбированный мелкими следами рытья после захоронения в осадке. Участок фирмграунда (стрелка справа) более фосфатизирован и сохраняет эрозионный рельеф. Граница пластов 1/Lv и 2/Lv, обн. 2; **е** — единичные пятна слабой биотурбированной фосфатизации, принадлежащие переработанному софтграунду. Пласт 4/Lv, обн. 2; **f** — сочетание разных типов фосфатизированных поверхностей перерыва (стрелки) в биокласто-микроспаритовом известняке. Нижние две — софтграунды, средняя — глубоко импрегнированный нодуль фирмграунда, верхняя фирмграунд с тонкой эродированной импрегнацией; **д** — поперечный срез эндоцеридной раковины с разрушенной дорсальной частью и двумя генерациями заполнения. Раннее заполнение — белое из-за фосфатизации (Ph), имеет эрозионный контакт со второй генерацией. Вторая генерация — биокластический пакстоун (PS), возможно, представляющий собой реликты слоя, уничтоженного биотурбацией везде, кроме раковины. Нижняя часть пласта 5/Lv, обн. 2; **h** — фирмграунд (FG) А1, переработанный крупными норами инфауны. Фирмграунд различим в основном за счет разницы окраски смежных слоев. Полоса фосфатной импрегнации маскирована цветом нижнего слоя. В ней наблюдаются отдельные нодули более сильной импрегнации (стрелки). Обн. 8

Fig. 4. Discontinuity surfaces in the Obukhovo Formation of the Lava River (the double arrow shows the impregnation depth)

 \mathbf{a} — hardground (HG) K1, lilac spots mask gray/white impregnation; there is a ledge armored with ferruginous and bored pebble in the right part; \mathbf{b} — dark grey mottles of dolomitized ichnostructures (DB) in combination with intermittent white phosphate impregnation of the discontinuity surfaces (yellow arrows, the lower one shows firmground K5). The endocerid shell has "dissolved" in a dolomitization spot, except for phosphatized casts of the siphon tube and one chamber (En). Bed 3/Lv; \mathbf{c} — enlarged fragment of the previous sample with a firmground K5 nodule formed around a cluster of trilobite fragments (T). Dolomitized burrows near the nodule contain bioerosional intraclasts of the firmground (In); \mathbf{d} — phosphatized firm-softground heavily bioturbated by small infauna after burial. The firmground area (right arrow) is more phosphatized and retains erosional relief. Boundary of beds 1/Lv and 2/Lv, outcrop no. 2; \mathbf{e} — bioturbated softground with isolated spots of faint phosphate impregnation. Bed 4/Lv, outcrop no. 2; \mathbf{f} — different types of phosphatized dirruground nodule, the upper one is a firmground with thin eroded impregnation; \mathbf{g} — crosssection of endocerid shell with a truncated upper part and two fill generations. The early fill is white due to phosphatization (Ph), has erosional turbation everywhere except the shell. The lower bed 5/Lv, outcrop no. 2; \mathbf{h} — firmground A1 (FG) that large burrows reworked. The firmground is distinguishable mainly due to the color differences between the adjacent layers. The lower layer color masks the band of phosphate impregnation. The band contains individual nodules of more intense impregnation (arrows). Outcrop no. 8



Рис. 5. Дубовикская и порожско-валимская свиты р. Лава

а — верхняя часть обн. 8 в 2011 г., контакт выветрелых пород кавринской и мельницкой пачек; b — грубая стратификация алевроглинистого вак-мадстоуна со стоящими «на ребре» щитами илленидных трилобитов (T). Пласт 2/Кv, обн. 8, 2011 г.; c — обн. 10 осенью 2024 г.; d — градационный «событийный» слой биокластического грейнстоуна, разомкнутый ходами инфауны. Кровля жихаревской пачки, обн. 10; e — Y-образные ходы Balanoglossites с сиреневым мергелистым заполнением и желтым гало доломитизации (DB) вокруг них. Пласт 1/Pr непосредственно под хардграундом L1, обн. 10; f — хардграунд (HG) L1, обн. 10; g — фирмграунд (FG) L2, пронизанный крупными пост-омиссионными ходами (стрелки), обн. 10; h — хардграунд L3, пронизанный крупными пост-омиссионными ходами (стрелки), обн. 10. Индексы пачек и подсвит: Кv — кавринская, ML — мельницкая, Su — суосаариская, Jh — жихаревская, Pr — порожская



Fig. 5. Duboviki and Porogi-Valim formations of the Lava River

a — upper outcrop no. 8 in 2011, contact of weathered rocks of the Kavra and Mel'nitsa members; *b* — thick stratification of silty-argillaceous wackemudstone with vertically oriented shields of illenid trilobites (T). Bed 2/Kv, outcrop no. 8, 2011; *c* — outcrop no. 10 in autumn 2024; *d* — graded "event" layer of bioclastic grainstone penetrated by infaunal burrows. Top of the Zhikharevo Member, outcrop no. 10; *e* — Y-shaped Balanoglossites burrows with lilac marly infill and yellow dolomitization halo (DB) around them. Bed 1/Pr immediately below hardground L1, outcrop no. 10; *f* hardground (HG) L1, outcrop no. 10; *g* — firmground (FG) L2 penetrated by large post-omission burrows (arrows), outcrop no. 10; *h* — hardground L3 penetrated by large post-omission burrows (arrows), outcrop no. 10. **Indexes of members and subformations:** Kv — Kavra, ML — Mel'nitsa, Su — Suosaari, Jh — Zhikharevo, Pr — Porogi



Рис. 6. Разрез нижней части кундаского горизонта с «оолитовым» типом чернавинской пачки, обн. 5 р. Лава

Условные обозначения см. на рис. 8. Обратите внимание, что вокаская пачка увеличена почти в 2 раза по сравнению с остальной частью колонки

Fig. 6. Section of the Lower Kunda Stage with the "oolitic" type of the Chernavino Member, outcrop no. 5 of the Lava River

Refer to the symbols in fig. 8. Note that the Voka Member is enlarged almost twice as much as the rest of the column



Рис. 7. Разрез верхней части кундаского горизонта с «безоолитовым» типом чернавинской пачки, обн. 8 р. Лава Условные обозначения см. на рис. 8

Fig. 7. Section of the Upper Kunda Stage with the "non-oolitic" type of the Chernavino Member, outcrop no. 8 of the Lava River Refer to the symbols in fig. 8

Симанковская пачка выделена в [6] как безоолитовая часть подгоризонта Вшу, лежащая над ВЧС. Лектостратотип установлен на левом берегу р. Волхов ниже д. Званка, в 2 км выше д. Симанково [15]. Автором симанковская пачка понимается как существенно мергелистый, с растущей вверх карбонатностью интервал разреза подгоризонта Вшу вне зависимости от наличия или отсутствия в нем железистых оолитов (рис. 2, с; рис. 3, д). Нижняя граница пачки проводится по уровню резкого разглинивания и утонения карбонатных слоев, который располагается примерно в кровле подзоны minor. В обн. 5 р. Лава на этом уровне исчезают железистые оолиты ВЧС (рис. 6), в карьере Путилово — резко уменьшается их размер и количество. Симанковская пачка распространена в Южном Приладожье от р. Волхов (4,8 м) до р. Лава (4,7 м) и карьера Путилово (неполные 3,7 м, предполагается 4,5 м). Пачка состоит из семи пластов (три мергелистых и четыре сравнительно карбонатных), мощность и глинистость которых уменьшается вверх по разрезу. В карьере Путилово пласт 1/Sm содержит мелкие железистые оолиты и обладает яркой пятнисто-красноцветной и коричневатой окраской (=верхняя часть ВЧС).

Дубовикская свита выделена П. Раймондом (Dubowiki Formation) в каменоломне на левом берегу р. Волхов ниже с. Михаила Архангела, между ж/д мостом и пароходной пристанью, напротив д. Дубовики [24]. Дубовикская свита понимается как толща алевроглинистых известняков с *Echinosphaerites aurantium infra* Hecker, ограниченная снизу региональной поверхностью перерыва А1 и сверху уровнем появления твердых известняков порожско-валимской свиты [20]. На р. Лава поверхность А1



имеет облик фирмграунда с бурой и буро-сиреневой импрегнацией (рис. 4, *h*). Мощность свиты составляет на р. Лава 8,8 м, а на р. Волхов — 8,0 м. Свита подразделена автором на три пачки с более или менее резкими границами — кавринскую, мельницкую, суосаарискую и жихаревскую [20]. Стратотип первой пачки расположен на правом берегу р. Лава в 500 м ниже устья р. Кавра (N 59.869409, Е 31.591703), остальных пачек — на правом берегу р. Лава в 1 км ниже ж/д моста (N 59.858858, Е 31.591778). Кавринская пачка развита только на востоке глинта (в Южном Приладожье) и замещается к западу более карбонатной саксоловской пачкой. Мельницкая– жихаревская пачки, напротив, прослеживаются на 200 км от р. Волхов до п. Копорье.

Кавринская пачка (3,8 м; по р. Кавра, иначе Ковра; рис. 8) сложена алевроглинистым известняком, в нижней части тонко-среднеслоистым, с частыми прослоями зеленоватого глинистого мергеля в основании (пласт 1/Кv), выше толстослоистым (пласт 2/Кv). Пласт 2/Кv в типичном виде лишен четкой стратификации и выдержан в светлых сиреневых тонах (обн. 10). В зоне иллювиального влияния внутри пласта проявляется чередование желтых и пятнистых, желтых/сиреневых слоев масштаба 10–20 см.

Мельницкая пачка (3,1 м; по д. Старая Мельница на р. Кавра; рис. 9) напоминает по строению кавринскую пачку — она сложена в нижней части довольно тонким чередованием мергелистого известняка и мергеля (пласт 1/ML), а выше — более толстослоистым алевроглинистым известняком (пласты 2,3/ML). Нижняя граница резкая в плане стратификации (утоняется) и глинистости (возрастает).

Суосаариская пачка (0,7 м; по бывшей д. Суосаари, ныне вошедшей в состав п. Жихарево) сложена твердым сероватым/сиреневатым известняком с частыми желтыми (доломитизированными) следами рытья, выступающим карнизом в рельефе выветрелых обнажений (рис. 5, *с*; рис. 9).

Жихаревская пачка (1,1 м; по п. Жихарево) сложена толстослоистым алевроглинистым известняком, без мергелистых швов, в выветрелом виде неровно-тонкоплитчатым (рис. 5, *c*; рис. 9). Пачка является литологическим аналогом пласта 2/Кv и в зоне иллювиального влияния в ней проявляется аналогичное чередование бледно-желтых и сиреневых/ бледно-желтых слоев. Повсеместно на Ингерманландском глинте в 8–10 см ниже кровли прослеживается линзующийся слой серого биокластического грейнстоуна мощностью 1–4 м, представляющий собой след сильного штормового события (рис. 5, *d*; рис. 9).

Порожско-валимская свита выделена автором вместо предшествующих порожской и валимской свит, сохраненных в ранге подсвит [20]. В разрезе р. Лава присутствует только нижняя пачка порожской подсвиты — карбонатная и твердая, контрастирующая с подстилающей мергелистой дубовикской свитой (рис. 2, *с*; рис. 9). Пачка выделена ранее [20]; здесь для нее предлагается название

Рис. 8. Разрез кавринской и низов мельницкой пачек азериского горизонта, обн. 8 р. Лава

1-5 — известняки с содержанием алеврито-глинистого компонента 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30% соответственно; 6 — мергель, 30–60% алеврито-глинистого компонента; 7 — глинистый мергель и глина; 8 — вакстоун-мадстоун; 9 — биотурбированный биомикроспарит; 10 – пакстоун и грейнстоун; 11 — «событийные» слои грейнстоуна; 12 — тонкая порфиротопная доломитизация; 13-15 — фосфатизированные хардграунды (13), фирмграунды (14) и софтграунды (15); 16 — маркирующие поверхности перерыва; 17 — глауконит; 18 — гетитовые оолиты (a) и псевдооолиты (b); **19**— коричневатая окраска слоев с гетитовыми оолитами; **20**— интервалы с яркой сиреневой или красной окраской пород; 21 — уровни сиреневого прокрашивания; 22 — доломитизированные следы рытья; 23 — примесь кварцевого песка; 24 — распределение фауны; 25 — уровни находок фауны в Путиловском карьере; 26 — первые и последние находки долгоживущих видов. Номера видов: 2 — Asaphus expansus gracilis Ivantsov; 3 — Asaphus expansus robustus Ivantsov; 4 — Asaphus expansus deltifrons Ivantsov; 5 — Asaphus lamanskii F. Schmidt; 6 — Asaphus acuminatus Boeck; 7 — Asaphus raniceps Dalman; 8 — Asaphus minutus Ivantsov; 9 — Asaphus striatus Jaanusson; 10 — Asaphus knyrkoi F. Schmidt; 11 — Asaphus minor F. Schmidt; 12 — Asaphus pachyophthalmus F. Schmidt; 13 — Asaphus sulevi Jaanusson; 14 -Asaphus ingrianus Jaanusson; 15 — Asaphus Iaevissimus F. Schmidt; 17 — Subasaphus latisegmentatus (Nieszkowski); 18 — Subasaphus laticaudatus (F. Schmidt); 19 — Asaphus kotlukovi Lesnikova; 20 — Asaphus punctatus Lesnikova; 21 — Asaphus intermedius Balashova; 23 — Asaphus cornutus Pander; 27 — Delphasaphus delphinus (Lawrow); 33 — Illaenus sarsi Jaanusson; 34 — Illaenus incisus Jaanusson; 35 — Illaenus aduncus Jaanusson; 36 — Illaenus laticlavius Holm. Обозначения прочих таксонов: E.a.i — Echinosphaerites aurantium infra Hecker. Сокращения в описании: Ph, GPh — фосфатный, гематит-фосфатный; ДХ — доломитизированные ходы инфауны; АГП — алеврито-глинистая примесь; НБМ, ПБМ — неплотная и плотная биокласто-микроспаритовая (БМ) структура. Сокращения на колонке: laev. — laevissimus

Источник: 24 — по данным автора (a) и (b)

Fig. 8. Section of the Kavra and Lower Mel'nitsa members of the Aseri Stage, outcrop no. 8 of the Lava River

1–5 — limestone with silt-clay content of 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30% respectively; **6** — marl, 30–60% silt-clay content; **7** — argillaceous marl and clay; **8** — wackestone-mudstone; **9** — bioturbated biomicrosparite; **10** — packstone and grainstone; **11** — "event" grainstone layers; **12** — fine-porphyrotopic dolomitization; **13–15** — phosphatized hardgrounds (*13*), firmgrounds (*14*), and softgrounds (*15*); **16** — marking discontinuity surfaces; **17** — glauconite; **18** — goethitic ooids (*a*) and pseudo-ooids (*b*); **19** — brownish color of goethitic ooids; **20** — intervals with bright lilac or red color of rocks; **21** — levels of lilac coloration; **22** — dolomitized burrows; **23** — traces of quartz sand; 24 — distribution of fauna; **25** — trilobite finds levels in the Putilovo Quarry; **26** — FAD and LAD of long-lived species. **Species numbers**: **1** — *Asaphus lepidurus* Nieszkowski; 2 — *Asaphus expansus gracilis* lvantsov; *3* — *Asaphus expansus robustus* lvantsov; *4* — *Asaphus expansus chifting* lvantsov; *5* — *Asaphus lamanskii* F. Schmidt; **1** — *Asaphus minutus* lvantsov; *9* — *Asaphus striatus* Jaanusson; *10* — *Asaphus nuise* f. Schmidt; *12* — *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt; *13* — *Asaphus sulevi* Jaanusson; *14* — *Asaphus ingrianus* Jaanusson; *15* — *Asaphus ketilkovi* Lesnikova; *20* — *Asaphus heckeri* lvantsov; *17* — *Subasaphus latisegmentatus* (Nieszkowski); *18* — *Subasaphus laticaudatus* (F. Schmidt; *19* — *Asaphus ketilkovi* Lesnikova; *20* — *Asaphus sanusson; 34* — *Illaenus aduncus*, *23* — *Asaphus aduncus*, *23* — *Saphus ketilkovi* Lesnikova; *23* — *Saphus sanusson; 34* — *Illaenus aduncus*, *35* — *Illaenus aduncus*, *33* — *Illaenus sarsi* Jaanusson; *34* — *Illaenus incisus* Jaanusson; *35* — *Illaenus aduncus* Jaanusson; *36* — *Illaenus aduncus* Jaanusson; *4* — *Asaphus sanusson; 34* — *Illaenus aduncus* Jaanusson; *35* — *Illaenus aduncus* Jaanusson; *4* — *Illaenus aduncus* Jaanusson; *36* — *Illaenus aduncus* Jaanusson of other taxa: E.a.i — *Echin*

Source: 24 — author's data (a) and from [5] (b)

перевельская по д. Перевелье (Перевей?), располагавшейся в XVIII в. на левом берегу р. Волхов между д. Шкурина Горка и д. Пороги. Стратотип предлагается в обн. Волхов-2 на правом берегу р. Волхов, ниже шлюза ГЭС.

Основной литотип — твердый известняк со структурой вакстоуна-пакстоуна, обедненный алевроглинистой примесью (10–15%), сероватый и сиреневатый с бледно-желтыми пятнами доломитизации ходов инфауны (рис. 5, е). Нижняя граница пачки довольно резкая, маркирована заметным увеличением карбонатности/твердости и появлением нескольких фосфатизированных поверхностей перерыва. Фирмграунд L1а маркирует нижнюю границу пачки; он характеризуется выдержанной белесой импрегнацией глубиной в 1-6 мм. Хардграунды L1, L2, L3 лежат на высоте 15, 56, 114 см над ее подошвой; импрегнация очень тонкая коричневатая (1–3 мм, L1) или более толстая белесая (3–6 мм, L2) до серой (4–8 мм, L3) (рис. 5, f–h). В обн. 10 под почвенным слоем лежат самые нижние пласты 1/ Pr-3/Pr этой пачки, обладающие здесь бледно-желтой «иллювиальной» окраской.

Мощности и маркирующие уровни

Кундаский горизонт на р. Лава достигает 10,6 м, азериский горизонт — 9,9 м (в частности, дубовикская свита — 8,8 м). По сравнению с разрезом р. Волхов, синхронные отложения р. Лава имеют ряд отличий в мощности и литологии. Так, нижняя половина кундаского горизонта заметно сокращена в мощности и более карбонатная. Интервал В_шα низов В_Шβ сокращен в 4 раза (с 3,0 до 0,8 м) и целиком перешел в «оолитовую фацию» (вокаская пачка) [9]. Средняя часть В_шβ сокращена почти в 2 раза (с 5,2 до 3,2 м) и представлена более карбонатной и толстослоистой лавской пачкой. Сокращение мощности и возрастание карбонатности ильинской (с 1,5 до 1,1 м) и чернавинской пачек (с 1,2 до 0,9 м) наименее заметно, симанковская пачка не меняется совсем. Дубовикская свита на р. Лава, наоборот, утолщается на 0,8 м и разглинивается; последнее, в частности, видно по утолщению прослоев мергеля в кавринской пачке. К западу от р. Лава наблюдается заметное утонение кундаского горизонта и менее заметное — азериского горизонта как часть общей тенденции сокращения мощности среднеордовикских отложений в сторону Эстонии.

Большинство опорных литологических уровней в дарривильской части разреза р. Лава являются границами седиментационных циклитов разного ранга (границы пластов и пачек) либо контролируются этими циклитами («зрелые» поверхности перерыва) [18; 20]. Наиболее яркими уровнями, имеющими универсальное значение для Ингерманландского глинта, являются: 1) поверхности перерыва К1–К4, А1, L1a–L3; 2) нижняя граница лавской/званковской пачек; 3) нижние и верхние «кости»; 4) нижняя граница ильинской пачки или ее западного эквивалента пачки «В»; 5) нижняя граница чернавинской пачки/ пачки «С»; 6) пласты 5/Sm–7/Sm симанковской пачки; 7) все границы пластов и пачек в интервале пластов 1/ML–3/Pr, а также «событийный» слой грейнстоуна в кровле жихаревской пачки. Сложности с их диагностикой возникают только в разрезах с массивной доломитизацией, где разные типы известняков могут быть превращены во внешне одинаковые доломиты (кундаский горизонт р. Поповка, порожско-валимская свита в карьере Тайцы). В этом случае на помощь приходит анализ содержания алевритоглинистой примеси.

Прочие границы литостратиграфических единиц разреза р. Лава могут быть использованы более или менее локально. Так, в разрезах лавского типа хроностратиграфическое значение имеют все границы пачек и пластов, включая границы НЧС и нижнюю границу ВЧС (Путилово-Войбокало). Между разрезами лавского и обуховского типов прослеживаются все пласты лавской–симанковской пачек (кроме внутренних границ пластов чернавинской пачки), но границы НЧС и ВЧС уже оказываются диахронными. Напротив, границы НЧС являются хроностратиграфическими уровнями в разрезах лавского и лообуского типов.

Распределение макрофауны и биозональность

Последовательность появления азафидных трилобитов в карбонатной части разреза р. Лава впервые была показана А. Ю. Иванцовым [5]; наши сборы позволили уточнить интервалы распространения видов и увязать их с границами литостратонов ([2] и рис. 6–9). В целом интервалы видов аналогичны таковым р. Волхов, но есть и заметные отличия. Так, интервал Asaphus punctatus Lessnikova смещен вниз по разрезу на 0,6 м относительно границ пласта 2/Кv и перекрывается с интервалом нижележащего Asaphus kotlukovi Balashova. Верхняя граница последнего также смещена вниз примерно на 0,6 м, так что интервал оказывается в несколько раз тоньше, чем на р. Волхов.

Asaphus intermedius Lessnikova обнаружен уже в 60 см и 66 см над подошвой мельницкой пачки. Самые нижние находки Asaphus kowalewskii Lawrow сделаны в 187 см над подошвой мельницкой пачки (нижележащая часть пачки детально не опробовалась), самые верхние — в 10 см над подошвой порожской подсвиты. Данные по р. Волхов [5] показывают, что Asaphus kowalewskii поднимается в порожскую подсвиту по меньшей мере на высоту 25 см.

Delphasaphus delfinus (Lawrow) установлен в интервале 7–35 см ниже кровли дубовикской свиты, последняя находка сделана А. В. Бродским сразу над маркирующим слоем грейнстоуна. Это вид узкого вертикального распространения, встречающийся в верхней части слоев intermedius–kowalewskii [5; 14] и тем самым имеющий большое значение для корреляции пограничных азериско-ласнамягиских отложений.

Pseudobasilicus lawrowi (F. Schmidt) является характерным видом ласнамягиского и ухакуского горизонтов и одним из маркеров азериско-ласнамягиской границы в Эстонии [19]. На р. Лава первые редкие *Р. lawrowi* отмечены в 30 см ниже кровли дубовикской свиты — в верхней части интервала Delphasaphus delfinus. Многочисленным *Р. lawrowi* становится,



Рис. 9. Разрез верхней части дубовикской и нижней части порожско-валимской свит, обн. 10 р. Лава Условные обозначения см. на рис. 8

Fig. 9. Section of the Upper Duboviki and Lower Porogi-Valim formations, outcrop no. 10 of the Lava River Refer to the symbols in fig. 8 начиная с порожской подсвиты, подошва которой считается здесь основанием его акме-зоны.

Распространению илленид в азериско-ласнамягиской части разреза будет посвящена отдельная статья. Здесь отметим лишь распространение Illaenus tauricornis Holm и Illaenus atavus Holm, имеющих значение для определения нижней границы ласнамягиского горизонта. Эти виды имеют довольно узкое стратиграфическое и широкое географическое распространение. I. tauricornis характеризует виймсиский подгоризонт азериского горизонта Эстонии [19]. На р. Лава он обнаружен от середины мельницкой пачки (+222 см) до низов порожской подсвиты (+63 см) и похоже существовал дольше, чем последний азафидный вид-индекс этого горизонта (Asaphus kowalewskii Lawrow). Illaenus atavus указан среди характерных видов виймсиского подгоризонта Эстонии [19], но на р. Лава он обнаружен заметно выше подошвы порожской подсвиты, где типичные азериские иллениды и азафиды уже отсутствуют. Стратиграфическое положение *I. atavus* Holm в Эстонии требует уточнения; возможно, это ласнамягиский горизонт. Пока же, в отсутствие достоверных ласнамягиских видов-индексов, верхняя граница азериского горизонта на р. Лава проводится по уровню последней находки I. tauricornis.

Строфоменидные брахиоподы являются характерным элементом бентосных макрофаунистических сообществ среднего ордовика Восточной Балтоскандии. Представления об их стратиграфическом распространении базируются на конденсированных и существенно карбонатных разрезах Эстонии [6; 19; 25; 26]. Строфоменидные брахиоподы известны в скважинах северо-запада России, где им приписывалось то или иное стратиграфическое положение ([27] и ссылки там). Однако, как ни странно, на Ингерманландском глинте распространение строфоменидных брахиопод никогда не изучалось детально, если не считать краткую статью [28] (или результаты не были опубликованы). По нашим данным, в низах азериского горизонта р. Лава фиксируется первое появление (далее — FAD) Christiania oblonga (Pander), Leptestia humboldti Verneuil, Leptoptilum transversa (Pander) и Panderits imbrex (Pander). Первые два вида появляются здесь намного ниже, чем по эстонским данным. Так, FAD Christiania oblonga ранее связывался с подошвой ласнамягиского горизонта [6; 19; 27]¹, а FAD Leptestia humboldti — с виймсиским подгоризонтом азериского горизонта [19]. Между тем на российской части глинта Christiania oblonga появляется уже в 0,6 м (р. Лава) и 0,5 м (р. Волхов) над подошвой азериского горизонта, Leptestia hum*boldti* — уже в 2,0 м (р. Лава).

Panderits imbrex и Leptoptilum transversa характеризуют люганузеский подгоризонт азериского горизонта, в объеме которого можно выделить зону или слои с соответствующим названием. Panderits imbrex обнаружен в кавринской пачке р. Лава в интервале 40–385 см над хардграундом А1, а в саксоловской пачке руч. Флоревицкий на Ижорской возвышенности — непосредственно над ним. В Эстонии данный вид также указывался только из этого подгоризонта [19]. Что же касается Leptoptilum transversa, то его стратиграфическое распространение в литературе практически не освещено. Известно лишь, что он встречен в глубоких скважинах Московской синеклизы (Пестово, Крестцы) совместно с Christiania oblonga (Pander), Echinosphaerites aurantium Gyllenhaal, Glosorthis lavensis Vavilov, т. е. примерно в интервале азериского горизонта [27]. На р. Лава вид появляется сразу над хардграундом А1 и далее часто встречается вплоть до кровли кавринской пачки.

Plectambonites aranea Оерік указан в [6] как руководящий для азериского горизонта, но вряд ли его можно использовать в таком качестве из-за редкой встречаемости. Так, он встречен только на трех уровнях азериского горизонта — в 2,0 м и 6,5 м над подошвой дубовикской свиты и в 0,2 м над подошвой порожской подсвиты.

В подошве порожско-валимской свиты комплекс строфоменид заметно обновляется — появляются крупные лептенидные брахиоподы Septomena senecta Rõõmusoks (по-видимому, это первое появление лептинид в Восточной Балтоскандии) и новые виды Panderites, Leptoptilum и Leptelloidea. Этот комплекс брахиопод еще ждет своего изучения.

Пример переинтерпретации данных бурения

Используя карбонатную часть ордовикского разреза р. Лава как местный литостратиграфический стандарт, можно переинтерпретировать разбивки структурно-картировочных скважин, пробуренных на Путиловской возвышенности в начале 1960-х гг. Керн этих скважин утрачен, поэтому можно опираться только на его описания в геологическом отчете², по которым облик пород представить довольно сложно. Для примерной оценки литологии того или иного слоя приходится обращать внимание на сопутствующие признаки — твердость, цвет, характер доломитизации, включения (глауконит, железистые оолиты), характерную фауну (наутилоидеи, эхиносфериты) и т. п. Например, сравнительно чистые известняки в скважинах обладают светлыми серыми тонами, высокой твердостью, а их доломитизированные аналоги — сравнительно грубыми структурами. Напротив, глинистые известняки и мергели обычно более темные серые или зеленовато-серые, непрочные, а их доломитизированные аналоги обладают более тонкими структурами. Далее, первый уровень с железистыми оолитами принадлежит НЧС; глауконит и массовые остатки наутилоидей над НЧС приурочены к лавской пачке (твердые известняки), эхиносфериты — к дубовикской свите (почти нацело глинистые известняки) и т. п. Таким образом были составлены интерпретационные колонки пяти скважин (рис. 10).

¹Недавно *Christiania oblonga* была отмечена в азериском интервале скважины Савала [25].

²Отчет по геолого-гидрогеологической съемке листа О-36-II в масштабе 1 : 200 000 (Мгинская геолого-съемочная партия) / И. С. Недригайлова [и др.]. Т. II. Кн. 2. Текстовые приложения. Л., 1965. 329 с.

На колонках всех скважин уверенно диагностируются волховская свита и ее пачки (с глауконитом), вокаская пачка (с оолитами), лавская пачка (карбонатная с глауконитом и цефалоподами). Выше хорошо распознаются мергелистая ильинская пачка (скорее всего, ее более глинистая верхняя часть) и карбонатная чернавинская пачка. Чернавинская пачка является хорошим маркирующим уровнем благодаря своей высокой карбонатности и местами наличию ВЧС в верхней части (р. Лава, карьер Путилово, скважины 284 и 294). В двух скважинах могут быть определены обе границы пачки, еще в двух нижняя либо верхняя. Так, в скв. 229 (слой 15) чернавинская пачка явно объединена с вышележащим пластом 1/Sm; в скв. 271 (слой 25) — с подстилающей ильинской пачкой; граница между ними не обозначена, есть лишь указание на наличие прослоев глин в основании слоя 25. В описании скв. 296 ильинская и чернавинская пачки не распознаются, однако подошва ВЧС там расположена на том же уровне, что и в других разрезах (в 4,5 м над кровлей НЧС). Учитывая выдержанность строения средней части кундаского горизонта вдоль Ингерманландского глинта, предполагаем, что подошве ильинской пачки там соответствует подошве слоя 59 (хотя описание слоя не позволяет опознать пачку), а подошва чернавинской пачки должна лежать в 35-40 см ниже кровли слоя 59 или подошвы ВЧС (аналогично р. Лава, карьеру Путилово и скв. 284).

В скважинах 229, 271 и 294 на высоте 3,4-3,6 м над подошвой ильинской пачки прослеживается сравнительно карбонатный пласт мощностью 0,5-0,7 м (слои 13, 23, 12-13 соответственно); в скважинах 229 и 294 к нему приурочен один из уровней с оолитами ВЧС. На первый взгляд, этот пласт соответствует по своему положению карбонатному пласту 3/Sm р. Лава и карьера Путилово и коррелятной им подошве слоя 26 в скв. 284. Однако более вероятно его соответствие пласту 5/Sm, и вот почему. Во-первых, пласт 5/Sm выделяется среди смежных отложений особенно высокой карбонатностью и твердостью, благодаря чему он имеет маркирующее значение по всему Ингерманландскому глинту. Маловероятно, чтобы документаторы скважин зафиксировали пласт 3/Sm и при этом пропустили более выразительный — 5/Sm. Во-вторых, по обнажениям Ингерманландского глинта к западу от р. Лава (до р. Поповка) фиксируется заметное утонение верхней части кундаского горизонта (симанковская пачка и ее стратиграфические аналоги), за счет которого 5/Sm все более приближается к ильинской пачке. Именно это явление мы и наблюдаем в скважинах 271 и 229, расположенных к западу от р. Лава. Утонению симанковской пачки сопутствуют увеличение карбонатности, появление в ней новых уровней с железистыми оолитами, а также некоторое утонение нижележащей части разреза до волховской свиты включительно. Все эти явления мы видим также и в скважинах 294 и 296, расположенных юго-восточнее р. Лава, а стало быть, утонение симанковской пачки происходит и в этом направлении. Пласт 5/Sm заключает границу трилобитовых зон minor-pachyophthalmus и sulevi-ingrianus; на р. Лава от него остается всего около 1 м до верхней границы кундаского горизонта, но в западном направлении это расстояние уменьшается до 0,6 м на р. Поповка. Дополнительным ограничителем положения верхней границы кундаского горизонта являются находки азериских видов — эхиносферитов в скважинах 271 и 284 и брахиопод *Leptoptilum transversa* (Pander) в скв. 294. Как указано выше, на р. Лава эхиносфериты обнаружены в 0,9 м над подошвой азериского горизонта, а упомянутые брахиоподы — уже над самой подошвой. Исходя из этих соображений, верхняя граница кундаского горизонта в скважинах проведена на высоте 1 м над пластом 5/Sm.

Над кундаским горизонтом во всех скважинах выделяется мощный мергелистый интервал, отвечающий дубовикской свите целиком или ее основной нижней части (кавринская и мельницкая пачки). Как видно из сопоставления с опорным разрезом р. Лава, в скважинах 229, 271 и 284 верхняя граница мергелистого интервала определенно соответствует подошве сравнительно карбонатной суосаариской пачки, а в скважинах 294 и 296 — подошве порожско-валимской свиты. Суосаариская и жихаревская пачки дубовикской свиты выделяются как самостоятельные литологические единицы лишь в скв. 296 (слои 53 и 52 соответственно), но мощность первой кажется завышенной. Скорее всего, с ней объединены верхние слои мельницкой пачки.

В целом можно констатировать уменьшение мощности волховской, обуховской и дубовикской свит к западу и юго-востоку от р. Лава. В частности, мощность обуховской свиты определена в примерно 8,5 м (скв. 229), 8,8 м (скв. 271), 9,5 м (скв. 284), 8,7 м (скв. 294) и 8,2 м (скв. 296). Мощность дубовикской свиты целиком определена лишь в скважинах 294 и 296 (9,7 и 9,0 м соответственно). В прочих скважинах, где непосредственно определен лишь интервал кавринской и мельницкой пачек, полная мощность дубовикской свиты может быть получена путем его суммирования с мощностью суосаариско-жихаревского интервала (1,7–1,8 м), которая практически не меняется вдоль Ингерманландского глинта от р. Волхов до района Ропши — 7,3 м (скв. 229), 7,6 м (скв. 271) и 8,3 м (скв. 284). Таким образом, мощность дубовикской свиты отчетливо сокращается в западном направлении, но в юго-восточном несколько возрастает в противоположность подстилающим свитам.

Исходя из представленной корреляции, можно оценить точность стратиграфических разбивок в геологическом отчете И. С. Недригайловой и др., где картируемыми подразделениями являлись волховский (=волховская свита), кундский и таллинский горизонты. Границы волховской свиты повсеместно проведены по одним и тем же уровням, каковыми являются подошва карбонатной серии и подошва НЧС. Напротив, нижняя граница таллинского горизонта оказалась на разных уровнях с разницей в 1–3 м. Это обусловлено самим принципом проведения этой границы — либо по подошве ВЧС, либо (когда ВЧС отсутствует) ниже первых находок руководящих «таллиннских» видов. Эти уровни определенно не синхронны; в терминах современной региональной стратиграфии подошва



Рис. 10. Литостратиграфическая корреляция скважин на листе О-36-II с опорными разрезами р. Лава и карьера Путилово

1-3 — известняки чистые и слабо алевроглинистые (1), алевроглинистые (2) и сильно алевроглинистые (3); 4 — мергелеподобные породы;
5 — наличие в одном интервале литотипов 1 и 2; 6 — переслаивание алевроглинистого известняка с глиной или мергелем; 7-9 — пачки волховской свиты, «рухляки + дикари» (7), «желтяки» (8), «фризы» (9); 10 — слои с железистыми оолитами; 11 — макроскопический глауконит;
12 — находки эхиносферитов; 13 — уровни литостратиграфической корреляции, обоснованные (а) и предполагаемые (b); 14 — границы горизонтов, определяемые более или менее уверенно (а) и предполагаемые (b); 15 — массивная доломитизация; 16 — нижняя граница таллинского горизонта; 17 — интервалы между наиболее четкими литостратиграфическими маркерами. Сокращенные названия пачек:
В — вокаская, И — ильинская, Ч — чернавинская, С — суосаариская, Ж — жихаревская

Источник: 16 — по материалам отчета*

^{*}Отчет по геолого-гидрогеологической съемке листа О-36-II в масштабе 1 : 200 000 (Мгинская геолого-съемочная партия) / И. С. Недригайлова [и др.]. Т. II. Кн. 2. Текстовые прил. Л., 1965. 329 с.



Fig. 10. Lithostratigraphic correlation of boreholes (sheet O-36-II) with key sections of the Lava River and Putilovo Quarry

1–3 — limestone, pure and slightly silt-argillaceous (1), silt-argillaceous (2), and heavily silt-argillaceous (3); **4** — marl-like rocks; **5** — presence of lithotypes 1 and 2 in one interval; **6** — alternation of silt-argllaceous limestone with clay or marl; **7–9** — members of the Volkhov Formation, "rukh-lyaki + dikari" (7), "zheltyaki" (8), "frizy" (9); **10** — layers with goethitic ooids; **11** — macroscopic glauconite; **12** — Echinospfaerites finds; **13** — levels of lithostratigraphic correlation, substantiated (*a*) and inferred (*b*); **14** — boundaries of regional stages, determined more or less confidently (*a*) and inferred (*b*); **15** — massive dolomitization; **16** — lower boundary of the Tallinn Stage; **17** — intervals between the most distinct lithostratigraphic markers. **Abbreviated names of members:** B — Voka, M — Il'yinskoye, 4 — Chernavino, C — Suosaari, Ж — Zhikharevo Source: 16 — from the report**

^{**}Report on the geological and hydrogeological mapping of sheet O-36-II at a scale of 1 : 200,000 (Mga geological mapping party) / I. S. Nedrigailova [et al.]. Vol. II. Bk. 2. Text app. Leningrad; 1965. 329 p.

ВЧС лежит на различных уровнях подгоризонта В_Шү, FAD брахиопод *Leptoptilum transversa* (Pander) в подошве азериского горизонта, а FAD цистоидей *Echinosphaerites aurantium* Gyllenhhal — в 70–90 см выше нее (разумеется, находки в скважинах могут не быть уровнями первого появления).

обсуждение

Попытки детализировать стратиграфическое расчленение карбонатного ордовика р. Лава предпринимались Н. В. Искюль и С. С. Кузнецовым [3] и А. Ю. Иванцовым [5; 9]. Н. В. Искюль и С. С. Кузнецов выделили в кундаском (обуховском) горизонте несколько подразделений — «подчечевичные слои», «нижний чечевичный слой», «надчечевичные слои» и «собственно ортоцератитовый известняк». Сопоставить эти подразделения с нашими данными можно лишь приблизительно. Так, «подчечевичные слои» по мощности (1,2 м), наличию Asaphus expansus Wahlenberg и мелких железистых оолитов могут быть сопоставлены с верхами волховской свиты (пласты «подкороба» и «короба») и нижней половиной вокаской пачки (НЧС). В качестве НЧС Н. В. Искюль и С. С. Кузнецов выделяли, по-видимому, только его верхнюю половину (с наиболее крупными железистыми оолитами) мощностью 0,4 м. «Надчечевичные слои» сопоставляются с нижней частью лавской пачки до подошвы пласта «нижние кости» (наиболее глинистая часть пачки), а «собственно ортоцератитовый известняк» — с вышележащей частью кундаского горизонта до подошвы ВЧС.

В [6] кундаский горизонт Ингерманландского глинта («район 2») был выделен в обуховскую свиту, подразделенную на подсвиты и пачки (рис. 1, d). Это расчленение трудно применимо к реальным разрезам. Во-первых, как сейчас известно, нижняя подсвита р. Волхов и вокаская пачка средней подсвиты р. Лава являются, по существу, синхронными [9]. Во-вторых, граница утриаской и валгейыэской пачек К. Орвику [16] в Эстонии не соответствует границе Вшβ и Вшу В. В. Ламанского [13], но выше на 1,0–1,3 м. В-третьих, утриаская и валгейыэская пачки К. Орвику [16] либо не имеют на Ингерманландском глинте литологических аналогов (Волхов-Сясь), либо их приходится выделять в других границах, диктуемых строением разрезов (Нарва-Лава). Так, утриаской и валгейыэской пачкам Эстонии в разрезах лавского типа соответствуют три контрастных литостратона — лавская, ильинская и чернавинская пачки. Лавская и чернавинская пачки являются карбонатными, а ильинская существенно мергелистой; она стратиграфически соответствует средней части валгейыэской пачки. Таким образом, если выделять валгейыэскую пачку на Ингерманландском глинте, она будет состоять из трех литологически разнородных частей карбонатных внешних и мергелистой внутренней. При этом нижняя карбонатная часть валгейыэской пачки литологически будет слабо отличаться от подстилающих отложений. Нижняя граница валгейыэской пачки, определяемая исчезновением макроскопического глауконита, будет проходить внутри сравнительно однородного карбонатного интервала (нашей лавской пачки — внутри пласта 10/Lv) и не сопровождаться заметными изменениями литологии. В-четвертых, трудно согласиться с выделением в самостоятельную пачку ВЧС, который представляет собой, по сути, просто некий интервал разреза, содержащий железистые оолиты и обладающий стратиграфически невыдержанными границами, секущими границы карбонатных и мергелистых литологических единиц (пластов, пачек).

А. Ю. Иванцов подразделил кундаскую часть разреза р. Лава и карьера Путилово на силлаорускую, обуховскую, синявинскую и симанковскую свиты, из которых три последние были выделены предшественниками в другом объеме и/или ранге [6]. Свиты были подразделены на пачки с литологически более или менее четкими границами. Тем не менее лишь две пачки приняты в нашей схеме с географическими названиями (ильинская, чернавинская), тогда как остальные удобнее рассматривать как пласты (и их пакеты) в составе более мощных пачек. Так, литологически сходные пачки 1–3 обуховской свиты А. Ю. Иванцова лучше рассматривать как одну пачку (лавскую). Далее, синявинская свита, как сказано выше, не является литологически целостным подразделением, а суммой двух литологически разных единиц, объединенных только наличием в них железистых оолитов (и то не везде). Поэтому верхняя пачка синявинской свиты по высокой глинистости и мелкой стратификации должна быть отнесена к симанковской пачке. Силлаорускую свиту, учитывая ее малую мошность, логично рассматривать как пачку (вокаскую). Уровни, выбранные А. Ю. Иванцовым в качестве границ дубовикской свиты, по нашему мнению, проигрывают в литологическом и корреляционном плане нижележащим уровням. Так, нижняя граница дубовикской свиты проведена им в 2,3 м над подошвой азериского горизонта и приурочена к контакту алевроглинистых известняков со средней (ниже) и толстой (выше) стратификацией [5] (=граница пластов 1/Кv и 2/Кv), которая прослеживается в обнажениях только между реками Лава и Волхов. Вместо него автор данной работы предлагает проводить нижнюю границу дубовикской свиты аналогично таковой азериского горизонта — по хардграунду А1. Этот уровень выдерживается вдоль всего Балтийско-Ладожского глинта и на участке Лава-Волхов литологически особенно контрастен: при его пересечении исчезают пласты твердого известняка, характерные для верхней трети симанковской пачки, а мощность седиментационных единиц возрастает на порядок. Верхняя граница дубовикской свиты проведена А. Ю. Иванцовым по подошве слоя «k» Р. Ф. Геккера (=слоя 3/Pr по нашему делению). Однако основной уровень смены алевроглинистых известняков (дубовикских) твердыми известняками (порожскими) находится в 0,8 м ниже [20]. Конечно, 0,8 м это немного, но важен сам принцип разделения дубовикского и порожского интервалов по четким литологическим критериям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатная часть ордовикского разреза р. Лава подразделена на четыре свиты — волховскую, обуховскую, дубовикскую и порожско-валимскую, каждая из которых далее подразделяется на пачки и пласты. В подошвенных частях обуховской, дубовикской и порожско-валимской свит располагаются маркирующие хардграунды и их серии. В целом разрез кундаского-ласнамягиского горизонтов может быть представлен как чередование «карбонатных» и «мергелистых» литологических единиц различной мощности; в частности, карбонатными единицами являются лавская и чернавинская пачки обуховской свиты, суосаариская пачка дубовикской свиты, перевельская пачка порожско-валимской свиты. Ряд уровней имеет корреляционное значение для всего Ингерманландского глинта — поверхности перерыва (K1–K4, A1, L1a–L3), нижние границы всех пачек и свит (кроме симанковской), пласты 5,9/Lv, 5,7/Sm, а также «событийный» слой грейнстоуна в кровле жихаревской пачки. Остальные уровни имеют более локальное значение. Границы НЧС выдерживаются как маркирующие уровни в разрезах лообуского и лавского типов; напротив, положение границ ВЧС в разрезах лавского типа может варьировать в пределах 1-3 м.

Ряд опорных уровней датируется появлением трилобитовых или конодонтовых видов-индексов хардграунд K1 (FAD Asaphus expansus Wahlenberg), поверхность перерыва K3 (FAD A. raniceps Dalman), подошва пласта 5/Sm (FAD A. sulevi Jaanusson), кровля пласта 6/Sm O-23 (FAD A. laevissimus F. Schmidt), поверхность перерыва A1 (FAD Asaphus heckeri Ivantsov), подошва мельницкой пачки (FAD Asaphus intermedius Balashova в 20 см выше), кровля жихаревской пачки (LAD Delphasaphus delphinus F. Schmidt), поверхность перерыва L1 (LAD Asaphus kowalewskii Lawrow несколько выше) [2; 5; 9; 18; 20]. Нижняя граница азериского горизонта характеризуется появлением строфоменидных брахиопод Leptoptilum transversa, Panderits imbrex, Christiania oblonga и Leptestia humboldti, из которых первые два вида ограничены нижним подгоризонтом азериского горизонта, а последние два переходят в ласнамягиский и далее в ухакуский горизонты [28].

список источников

1. Недригайлова И. С., Соколова Т. Н., Саванин В. С. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1: 200 000. Серия Ильменская. Лист О-36-II. Объяснительная записка. М., 1986. 146 с.

2. Искюль Г. С. Опорный разрез кундаского горизонта (средний ордовик) на реке Лава: описание и биостратиграфическое расчленение по трилобитам // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 9–19.

3. Искюль Н. В., Кузнецов С. С. Геологический очерк долины реки Лавы : Ленингр. обл. Л. : Изд-во АН СССР, Ленингр. отд-ние, 1962. 52 с.

4. Федоров П. В. Опорный разрез глауконитовой толщи нижнего ордовика по р. Лава. Проблемы иерархии и номенклатуры литостратонов // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. СПб., 2006. С. 7–17. 5. Ivantsov A. Yu. Ordovician trilobites of the subfamily Asaphinae of the Ladoga Glint // Paleont. J. 2003. Vol. 37, suppl. 3. 229–337.

6. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы с региональными стратиграфическими схемами (1984) / сост. Р. М. Мянниль, Х. Э. Нестор. Л. : Ленингр. картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 1987. 115 с.

7. Tammekann A. The Baltic Glint. Part I. Morphography of the Glint. Tartu, Estonia : Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, 1940. No. 24. 103 p.

8. Бок И. Геогностическое описание нижнесилурийской и девонской системы Санкт-Петербургской губернии. СПб., 1868. 90 с.

9. Иванцов А. Ю. О возрасте нижнего «чечевичного слоя» (ордовик Ленинградской области) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 56–60.

10. Искюль Г. С. Новые данные о стратиграфическом распространении стеблей криноидей в среднем ордовике северо-запада Русской плиты (рр. Лава и Лынна) // Труды палеонтологического общества. Т. II / отв. ред. С. В. Рожнов. М. : ПИН РАН, 2019. С. 60–68.

11. Rasmussen Ch. M., Nielsen A. T., Harper D. A. Ecostratigraphical interpretation of lower Middle Ordovician East Baltic sections based on brachiopods // Geol. Mag. 2009. Vol. 146, no. 5. P. 717–731. https://doi.org/10.1017/ S0016756809990148.

12. Geologic Time Scale 2020. Vol. 2 / Eds. F. Gradstein [et al.]. Amsterdam, Netherlands : Elsevier, 2021. 1176 p.

 Ламанскій В. В. Древнъйшіе слои силурійскихъ отложеній Россіи : тр. Геологическаго комитета. Новая серія. Вып. 20. СПб. : Тип. М. Стасюлевича, 1905. 203 с.

14. Иванцов А. Ю. Кундаский и азериский горизонты (ордовик) на р. Волхов // Фауна и экосистемы геологического прошлого / отв. ред. Б. С. Соколов, А. Б. Ивановский. М. : Наука, 1993. С. 90–98.

15. Иванцов А. Ю., Мельникова Л. М. Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 5. С. 47–63.

16. Орвику К. К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии // Тр. Ин-та геол. Акад. наук Эст. ССР. 1960. Т. V. С. 45–87.

17. Искюль Г. С. Фосфатизированные поверхности перерыва в известняках кундаского горизонта (дарривильский ярус, средний ордовик) Северо-Запада России // Региональная геология и металлогения. 2019. № 78. С. 5–20.

18. Искюль Г. С. Литостратиграфия среднеордовикских (дарривильских) отложений реки Волхов, Северо-Запад России: 1. Кундаский горизонт // Региональная геология и металлогения. 2023. № 96. С. 5–26. https://doi. org/10.52349/0869-7892_2023_96_5-26.

19. Рыымусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Таллин : Валгус, 1970. 346 с.

20. Искюль Г.С.Литостратиграфия среднеордовикских (дарривильских) отложений реки Волхов, Северо-Запад России: азериский, ласнамягиский и ухакуский горизонты // Региональная геология и металлогения. 2024. № 98. С. 5–31.

21. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks — a symposium / Ed. W. E. Ham. Tulsa, USA : American Association of Petroleum Geologists; 1962. Vol. 1. P. 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357.

22. Мяги С. О. Стратиграфия и фации онтикаских отложений : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллин : Ин-т геологии АН ЭССР, 1984. 29 с.

23. Алихова Т. Н. Стратиграфия и брахиоподы среднеордовикских отложений Московской синеклизы. М. : Недра, 1969. 91 с.

24. Raymond P. E. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914. Part 1. The correlation of the

Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America // Bull. Museum Compar. Zool. Harv. Coll. 1916. Vol. 56, no. 3. P. 177–286.

25. Hints L., Harper D. A. T. Review of the Ordovician rhynchonelliformean Brachiopoda of the East Baltic: Their distribution and biofacies // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 2003. Vol. 50. P. 29–43. https://doi.org/10.37570/bgsd-2003-50-02.

26. Rõõmusoks A. Ordovician strophomenoid brachiopods of northern Estonia // Fossilia Baltica. 2004. Vol. 3. P. 1–151.

27. Алихова Т. Н. О стратиграфическом расчленении ордовикских отложений Северо-Запада России // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 77–89.

28. Искюль Г. С. Стратиграфическое распространение строфоменидных брахиопод в азериском и ласнамягиском горизонтах (средний ордовик) южного Приладожья // Палеонтология и стратиграфия: современное состояние и пути развития : материалы LXVIII сессии Палеонтол. о-ва при РАН, посвящ. 100-летию со дня рождения Александра Ивановича Жамойды. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. С. 61–62.

REFERENCES

1. Nedrigailova I. S., Sokolova T. N., Savanin V. S. Geological and hydrogeological maps of the USSR at a scale of 1:200,000. Ilmenskaya series. Sheet O-36-II. Explanatory note. Moscow; 1986. 146 p. (In Russ.).

2. Iskyul G. S. The key section of the Kunda stage (Middle Ordovician) at the Lava River: Detailed description and trilobite biostratigraphy. *Regional Geology and Metallogeny*. 2015; (63): 9–19. (In Russ.).

3. Iskül N. V., Kuznetsov S. S. Geological sketch of the Lava River valley: Leningrad Region. Leningrad: Publ. House of the AS USSR, Leningrad Branch; 1962. 52 p. (In Russ.).

4. Fedorov P. V. Key section of the Lower Ordovician glauconite strata along the Lava River. Problems of hierarchy and nomenclature of lithostratons. *Stratigraphic and facies methods for studying the Phanerozoic*. St. Petersburg; 2006. P. 7–17. (In Russ.).

5. Ivantsov A. Yu. Ordovician trilobites of the subfamily Asaphinae of the Ladoga Glint. *Paleont. J.* 2003; 37 (S 3): 229–337.

6. Decisions of the interdepartmental regional stratigraphic meeting on the Ordovician and Silurian of the East European Platform with regional stratigraphic schemes (1984) / Compiled by R. M. Männil, H. E. Nestor. Leningrad: VSEGEI Cartogr. Factory; 1987. 115 p. (In Russ.).

7. Tammekann A. The Baltic Glint. Part I. Morphography of the Glint. Tartu, Estonia: Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici; 1940. No. 24. 103 p.

8. Bok I. Geognostic description of the Lower Silurian and Devonian systems of the St. Petersburg province. St. Petersburg; 1868. 90 p. (In Russ.).

9. Ivantsov A. Yu. On the age of the "Lower Oolite bed" (Ordovician of the Leningrad region). *Bulletin of the Moscow Society of Natural Scientists. Geological Series*. 1990; 65 (5): 56–60. (In Russ.).

10. Iskül G. S. New data on the stratigraphic distribution of crinoid stems in the Middle Ordovician of the northwestern Russian Plate (Lava and Lynna rivers). *Proc. of the Paleontological Soc. Vol. II* / Ed. S. V. Rozhnov. Moscow: PIN RAS; 2019. P. 60–68. (In Russ.).

11. Rasmussen Ch. M., Nielsen A. T., Harper D. A. Ecostratigraphical interpretation of lower Middle Ordovician East Baltic sections based on brachiopods. *Geol. Mag.* 2009; 146 (5): 717–731. https://doi.org/10.1017/S0016756809990148. 12. Geologic Time Scale 2020. Vol. 2 / Eds. F. Gradstein [et al.]. Amsterdam, Netherlands: Elsevier; 2021. 1176 p.

13. Lamansky V. V. Ancient layers of Silurian deposits of Russia: Proc. of the Geological Committee. New series. No. 20. St. Petersburg: M. Stasyulevich Print. House; 1905. 203 p. (In Russ., Germ.).

14. Ivantsov A. Yu. Kunda and Aseri horizons (Ordovician) on the Volkhov River. *Fauna and ecosystems of the geological past* / Eds. B. S. Sokolov, A. B. Ivanovsky. Moscow: Nauka; 1993. P. 90–98. (In Russ.).

15. Ivantsov A. Yu., Melnikova L. M. The Lower Ordovician Volkhov and Kunda horizons and characteristics of trilobites and ostracodes (the Volkhov River, the Leningrad Region). *Stratigraphy and Geologic Correlation*. 1998; 6 (5): 47–63. (In Russ.).

16. Orviku K. K. On the lithostratigraphy of the Volkhov and Kunda horizons in Estonia. *Proc. of the Inst. of Geol., Acad. of Sci. of Estonian SSR.* 1960; V: 45–87. (In Russ.).

17. Iskyul G. S. Phosphatized discontinuity surfaces in the limestones of the Kunda Regional Stage (Middle Ordovician, Darriwilian) in northwest Russia. *Regional Geology and Metallogeny.* 2019; (78): 5–20. (In Russ.).

18. İskül G. S. Lithostratigraphy of the Middle Ordovician (Darriwilian) deposits of the Volkhov River, North-West Russia: 1. Kunda Regional Stage. *Regional Geology and Metallogeny.* 2023; (96): 5–26. https://doi.org/10.52349/0869-78-92_2023_96_5-26. (In Russ.).

19. Rõõmusoks A. K. Stratigraphy of the Viru and Harju series (Ordovician) of Northern Estonia. Tallinn: Valgus; 1970. 346 p. (In Russ.)

20. Iskül G. S. Lithostratigraphy of the Middle Ordovician (Darriwilian) of the Volkhov River: Aseri, Lasnamägi and Uhaku regional stages. *Regional Geology and Metallogeny*. 2024; (98): 5–31. (In Russ.).

21. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks — a symposium / Ed. W. E. Ham. Tulsa, USA: Amer. Assoc. of Petroleum Geologists; 1962; 1: 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357.

22. Mägi S. O. Stratigraphy and facies of the Ontika deposits: abstr. of the PhD diss. (Geology and Mineralogy). Tallinn: Inst. of Geol., AS ESSR; 1984. 29 p. (In Russ.).

23. Alikhova T. N. Stratigraphy and brachiopods of the Middle Ordovician deposits in the Moscow Syneclise. Moscow: Nedra; 1969. 91 p.

24. Raymond P. E. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914. Part 1. The correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. *Bull. Museum Compar. Zool. Harv. Coll.* 1916; 56 (3): 177–286.

25. Hints L., Harper D. A. T. Review of the Ordovician rhynchonelliformean Brachiopoda of the East Baltic: Their distribution and biofacies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. 2003; 50: 29–43. https://doi.org/10.37570/bgsd-2003-50-02.

26. Rõõmusoks A. Ordovician strophomenoid brachiopods of northern Estonia. *Fossilia Baltica*. 2004; 3: 1–151.

27. Alikhova T. N. About stratigraphic subdivision of Ordovician deposits in the North-West of Russia. *Regional Geology and Metallogeny*. 1997; (6): 77–89. (In Russ.).

28. Iskül G. S. Stratigraphic distribution of strophomenid brachiopods in the Aseri and Lasnamägi horizons (Middle Ordovician) of the southern Ladoga region. Paleontology and stratigraphy: Current state and ways of development. *Proc. of the LXVIII sess. of the Paleontological Soc. at the Russ. Acad. of Sci., dedicated to the 100th anniversary of Aleksandr I. Zhamoida's birth.* St. Petersburg: VSEGEI Publ. House; 2022. P. 61–62 (In Russ.).

Георгий Сергеевич Искюль

Кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник

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

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708 SPIN-код РИНЦ 6561-2121 geo-iskyul@yandex.ru

Georgy S. Iskül

PhD (Geology and Mineralogy), Researcher

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

https://orcid.org/0009-0005-2197-1708 RSCI SPIN-code 6561-2121 geo-iskyul@yandex.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов. Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 19.11.2024 Одобрена после рецензирования 25.02.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 19.11.2024 Approved after reviewing 25.02.2024 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ВЕТЕРАНЫ ГЕОЛОГИИ I VETERANS OF GEOLOGY

Научная статья

УДК 553.24.065:551.448 doi:10.52349/0869-7892_2025_101_134-152

Околорудные гидротермокарстовые полости

Ю. С. Ляхницкий⊠

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru[™]

Ключевые слова: гидротермокарст, карстовые месторождения, уникальная минерализация, музеи в природе

Для цитирования: Ляхницкий Ю. С. Околорудные гидротермокарстовые полости // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 134–152. https://doi. огд/10.52349/0869-7892. 2025_101_134-152

Original article

UDC 553.24.065:551.448 doi:10.52349/0869-7892_2025_101_134-152

Keywords: hydrothermokarst, karst deposits, unique mineralization, open-air museums

For citation: Lyakhnitskiy Yu. S. Wallrock hydrothermokarst cavities. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 134– 152. https://doi.org/10.52349/0869-7892_ 2025_101_134-152



© Ю.С.Ляхницкий, 2025

yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru[™] Аннотация. Статья посвящена описанию гидротермокарстовых полостей рудных месторождений. Они различаются по морфологии, генезису и положению в рудных полях. Наличие гидротермальных полостей является дополнительным поисковым признаком оруденения. Полости часто содержат уникальные минералогические агрегаты и могут служить ценными экскурсионно-туристи-

Wallrock hydrothermokarst cavities

Yu. S. Lyakhnitskiy⊠

ческими объектами.

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

Abstract. The paper focuses on hydrothermokarst cavities of ore deposits. They differ in morphology, genesis, and location in ore fields. Hydrothermal cavities relate to an additional search sign of mineralization. Cavities often contain unique mineralogical aggregates and can serve as valuable sightseeing and tourist sites.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накопился большой фактический материал по полостям, находящимся вблизи рудных тел в рудных полях гидротермальных месторождений. Возникновение их в основном связано с гидротермокарстовым процессом. Представляется важным обобщить эти данные и показать закономерности их формирования и положения по отношению к оруденению. В статье рассматриваются некоторые примеры гидротермокарстовых месторождений с полостями.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЮЯ-МУЮН

Особый интерес представляет история открытия и описание первого уранового месторождения России Тюя-Муюн, располагающегося в северных предгорьях Алайского хребта, в 35 км к юго-западу от г. Ош. Здесь издавна находилась шахта с медной рудой. Местное население добывало там медь. В 1899 г. предприниматель В. А. Спечев взял в Тюя-Муюне образцы руд, которые были переданы в Горный институт Петрограда, где профессор И. А. Антипов нашел в двух образцах кальцита налеты

чешуйчатого сложения из хальколита или медного уранита, а Б. Г. Карпов аналитическим путем определил уран. В 1900 г. на заседании Петербургского минералогического общества И. А. Антипов сообщил о находке урановых минералов в Тюя-Муюне. В 1915–1916 гг. в Средней Азии продолжались экспедиционные исследования, в том числе в Тюя-Муюне под руководством академика В. И. Вернадского, посетившего месторождение еще в 1910 г.¹ Далее в 1920–1930 гг. А. Е. Ферсманом (1924, 1927 гг.) [1; 2] и А. П. Кириковым (1929 г.) [3] были сделаны классические описания уранового месторождения Тюя-Муюн в Кыргызстане. Было доказано, что «древняя выработка» в действительности представляет собой карстовую полость. Работы на этом руднике стали началом целого направления в геологии — учения о рудном карсте. К сожалению, позднее они были практически забыты при открытии новых месторождений. Новый импульс разработкам в области рудоносности карста придали успехи в области спелеологии и карстоведения уже в 1960–1970 гг. [4–7].

Гидротермокарстовые полости первого уранового месторождения России — Тюя-Муюн, находящегося в северных предгорьях Алайского хребта, известны уже давно. В 1960-х гг. Н. Н. Мозговой были описаны «продушины» — крупные полости на Тетюхинском полиметаллическом месторождении [8]. «Пещерообразные полости» описаны С. С. Смирновым на свинцово-цинковых рудниках в Забайкалье [9]. Множество полостей с эффектными друзовыми образованиями выявлены на месторождениях сурьмы, ртути, барита и других минералов в Средней Азии, например, в Хайдаркане, на Кадамжае, а также в Китае [10–13]. Крупные полости были вскрыты в Североуральском бокситовом районе (далее — СУБР) на бокситовом месторождении Красная Шапочка [14]. Наиболее эффектные гидротермокарстовые полости с гигантскими кристаллами гипса вскрыты при проходке вентиляционной выработки на серебро-свинцово-цинковом месторождении Найка в Мексике [15]. Конечно, эти полости интересны сами по себе, но особенно тем, что они являются составной частью рудоносной гидротермокарстовой системы. Видимо, при гидротермальном процессе, приводящем к формированию специфических систем рудных тел, существуют закономерности, в соответствии с которыми часть полостей на периферии рудного поля остаются незаполненными рудным веществом или возникают после окончания рудного этапа.

Тюя-Муюнский закарстованный горстообразный массив известняков силура — нижнего карбона зажат между блоками глинистых и кремнистых сланцев, перемежающихся с битуминозными известняками, песчаниками, с пластовыми телами диабазов, базальт-кератофировых туфов и туфобрекчий. Известняки мраморизованы, местами окремнены, брекчированы, содержат «жилы», представляющие собой карстовые извилистые ходы, местами расширяющиеся в полости различной формы и положения, отчасти или вполне заполненные минеральными образованиями в виде сталактитов, сталагмитов, натеков, корок и пр. На месторождении детально описаны крупные полости в рудной шахте и около 40 более мелких в пределах рудного поля, главная из которых — Баритовая пещера (рис. 1) [1; 10].

Главная шахта (карстовая полость) имеет сложное строение. В ее верхней части находится небольшой пологий лабиринт с Желтой пещерой — залом, имеющим длину 16 м, 8 м в ширину и 8 м в высоту. Он был преимущественно заполнен уран-ванадиевыми натечными рудами, образующими ярко-желтые сталактиты — видимо, вторичные переотложенные агрегаты первичных гидротермальных руд. Ниже начинается Зеленая пещера — вертикальная колоколообразная полость с зелеными ванадиевыми рудами. Ниже на 35 м — извилистая трубообразная шахта размером в поперечнике 3-4 м, винтообразно уходящая на глубину около 80 м от поверхности. На глубине от 140 до 220 м эти вертикальные и крутопадающие ходы и пещеры сменяются почти горизонтальными системами. Заполнение полостей имеет зональную структуру с послойным отложением различных генераций минералов (рис. 1, с). На поверхностях первичных полостей во вмещающих известняках отлагаются безрудные (экзокарстовые) натечные коры — кальцит радиально-лучистый сталактитового типа, на них — гидротермальный рудный «мрамор» крупнокристаллический, пропитанный тюямунитом по трещинам, полостям и между кристаллами; в кавернах отложены тангеит (ванадат Са и Си), реже туранит (ванадат Си); далее — барит красный листоватый с окислами железа, ближе к центру переходящий в медово-желтый прозрачный или бесцветный; в промежутках между этими баритами, отчасти во время и после отложения медового, отлагались прослойки и скопления красного кварца; ближе к центру полости — сталагмитовая кора с брекчией из обломков баритов, баритом поздней генерации и карбонатами в виде цемента брекчии, натеков мраморного оникса и сталагмитов. Самым поздним, отчасти современным образованием являются белые отложения кальцита и красноцветные глины (terra rossa). В центре на поверхности реликтовых полостей встречаются кристаллы гипса. Иногда кольматолит состоит из барита с кальцитом, гипсом, охрами, корками железняка, глинами. А. Е. Ферсман [1] считал, что рудное вещество проникало в экзокарстовую систему полостей с послеэоценовыми фреатическими термами, поступающими из широтных дислокаций, которые выщелачивали ванадий и уран из битуминозных линз сланцевой свиты, обогащенной этими элементами, или что «U, V, Ba и Cu, а также в небольшом количестве Fe и SiO₂ внесены в карст снизу в уже готовые полости при содействии слабых термальных растворов». В восточной части Тюя-Муюнской гряды находится крупная «безрудная» Баритовая пещера и другие карстовые полости с натечным и кристаллическим баритом и сравнительно небольшими проявлениями вульфенита, церуссита, галенита, сфалерита,

¹Вернадский В. И. Краткий отчет о ходе исследования радиоактивных месторождений Российской Империи летом 1914 года. Доложено на заседании Физико-математического отделения 29 октября 1914 г.

черными марганцевыми минералами и соединениями ванадия (рис. 1, *d*) [10].

Баритовая пещера расположена в 650 м к юговостоку от Главной шахты на Баритовой горе обрывистом склоне, обращенном к ущелью. Пещера представляет собой «мешкообразную» крутую полость высотой в 60 м, стены которой покрыты крупными кристаллами барита и кальцита, часто образующими уступы и карнизы. На них наложены белые поздние кальцитовые натечные сталагмитовые образования. В ней нет рудных уран-ванадиевых минеральных парагенезисов, аналогичных отложениям Главной шахты. Это более поздние переотложенные барит-кальцитовые агрегаты.

Эволюция месторождения трактуется следующим образом [1; 2]. Карстообразование происходило в условиях верхнемеловых островов или постэоценового континентального режима. Затем в полости проникают низкотемпературные гидротермы, приносящие U, V, Cu. На третьем этапе проявляются сульфатные растворы, формирующие барит, окисные соединения железа и осуществляющие частичное переотложение V и Cu. Далее четвертый этап характеризуется сменой термальных процессов поверхностным карстом, а в последующее время продолжается сравнительно слабое воздействие на систему экзогенного карста. Таким образом, на месторождении были сначала образованы вертикальные L-образные системы экзогенных карстовых полостей, затем началось их заполнение гидротермальным рудоносным веществом, приведшее к полной или частичной кольматации полостей. Центральные полости были заполнены почти полностью, в то время как периферийные, например, Баритовая, — частично или в малой степени.

ДАЛЬНЕГОРСКИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дальнегорские полиметаллические месторождения Тетюхи являются весьма показательным примером гидротермокарстовых систем. В статье Н. Н. Мозговой отмечается, что наличие полостей в рудных телах тетюхинских месторождений является их характерной особенностью (рис. 2) [8]. Еще А. Г. Бетехтин (1940 г.) в одном из докладов говорил о возможности выполнения гидротермальных полостей рудным веществом и указывал на необходимость детального исследования этих полостей, но сделано этого так и не было. Месторождения эти считались скарновыми, метасоматическими.



Рис. 1. Месторождение Тюя-Муюн (Киргизия)

а — проекция Главной шахты на вертикальную плоскость; b — разрез горы Тюя-Муюн: 1 — известняки, 2 — аллювий, 3 — карстовый заполнитель полостей, 4 — разломы, 5 — карстовые полости, 6 — горные выработки; с — строение рудного тела с реликтовыми полостями в центре: 1 — коренной известняк, 2 — карстовая сталагмитовая кора, 3 — шестоватая кора, 4 — первичный уранованадит, 5 — «рудный мрамор», 6 — красный барит, 7 — прозрачный и медовый барит, 8 — кора с «терра роса», 9 — поздняя кальцитовая кора с мраморным ониксом, 10 — кристаллы гипса, 11 — реликтовые полости; d — разрез Баритовой пещеры: 1 — аргиллиты, 2 — пропластки песчаника, 3 — кальцитовая натечная кора, 4 — глыбы коллювия, 5 — шурф

Источник: *а*, *b* — по [10], *с* — по [1], *d* — по [10]

Оруденение на них локализуется в карнийских известняках под осадочными и эффузивными экранирующими породами и представлено галенитом, сфалеритом, пирротином, халькопиритом и другими рудными минералами в срастании с геденбергитом, которые создают радиально-лучистые сферолиты размером до 0,5 м. В геденбергитовых «сферах» встречаются сплошные прослои сульфидов. Распространены замечательные в эстетическом плане друзы. Подобное строение рудного вещества однозначно свидетельствует о его отложении в полостях при заполнении последних, росте сферолитов, а не при метасоматозе. На геденбергит-сульфидные тела накладываются низкотемпературные выделения кварца, кальцита и других поздних минералов, отмечается растворение и переотложение рудного вещества поздними гидротермами.

Продушины, представляющие собой реликтовые полости, отличаются незначительными размерами в сравнении с рудными телами, площадь которых может достигать несколько тысяч квадратных метров. Их размеры от каверн до небольших залов с объемом в десятки кубических метров. Были выделены два типа продушин. К первому относятся изолированные полости с поверхностями, образованными сферолитами геденбергита и друзовыми агрегатами кварца и кальцита. Примечательно, что полости вытянуты по восстанию рудных тел, что подтверждает их реликтовую природу — остаточное пространство гидротермокарстовых полостей, не заполненное рудным веществом. Второй тип продушин отличается большими размерами, протяженностью, уплощенностью и цепочечным строением. Иногда серии этих полостей протягиваются более чем на 50 м. Они встречаются в зонах брекчий или на них накладываются брекчирование и поздние гидротермальные изменения. Их иногда рассекают пострудные нарушения, разбивающие друзы. Часто встречаются друзовые агрегаты, в которых сульфиды нарастают на кварц и кальцит, а также кристаллы гипса, барита и других минералов. Наблюдаются полости с плоским полом, сложенным крупнокристаллическим кальцитом с обломками геденбергита, то есть карстовые брекчии. На этом полу нарастают сферолиты розового позднего кальцита и корки дипирамидального кварца. Поздние сульфиды обеднены примесями. В целом минерализация реликтовых продушин связана с составом геденбергитового заполнителя первичных полостей. Очень интересны часто встречаемые на полу продушин полужидкие гелееобразые студенистые массы обычно бурого и темно-коричневого цвета, реже — серого и грязно-зеленого. Часть из них имела серую, белесую окраску, а при кристаллизации через 3-4 дня превращалась в корки опала. Иногда гели находились на дне обводненных полостей. Продушины иногда оказывались обводненными, и из них шли гидрокарбонатно-сульфатные воды, обычные для зоны гипергенеза района.

Надо отметить большую распространенность друзовых агрегатов, уникальных по совершенству форм и размерам кристаллов сульфидов, кварца и кальцита. Встречались скаленоэдрические кристаллы длиной до 0,5 м, «почки», натечные, коломорфные, волокнистые и чешуйчатые образования, которые совместно создают очень сложные и красивые агрегаты, знакомые нам по многочисленным музейным экспонатам (рис. 2, *с, d*). Встречается множество генераций минералов, отличающихся формой кристаллов, среди которых — натечные образования, например, вертикальные сталактиты. Отмечается уменьшение включений, очищение



Fig. 1. Tuya-Muyun deposit (Kyrgyz Republic)

a — projection of the main mine onto a vertical plane; **b** — cross-section of the Tuya-Muyun Mountain: 1 — limestone, 2 — alluvium, 3 — karst cavity filler, 4 — faults, 5 — karst cavities, 6 — mine workings; **c** — structure of the ore body with relict cavities in the center: 1 — bedrock limestone, 2 — karst stalagmite crust, 3 — columnar crust, 4 — primary uranium vanadite, 5 — "ore marble", 6 — red barite, 7 — transparent and honey barite, 8 — crust with terra rossa, 9 — late calcite crust with marble onyx, 10 — gypsum crystals, 11 — relict cavities; **d** — Barite Cave section: 1 — argillites, 2 — sandy interbeds, 3 — calcite dripstone crust, 4 — colluvium blocks, 5 — trial pit Source: **a**, **b** — from [10], **c** — from [11], **d** — from [10]

137

от примесей более поздних генераций агрегатов. Типичны явления псевдоморфизма. Все это указывает на многостадийность, длительность процесса минералообразования вплоть до изменения напорных гидротермальных условий рудообразования на вадозные низкотемпературные холодных гипергенных карстовых процессов. Температурный диапазон минералообразования в продушинах достаточно велик и снижается с 300 до 50 °C.

К сожалению, вывод, который делает Н. Н. Мозгова [8], не соответствует ее же описаниям. Она считает, что гидротермальный карст накладывается на «скарны» и образует продушины. В действительности геденбергитовые сферолиты, слагающие



Рис. 2. Строение рудных тел и продушин на Тетюхинском месторождении

а — строение рудного тела на Тетюхинском месторождении (Россия): 1 — геденбергитовые сферолитовые коры, 2 — осветленный геденберигит, 3 — среднекристаллический черный сфалерит, 4 — крупнокристаллический черный сфалерит, 5 — массивные сульфиды (сфалерит, галенит, халькопирит), 6 — «бурундучная» полосчатая руда, 7 — крупнокристаллический кальцит, 8 — щетки длиннопризматического кварца, 9 — друзы ромбоэдров кальцита в полостях, 10 — скаленоэдрические кристаллы кальцита; b — строение продушины: 1 — геденбергитовый скарн, 2 — осветленный скарн, 3 — щетки кристаллов кварца, покрытые пленкой зеленого геля; друзы ромбоэдров кальцита; с — гигантский кристалли кальцита в полости рудника Первый Советский; d — пластинчатые кристаллы кальцита в полости рудника Первый Советский; Источник: а, b — по [8], d — фото В. С. Чернавцева (2016 г.)*

Fig. 2. Structure of the ore body

a — structure of the ore body at the Tetyukhe deposit (Russia): 1 — hedenbergite spherulitic crusts, 2 — bleached hedenbergite, 3 — medium-crystalline black sphalerite, 4 — coarse-crystalline black sphalerite, 5 — massive sulfides (sphalerite, galena, chalcopyrite), 6 — "chipmunk" banded ore, 7 — coarse-crystalline calcite, 8 — brushes of long-prismatic quartz, 9 — druses of calcite rhombohedrons in cavities, 10 — scalenohedral calcite crystals; **b** — "air hole" structure: 1 — hedenbergite skarn, 2 — bleached skarn, 3 — brushes of quartz crystals covered with green gel layer; druses of calcite rhombohedrons; **c** — a giant calcite crystal from the First Soviet mine cavity; **d** — plate-shaped calcite crystals from the First Soviet mine cavity Source: **a**, **b** — from [8], **d** — photo by V. S. Chernavtsev (2016)**

*URL: https://webmineral.ru/deposits/photos.php?id=637&page=1 (дата обращения: 06.02.2025) **URL: https://webmineral.ru/deposits/photos.php?id=637&page=1 (accessed 06.02.2025) рудные тела, никак не могли образоваться при метасоматозе. Это типичные текстуры заполнения полостей. Таким образом, при первичном гидротермокарстовом процессе были образованы крупные системы полостей, которые на втором этапе заполнялись геденбергитом с рудными минералами при кристаллизации сферолитов, и значительная часть рудных тел имеет гидротермокарстовый генезис. Оставшиеся реликтовые продушины на третьем низкотемпературном многофазном этапе частично заполнялись разнообразными друзовыми и натечными агрегатами. Видимо, далее имел место узко проявленный четвертый карстовый гипергенный этап, приведший в небольшом объеме к перераспределению вещества в продушинах. Гелеобразные агрегаты, видимо, образовывались на гидротермокарстовых этапах, но доказаны только для третьего — низкотемпературного пострудного этапа.

Таким образом, на тетюхинских месторождениях, без сомнения, преобладали типичные гидротерморкарстовые процессы образования полостей с заполнением их рудным веществом при процессах кристаллизации. Генезис рудных тел был многофазным. На последних стадиях, возможно, происходило наложение гипергенного карста. Наличие свободных реликтовых полостей является доказательством гидротермокарстовой природы оруденения.

БАДАМСКОЕ ФЛЮОРИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Бадамское месторождение находится в Толебийском районе Южно-Казахстанской области, в 55 км на юго-восток от г. Чимкент в верховьях р. Бадам (рис. 3) [13]. Оно приурочено к западному крылу Бадамской субмеридиональной антиклинали и контролируется Бадамским разломом и оперяющими его нарушениями. Оруденение представлено флюоритом, баритом и медными минералами, создающими рудную зону в окварцованных известняках и туфоконгломератах визейского яруса большой протяженности при ширине от 10 до 90 м на глубину более 200 м. Рудные тела имеют линзовидную форму; распространены зоны прожилковой и вкрапленной минерализации, брекчирования и остаточных полостей. Наиболее богатые руды



Рис. 3. Некоторые типы флюоритовых полостей на месторождении Бадам (Казахстан)

a-с — остаточные полости во флюорите: **a** — округлая, **b** — щелевидная, **c** — неправильная, среди обломков известняков; **d** — полость в известняке — «погреб» с частично обрушившимися стенками. 1 — известняк, 2 — флюорит, 3 — барит, 4 — кальцит, 5 — мелкозернистый материал обрушившихся стенок полости, 6 — кварц Источник: по [13]

Fig. 3. Some types of fluorite cavities in the Badam deposit (Kazakhstan)

a-**c** — residual cavities in fluorite: **a** — rounded, **b** — slit-like, **c** — irregular, among limestone fragments; **d** — cavity in limestone resembling a cellar with partially collapsed walls. 1 — limestone, 2 — fluorite, 3 — barite, 4 — calcite, 5 — fine-grained material of collapsed cavity walls, 6 — quartz Source: from [13]

приурочены к контакту массивных и тонкослоистых известняков вблизи шарнира антиклинальной складки. В выпуклой ее части отмечается максимальный раздув седловидной залежи, жил и гнезд. С удалением от контакта в сторону массивных известняков количество флюорита уменьшается, а жильного кварца увеличивается. Барит составляет от 20 до 65 % рудной массы. Флюорит в виде линз, жил, изометрических и неправильной формы гнезд и вкраплений располагается в массе барита среди вмещающих карбонатов. В зоне Бадамского разлома выявлены проявления с полупрозрачными и прозрачными разностями флюорита, близкого к оптическому. Полости в барите имеют овальную, иногда слегка вытянутую форму. Их стенки покрыты пластинчатыми друзовидными агрегатами барита, на которые нарастают отдельные кубические кристаллы флюорита размером до 4 см, с зонами роста от фиолетового до прозрачного цветов. Встречаются кристаллы, имеющие до пяти разноцветных зон.

На месторождении выделяются три типа полостей: остаточные, трещинные, выщелачивания. Остаточные (реликтовые) полости первой и второй стадий кварц-барит-флюорит-сульфидной стадии минералообразования. Реликтовые полости в флюорите имеют чечевицеобразную, щелевую, сложную и округлую форму. Они часто приурочены к зонам брекчирования вмещающих пород или более раннего флюоритового оруденения массивных гигантокристаллических или полосчатых текстур. Видимо, первый этап оруденения был самым мощным, а второй связан с периодом тектонической активности, брекчированием, частичным переотложением оруденения и менее масштабным кварц-флюоритовым минералообразованием. При этом первичные реликтовые полости имеют округлую и сложную форму, а вторичные — значительно более разнообразные, в том числе и трещинные, четковидные. Некоторые полости выполнены флюоритом двух генераций. Трещинные полости образованы по трещинам напластования, расширенным коррозией, имеют мощность 2-5 см при протяженности от 1 до 5 м. Стенки трещин покрыты тонким (до 2 мм) слоем флюорита и реже кварца, на который нарастают друзы кубических кристаллов флюорита размером не более 1 см.

Наиболее интересны в практическом отношении полости выщелачивания, локализующиеся в зонах брекчий на контакте массивных и перекрывающих их слоистых известняков. Полости изометричные, иногда вытянутые вдоль трещин. Преобладают крупные каверны до 30 см в поперечнике, реже встречаются камеры диаметром до 1 м. Часть кристаллов, отколовшихся от стенок, находится в мелкозернистой кварц-барит-карбонатной массе в нижней части полостей. Полости выщелачивания связаны с начальной (коррозионной) фазой третьей стадии минералообразования (кварц-барит-флюорит-сульфиды) и приурочены к зонам межформационных тектонических нарушений на контакте массивных и перекрывающих их слоистых известняков. Именно в этих поздних полостях образовались самые крупные, хорошо ограненные, прозрачные кристаллы, близкие к оптическим, и друзы высокого декоративного качества.

Таким образом, на Бадаме существуют реликтовые гидротермокарстовые полости в рудном флюорите, оставшиеся после выполнения карстовых полостей, и полости, в которых покровные коры и кристаллы флюорита составляют сравнительно небольшой объем. Сплошные рудные тела и полости с рудой расположены в центральной зоне оруденения, а полости второго типа расположены на периферии. Процесс рудообразования был сложным и длительным. Выявлены как минимум три стадии гидротермокастового процесса, каждый из которых начинался выщелачиванием, а заканчивался отложением рудного материала при кристаллизации и перекристаллизации различных сложных агрегатов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ КОРНАЧЧИНО

Месторождение сурьмы Корначчино находится в Италии в крупном ртутном районе Монте-Амиата (рис. 4) [11; 16]. Рудовмещающей является терригенно-карбонатная юрско-меловая формация. Оруденение локализовано главным образом в нижнемеловых известняках мощностью 20 м, меньше в юрских фтанитах мощностью 40 м и подстилающих их известняках. Рудоносные меловые известняки перекрываются с несогласием пестрыми сланцами, играющими роль экрана (рис. 2). Месторождение приурочено к широтному нарушению, сопряженному с основным меридиональным разломом. Породы имеют падение от 15 до 20° к северу. Наиболее крупные и богатые рудные тела в меловых известняках контролируются широтными и меридиональными нарушениями, имеют размеры до 2,5-3,0 м по вертикали и 1,5-2,0 м по горизонтали. Отдельные камеры связаны узкими трещинообразными проводниками. Полости выполнены глинисто-карбонатным материалом с обломками известняков, с киноварью и пиритом. В полостях, где кольматолитом является преимущественно глинистый материал без обломков известняка, руды, как правило, бедные. Большое количество обломков способствует повышению проницаемости пород и образованию богатых руд, приуроченных к висячему боку известняков над экраном сланцев. Бедная прожилково-вкрапленная минерализация в подстилающих юрских сланцах фтанитах выполняет трещины, служившие подводящими каналами для рудоносных растворов.

В подстилающих юрских известняках встречаются крупные полости (объемом несколько сотен кубических метров), которые локализуются теми же дизъюнктивами, которые контролируют вышележащие рудные тела, но находятся они непосредственно не под полостями, а восточнее, со сдвигами по простиранию. Содержание киновари в кольматолитах этих полостей значительно меньше, а запасы незначительные. Это типичные «подрудные» полости, находящиеся на расстоянии около 100 м по падению от рудных тел.



Рис. 4. Ртутное месторождение Корначчино (Италия)

1 — верхнезоценовые сланцы с прослоями известняков, 2 верхнезоценовые известняки, 3 — меловые сланцы и известняки, 4 — юрские кремнистые породы, 5 — юрские известняки, 6 — массивные богатые киноварные руды, 7 — разломы, 8 — подрудные карстовые полости в юрских известняках

Источник: по [16]

Fig. 4. Cornacchino mercury deposit (Italy)

1 — Upper Eocene shales with limestone interlayers, 2 — Upper Eocene limestone, 3 — Cretaceous shales and limestone, 4 — Jurassic siliceous rocks, 5 — Jurassic limestone, 6 — massive prolific cinnabar ores, 7 — faults, 8 — sub-ore karst cavities in Jurassic limestone Source: from [16]

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ КАДАМДЖАЙ

Месторождение сурьмы Кадамджай расположено в Южной Киргизии, на северных склонах хр. Катрантау — северной составляющей Алайского хребта. Строение месторождения детально описано В. П. Федорчуком (рис. 5) [12].

На месторождении рудоносная карбонатная формация нижнего-среднего карбона тектонически перекрыта углистыми сланцами силура-девона и доломитами девона, на которых залегают глинистые сланцы среднего карбона. На месторождении выделено два типа рудных тел: межформационная плащеобразная залежь джаспероидов в зоне контакта известняков с перекрывающими их сланцами и небольшие рудные тела гнездового типа в подстилающих брекчиевые зоны известняках на участках окварцевания вдоль малоамплитудных крутопадающих нарушений. Разломы являются рудоконтролирующими структурами рудных гидротермокарстовых полостей. Протяженность некоторых из этих полостей достигает многих сотен метров, а иногда 1 км. Полости выполнены натечными и кристаллическими образованиями кальцита и арагонита. По некоторым зонам и сейчас наблюдается движение термальных (до 30 °C) слабоминерализованных, иногда сероводородных вод. Рудные тела жильного типа фиксирует рудопроводящий Северный сброс в сланцах лежачего бока.

Оруденение представлено антимонитом, ассоциирующим с кварцем. На верхних горизонтах в кавернах и жеодах совместно с кристаллами антимонита и кварца встречаются кристаллы барита, а иногда и флюорита. Вертикальный размах оруденения составляет не менее 1,2–1,3 км, причем на этом интервале минеральный состав руд практически не меняется.

Оруденение формировалось на заключительных этапах варисцийского тектоно-магматического цикла, до проявления шарьяжей. Гидротермокарстовая активность продолжается на месторождении до сих пор, что выражается в существовании внутрикарстовых термальных источников. По-видимому, рудообразование было связано с развитием крупной гидрогермокарстовой системы, от которой в настоящее время сохранились только полости вертикальной зоны циркуляции, являвшиеся рудоподводящими каналами и заполненные позднее натечными агрегатами карбонатов.

При формировании месторождения проходило выщелачивание и окремнение известняков под экраном сланцев, приведшее к формированию полостей, гравитационных брекчий и рудоносных джаспероидов. При гидротермокарстовой кольматации полостей происходило обрушение их кровли и цементация брекчий кварцем, антимонитом и флюоритом. Это типичное гидротермокарстовое месторождение комбинированного Т-образного структурного типа, впоследствии усложненного складчато-блоковыми и шарьяжными дислокациями.



Рис. 5. Схематический разрез сурьмяного месторождения Кадамджай (Киргизия)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3, 4 — глинистые сланцы: 3 силура и девона, 4 — нижнего и среднего карбона; 5-8 — рудные тела: 5 — джаспероидные антимонитовые, 6 — седловидные антимонитовые в надрудных сланцах, 7 — зоны секущей минерализации, 8 — антимонит-флюоритовые; 9 — подрудные карстовые полости с арагонитом; 10 — рудораспределяющие мелкие разломы Источник: по [12]

Fig. 5. Schematic cross-section of the Kadamjay antimony deposit (Kyrgyz Republic)

1 — limestone; **2** — dolomites; **3**, **4** — clayey shales: 3 — Silurian and Devonian, 4 — Lower and Middle Carboniferous; **5–8** — ore bodies: 5 — jasperoid antimonite, 6 — saddle-shaped antimonite in supra-ore shales, 7 — zones of cross-cutting mineralization, 8 — antimonite-fluorite; **9** — sub-ore karst cavities with aragonite; **10** — small ore-distributing faults

Source: from [12]

В данном случае позиция подрудных реликтовых полостей объясняется тем, что они являлись нижними вертикальными полостями гидротермокарстовых систем, являвшихся позднее при рудоотложении подводящими каналами, но они остались не заполненными рудным веществом и были выполнены арагонитом.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ ЦИНЛУН

Месторождение сурьмы Цинлун в Китае приурочено к платформенным известнякам карбона (рис. 6) [12]. Оруденение локализовано в межформационных залежах джаспероидов под экраном сланцев. Под раздувами брекчиевых рудных тел в подстилающих известняках находятся крупные подрудные полости, служившие подводящими каналами при рудогенезе.

Есть полости и на бокситовых месторождениях СУБРа [14]. Рудные тела имеют сложную форму и локализованы в карстовых полостях, на интенсивно закарстованной поверхности чистых светлых рифогенных верхнесилурийских известняков под эйфельскими темными серыми тонкослоистыми, существенно битуминозными известняками, которые в принципе могут играть роль экрана. Бокситы добываются на больших глубинах — до 1240 м. По общепринятой точке зрения, бокситы имеют осадочную, осадочно-латеритную и инфильтрационную природу. Однако есть гипотезы, утверждающие, что в этом процессе участвовали и гидротермальные растворы.



Рис. 6. Сурьмяное месторождение Цинлун (Китай)

 известняки; 2 — сланцы; 3 — сурьмяное оруденение в пачке надрудных известняков; 4 — джаспероиды; 5 — кабонатная брекчия;
7 — руды: 6 — сурьмяные (антимонитовые), 7 — флюоритовые гнездовые; 8 — подрудные карстовые полости; 9 — тектонические нарушения; 10 — зоны осветления
Источник: по [12]

Fig. 6. Qinglong antimony deposit (China)

1 — limestone; 2 — shales; 3 — antimony mineralization in the supraore limestone member, 4 — jasperoids; 5 — cabonate breccia; 6, 7 — ores: 6 — antimony (antimonite), 7 — fluorite nested; 8 — sub-ore karst cavities; 9 — tectonic disturbances; 10 — bleaching zones
Source: from [12]

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОКСИТОВ КРАСНАЯ ШАПОЧКА

Очень интересные материалы опубликованы М. В. Цыганко, А. Н. Халевиным и Е. А. Цурихиным [14] о полостях на месторождении Красная Шапочка. В 1993 г. при проходке вспомогательной выработки там были вскрыты кастовые полости достаточно большого объема. Они находятся в нижнедевонских известняках на глубине более 700 м (а. о. 590 м) на удалении от рудных тел. Объем полости оценивается в 2 тыс. м³, общая длина около 50 м. В центре вскрытой системы полостей находится зал с размерами 20,5 × 12 м и высотой 5 м (рис. 7). От зала отходят два ответвления — «меандра». Первый имеет длину 24 м, а второй, протягивающийся в противоположном направлении, с уклоном вверх — 15 м. Зал был частично затоплен — хорошо выражены следы стояния воды. Затопленные до вскрытия поверхности полостей покрыты корками гидроокислов и глиной. Почти все поверхности покрыты кристаллами кальцита. Кристаллы имеют скаленоэдрическую форму или более сложную — комбинацию скаленоэдров с призмой. Наиболее крупные достигают размеров в 7 см, средние — 2-4 см. Они образуют друзы и щетки, занимающие площадь в несколько квадратных метров. В формировании пленок и корок гидроокислов в нижней части полости, видимо, участвовало железо пирита из пестроцветных бокситов. Полости находятся выше и вдали от рудных тел. Старые горняки вспоминают, что выше нулевой отметки высот ранее вскрывались крупные, в сотни тысяч кубометров, обводненные полости, иногда они приводили к прорывам карстовых вод, а те, в свою очередь, — к авариям в шахте.

К сожалению, детальное исследование полостей невозможно, поскольку владельцы месторождения не допускают геологов на территорию, а сами полости с редкими минеральными агрегатами взрывают, чтобы предотвратить посещение и отбор образцов. Природа этих полостей и их связь с бокситовым оруденением остаются невыясненными из-за режима «секретности» на месторождении.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЕЛОРЕЧЕНСКОЕ УРАН-БАРИТОВОЕ

Белореченское месторождение расположено на Северном Кавказе в Республике Адыгея у п. Никель, на правом берегу р. Белая при впадении в нее р. Сюк. В 1960-е гг. оно разведывалось на уран, а позднее — на барит [17]. Пройдено около 10 штолен большой протяженности, но затем месторождение было законсервировано. Месторождение находится в пределах северо-восточной части Даховской горст-антиклинали, ограниченной с юга и востока глубинными разломами. Это самый крайний к западу выход пород палеозойского фундамента, который ступенчато погружается на север. Рудное поле имеет северо-западное простирание. Месторождение приурочено к участку периклинального а





Рис. 7. Полость с кристаллами кальцита на месторождении Красная Шапочка (Россия) (*a*), фото полости (*b*)

Источник: а — по [14], b — фото М. В. Цыганко [14]

Fig. 7. Cavity with calcite crystals in the Krasnaya Shapochka deposit (Russia) (a), the cavity photo (b)

Source: a — from [14], b — photo by M. V. Tsyganko [14]

замыкания на юго-востоке горста. Условно месторождение можно отнести к пятиэлементной формации (U-Ag-Bi-Co-Ni), но на нем нет Вi. Строение месторождения достаточно сложно и имеет блоковую структуру. После многофазного внедрения интрузивов образовались мощные карбонатные (анкеритовыве и кальцитовые), баритовые и реже кварцевые жилы. На участке распространены нижне- и среднепалеозойские гнейсы, амфиболиты, серпентиниты и позднепалеозойские гранитоиды. Возраст оруденения — раннемезозойский. С первым этапом рудообразования связаны анкеритовые и доломито-анкеритовые жилообразные тела с ураново-арсенидной минерализацией, приуроченные к крутопадающим субширотным разломам. Более позднее оруденение представлено системами баритовых, барито-флюоритовых и барито-кальцитовых жил, связанных с субмеридиональными разломами. На периферии рудного поля в гнейсах и гранитах проявлены баритовые жилы и прожилки.

Основное баритовое оруденение сконцентрировано более чем в 10 крупных, выдержанных по простиранию и падению мощных жилах. Эти жилы являются зияющими полостями, якобы трещинами отрыва. Они прослеживаются по простиранию от 120 до 850 м, редко — до 900 м при мощности до 3 м и до 400 м на глубину. Жилы имеют крутое падение и субмеридиональное северо-западное простирание. Они развиты в зонах тектонических нарушений и содержат брекчии первичного анкерита. Возможно, полости такого размера образовались при коррозии вмещающих анкерит-кальцитовых первичных тел. С главным этапом гидротермальной активности, видимо, связано формирование большого количества полостей, в которых находятся баритовые агрегаты. Форма полостей галерееобразная (вертикальные и наклонные), сложная небольшие залы, иногда — узкие лазы и трещины (рис. 8). Барит обычно кристаллический, толстоплитчатый столбчатый. Температура его кристаллизации — 50–60 °С. Кроме барита распространены флюорит, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, реже киноварь и кварц. В полостях часто встречаются крупнокристаллические агрегаты барита сферической формы. Распространены очень красивые друзы полупрозрачных кристаллов барита с «присыпкой» кристалликов галенита, сфалерита и пирита. Встречаются обильные друзовые, коровые, щеточные кристаллические агрегаты различных минералов большой минералогической и эстетической ценности. Размеры хорошо ограненных кристаллов достигают 30–40 см (рис. 8).

Штольни месторождения остаются открытыми и неконтролируемо посещаются, несмотря на повышенный уровень радиации в некоторых из них. При этом нередко происходит уничтожение уникальных образований неорганизованными «туристами». В связи с тем, что на месторождении сохранились уникальные гидротермокарстовые полости с прекрасными крупными кристаллами кальцита, барита, флюорита и других минералов, нами после осмотра полостей было высказано предложение об организации на базе месторождения памятника природы или даже музея-заповедника. К сожалению, существует реальная опасность организованного уничтожения минерального богатства месторождения при передаче его предпринимателям для добычи поделочных и коллекционных минералов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА НАЙКА

Очень интересны месторождения Найка в Мексике, описанные П. Форти и Л. Санна [18], и Мина Рика в Испании, описанные А. Аррибас, Р. М. Тосдал




Рис. 8. Полости с кристаллами кальцита на месторождении Белореченское — галерееобразная (a), зал сложной формы (b)

Источник: b — фото Ю. С. Ляхницкого и И. А. Агапова

Fig. 8. Cavities with calcite crystals in the Belorechenskoye deposit — gallery-shaped (a), complex-shaped hall (b)

Source: b — photo by Yu. S. Lyakhnitskiy and I. A. Agapov

и И. Мартин-Рохас [19; 20], на которых находятся крупные полости с гигантскими кристаллами гипса, поэтому они описаны более детально.

а

Месторождение Найка находится в 100 км к юговостоку от г. Чиуауа, на севере Мексики (рис. 9) в 1385 м над уровнем моря. Оно приурочено к северному крылу антиклинали Сьерра-де-Наика, сложенной карбонатными породами длиной 12 км и шириной 7 км, имеющей северо-западное простирание. Карбонатная формация Найка мелового альбского возраста состоит из известняка, доломитизированного известняка и кальцитизированного доломита с прослоями глин, перекрывающими эвапоритовую толщу апта. Серебро-свинцово-цинковое оруденение месторождения локализовано в этой карбонатной толще. Подстилающие эвапориты апта залегают на глубине более 1 км. Регион 26,2-25,9 млн лет назад был подвержен палеогеновому магматизму, следствием которого стало выраженное внедрение в карбонатную толщу кислых даек. Магнитометрическими исследованиями в районе выявлен магматический очаг на глубине от 2,5 до 5,0 км, в 4 км к югу от месторождения. Кроме того, в 2007 г. при бурении недалеко от ствола рудника было обнаружено магматическое тело примерно на глубине 1140 м под поверхностью.

Полисульфидные (Pb, Zn, Ag) рудные тела образованы гидротермами [21], связанными с палеогеновым магматизмом. Основными минералами рудных тел являются пирит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит. Рудные тела имеют формы труб и манто, развиты во вмещающих карбонатных породах и частично в дайках. Судя по всем признакам, это в основном гидротермокарстовые образования. Известняки сильно изменены и частично окварцованы (преобразованы в калькосиликаты). На более поздней стадии, когда термальные флюиды стали холоднее, кальцит, ангидрит и кварц образовали жилы, секущие рудные тела [22].

Оруденение отчетливо контролируется тектоническими нарушениями. Главными являются разломы Гибралтар, Найка и Монтанья (рис. 9), по которым осуществлялся приток рудоносных гидротерм. Гидротермы продолжают поступать в выработки по трещинам, связанным с ними и в настоящее время.

Работы велись до горизонта 760 м (ниже устья штольни, уровень 0 на 1385 м а. о.) — примерно на 630 м ниже первоначального уровня грунтовых вод, который был на уровне 130 м (а. о. 1255 м). Во время работы рудника для осушения выработок проводилась откачка примерно на 1 м ниже выработок.

В пределах шахтного поля наблюдается тепловая аномалия. Вода, поступающая под напором в выработки, имеет температуру, близкую к 53 °С. Исследование гидротерм показало (возможно, частичное) метеоритное происхождение этих вод при среднем пребывании в пределах термального водоносного горизонта в течение довольно длительного времени — более 50 лет [23].

На месторождении неоднократно вскрывались гидротермокарстовые полости с крупными кристаллами гипса. Первые естественные полости были вскрыты рудничными выработками (рис. 10, 13, 14) уже более века тому назад и стали широко известны благодаря размеру и чистоте их кристаллов [18].

В начале XX в. на горизонте 120 м была обнаружена полость Куэва-де-лас-Эспадас (Пещера Мечей) где встречаются кристаллы длиной до 2 м [24; 25]. За последние годы на горизонте (290 м) были вскрыты новые полости, наиболее значимыми из которых являются Куэва-де-лос-Кристалес (Хрустальная пещера), Охо-де-ла-Рейна (пещера Королевы) и Куэва-де-лас-Велас (пещера Парусов) (рис. 11). В этих полостях кристаллы гипса гораздо большего

Yu. S. Lyakhnitskiy / Regional Geology and Metallogeny. 2025; 32 (1): 134-152



Рис. 9. Схематический разрез месторождения Найка (Мексика)

Видно, что гидротермокарстовые полости тесно связаны с основными разломами, по которым поступают гидротермы. Коричневым цветом показаны рудные тела, синим — гидотермокарстовые полости с кристаллами Источник: по [18]

Fig. 9. Schematic cross-section of the Naica deposit (Mexico)

The hydrothermokarst cavities appear to be closely connected with the main faults maintaining the hydrothermal fluid flow. The brown color indicates ore bodies, the blue one displays hydrothermokarst cavities with crystals Source: from [18]

размера, чем в пещере Мечей. Самый крупный из них, более 13 м в длину, был найден в Хрустальной пещере (рис. 12, 13) [26]. Эти кристаллы считаются самыми крупными кристаллами гипса в мире. Важно отметить, что научное значение этих полостей



с кристаллами не ограничивается минералогическими аспектами: их образование связано с общим рудогенезом месторождения.

Международное комплексное междисциплинарное исследование полостей и кристаллов началось в 2006 г. Была организована многопрофильная рабочая группа, в которую входило более 40 ученых из 17 университетов и 2 исследовательских центров. Систематическое изучение полостей Найки

Рис. 10. Погоризонтный план (уровень — 290 м) месторождения Найка с гидротермокарстовыми полостями

1 — пещера «Кристаллов», 2 — пещера Парусов, 3 — пещера Велас, 4 — разлом Найка

Источник: по [15]

Fig. 10. Horizon plan (level — 290 m) of the Naica deposit with hydrothermokarst cavities

1 — Cave of the Crystals, 2 — Sails Cave, 3 — Velas Cave, 4 — Naica fault

Source: from [15]

показало, что их образование и рост гигантских кристаллов гипса является частью минерагенетических процессов рудообразования месторождения [27]. Первый этап исследования был связан с изучением 150 огромных кристаллов гипса [15] внутри Куэваде-лос-Кристалес (рис. 13). Основной задачей стало выявление механизма роста кристаллов и определение временных рамок этого процесса. Особое значение имел анализ крупных широко распространенных



Рис. 11. План полости кристаллов в пещере Кристаллов Источник: по [15]

Fig. 11. Crystal cavity plan, Cave of the Crystals Source: from [15]



Рис. 12. Изображение под электронным микроскопом оксидов Fe/Mn, которые сохранили четкие биогенные формы

Источник: по [18] (Лаборатория Гранди Струменти, Моденский университет, Италия)

Fig. 12. Electron microscopic image of Fe/Mn oxides that retain clear biogenic forms

Source: from [18] (Laboratorio Grandi Strumenti, University of Modena, Italy)

жидких и мелких твердых включений с U/Th анализом гипса. Образование огромных кристаллов вместо множества мелких объясняется чрезвычайно медленным падением температуры (данные по флюидным включениям показывают, что гигантские кристаллы развивались в диапазоне температур 55-58 °C) в течение относительно длительного интервала времени (34,544 ± 0,819 тыс. лет)¹. Был определен возраст кристаллов: 164 ± 48 и 213 ± 12 тыс. лет [28]. Изучение геохимических и физико-химических характеристик термального водоносного горизонта выявило новый механизм генезиса и эволюции кристаллов [23], который основан на неравновесии растворимости гипса-ангидрита. При 59 °С растворимость гипса и ангидрита одинакова. При более низких температурах растворимость гипса становится меньше, чем у ангидрита. Следовательно, ниже этой температуры раствор, насыщенный по отношению к ангидриту, автоматически перенасыщается по отношению к гипсу, вызывая таким образом отложение гипса и недостаточное насыщение по отношению к ангидриту.

Проводились также исследования минерагенетических процессов, которые были активны до, во время и после отложения гипса, с целью выявить генетические особенности месторождения за все время его существования. При исследовании взаимосвязи между рудными телами, спелеогенезом полостей и образованием кристаллов гипса было выявлено большое количество диагенетических минералов. Выявлено 40 различных пещерных минералов, 10 из которых (антлерит, гекторит, ориентит, пентагидриот-Си, плюмоярозит, старкеит, шмикит, шмольнокит и вудраффит, и силикат Al, Mg, Cu, Zn) являются новыми для полостей. Это позволило провести подробную реконструкцию эволюции полостей за последние 0,5 млн лет.

Исследование кристаллов выявило в них споры и пыльцу растений, которые доказывают участие в минералообразовании метеорных вод глубинной циркуляции. Оказалось, что примерно 35 тыс. лет назад климат района был более прохладным и влажным, чем сегодня.

Проведение работ было связано с большими трудностями в связи с высокой температурой (45–48 °C), сопряженной с очень высокой влажностью в полостях.

Примерно к 2014 г. предполагалась полная отработка месторождения и прекращение откачки поступающих вод. В 2015 г. месторождение было затоплено. Это привело к заполнению полостей с кристаллами горячими термами до уровня 170 м. Вероятно, кристаллы продолжат расти.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА МИНА РИКА

Полиметаллическое месторождение (Pb-Zn-Fe-Ag) Мина Рика расположено на востоке Бетикских Кор-

¹A uranium and thorium extraction procedure in low concentration gypsum matrix: An application for Naica crystals dating / L. Sanna [et al.]. Submitted to the *International Journal of Speleology* in 2009.



Рис. 13. Общий вид гигантских кристаллов гипса внутри Куэва-де-лос-Кристалес (Мексика) Исследователи экипированы холодильными костюмами и дыхательными аппаратами Источник: фото П. Петриньяни, La Venta и S/F Archives [18]

Fig. 13. General view of the giant gypsum crystals inside the Cueva de los Cristales (Mexico) The researchers are equipped with freezer suits and breathing apparatuses Source: photo by P. Petrignani, La Venta, and S/F Archives [18]

дильер, на западе Европейского Альпийского пояса. Оно приурочено к зоне разлома Восточного Бетика. Рудное поле ограничено разломами типа правого сдвига северо-восточного простирания и рассекается серией разломов Кокон-Террерос северо-северо-восточного простирания (рис. 15). Месторождение и «жеода Пульпи» на нем описаны в работе А. Канальс, А. Э. С. Ван Дрише, Ф. Палеро и Х. М. Гарсия-Руис [29].

Рудное поле Мина Рика имеет протяженность около 1 км и представлено линзовидно-пластовыми карбонатными телами и манто, залегающими в безрудных филлитах триасового альпухарридского комплекса [19]. Оно ограничено двумя субвертикальными правосторонними разломами северо-восточного простирания. В районе развиты правосторонние разломы широтного простирания и наложенные разломы с север-северо-западным и северо-западным простиранием (рис. 15, а). Карбонатные пласты в рудоносных блоках смяты в изоклинальные складки с крутым западным падением и северо-северо-восточным простиранием. Они образуют полосу, ограниченную разломами северо-северо-западного простирания. Зоны разломов содержат брекчии, видимо, карстового генезиса. Рудное поле рассекают две группы зияющих трещин растяжения северовосточного и северо-западного простирания. Они падают под углом 60° к востоку и 40° к западу. В филлитах залегают пять карбонатных (в основном доломитовых) блоков, тела микрокристаллического гипса, два тела брекчий и железо-карбонатные рудные тела (рис. 15, *b*). Тела микрокристаллического гипса мощностью до 5 м залегают согласно с пластами доломита. Другие микрокристаллические, менее массивные гипсовые породы, замещающие карбонатные руды, образовались позднее. Обломки доломитов в брекчии достигают величины в 1 м. В телах микрогипса выявлены брекчии гравитационного коллапса (обрушения), заполняющие карстовые полости (видимо, гидротермокарстовые). Обломки брекчий представлены минерализованными и неминерализованными породами.

Мина Рика относится к распространенному на юго-востоке Пиренейского полуострова типу месторождений цветных металлов, связанных с миоценовой вулканической активностью [20]. Эти гидротермальные низкотемпературные месторождения образовались в карбонатных формациях и относятся, по заключению испанских исследователей, к типу Долины Миссисипи, которые, по нашему мнению, имеют гидротермокарстовый генезис [19]. Первая основная стадия оруденения (Fe-Ba) приурочена к серравальской фазе тектогенеза [30], проявленной 5,6 млн лет назад, и соответствует



Рис. 14. Участок полости с наиболее крупными кристаллами гипса Источник: по [15]

Fig. 14. The cavity section with the largest gypsum crystals Source: from [15]

падению уровня моря во время мессинского кризиса. Сидерит, анкерит и, позднее, барит отлагались в измененных карбонатных породах. Температура рудообразующих растворов была, видимо, выше 100 °С. Изотопная характеристика баритов — δ^{34} С (20,3 ± 0,6 %) и δ^{18} О (15,5 ± 0,8 %), близкая к показателям третичного морского бассейна. В рудном поле присутствует ангидрит. Вторая стадия минерализации характеризуется проявлением отложения целестина (SrSO₄), образующим волокнистые ленты вокруг карбонатных руд железа и цементирующих брекчии, возникающие при процессах активизации, связанной с мессинским сжатием [30]. В это время происходит воздымание района, что привело к окислению и растворению ранней железной минерализации. Понижение температуры и проникновение метеорных вод вызвало дедоломитизацию и растворение ангидрита, выделение стронция [31]. На этом этапе в жеоде образовались крупные селенитовые кристаллы. Температура формирования кристаллов по флюидным включениям составляла от 63,0 до 74,4 °С. Изотопная характеристика селенита соответствует значениям δ^{34} S (20,0 ± ± 0,2 ‰), близким к изотопии третичного морского эвапорита [32], и значениям δ¹⁸О, которые варьируют от 15,0 до 17,6 %. В то время этот район располагался в Мессинской котловине [33]. После истощения запасов стронция и снижения температуры образовался микрокристаллический гипс. В рудном поле присутствуют дециметровые скопления рассеянных сульфидов (Pb-Zn-Aq-Cu-Sn-Sb). Некоторые сульфиды образовались после целестина и имеют переменный изотопный состав (δ³⁴С от -6,6 до +9,9 ‰). Позднее происходило окисление сульфидов (в основном марказита), что создавало кислотную среду и привело к растворению карбонатов и образованию карстовых полостей, которые позже были заполнены брекчиями. В этих брекчиях присутствуют безрудные карбонаты, карбонаты железа, целестин и микрокристаллический гипсоангидрит. Далее около 60 тыс. лет назад просачивание метеоритных вод привело к образованию карбонизированных минералов, кристаллов селенита на верхних горизонтах месторождения. Таким образом, селенитовый гипс в большой жеоде образовался после целестиновой стадии и до отложения карбонатных натечных агрегатов.

На месторождении была вскрыта крупная гидротермокарстовая полость Пульпи (рис. 16). Ее объем составляет 10,7 м³, она имеет размеры 8 м в длину, 1,8 м в ширину и 1,7 м в высоту, в ней находятся кристаллы селенита до 2 м в высоту и до 0,4 м в поперечнике. Гигантские кристаллы селенита в жеоде Пульпи образовались из раствора, богатого сульфатом кальция, при низких значениях пересыщения в течение длительного времени без значительных колебаний температуры. Кристаллы селенита прозрачны и содержат небольшое количество примесей, показывающих зоны их роста. Анализ включений в селените показал, что температура роста





Рис. 15. Расположение месторождения Мина Рика (*a*) на структурной схеме Бетикских Кордильер (Испания); район рудника (*b*) Коричневым цветом показаны линзовидные карбонатные блоки, синим — Серравалльская зона разломов типа сдвигов, красным — зона разломов Кокон-Террерос Мессинской активации Источник: по [19]

Fig. 15. Location of the Mina Rica (a) deposit on the Betic Cordillera structural diagram (Spain); mine area (b)

The brown color indicates lenticular carbonate blocks, the blue one displays the Serravalle shear-like fault zone, and the red one refers to the Cocón-Terreros fault zone of the Messina earthquake Source: from [19]

была намного ниже температуры фазового перехода ангидрит/гипс (~58 °C) и даже ниже температуры максимальной растворимости гипса (~45 °C). Следовательно, образование крупных кристаллов при медленном охлаждении при температуре перехода ангидрит/гипс, как это было на месторождении Найка, очень маловероятно. Охлаждение от температуры максимальной растворимости гипса до измеренной температуры роста (~20 °C) приводит к слишком малой разнице концентраций (0,7 ммоль/ кг), что показывает невозможность кристаллизации гипса без непрерывной внешней подачи сульфата кальция. Значительные различия в изотопном составе селенита и микрокристаллического гипса указывают на внутренний, а не на внешний источник сульфатов. Следовательно, кристаллы жеода образовались при довольно постоянной температуре около 20 °C. Это может происходить по механизму «созревания по Оствальду» [35] — собирательная перекристаллизация под действием раствора при постоянной температуре, при которой более мелкие кристаллиты гипса в породе растворяются, чтобы питать более крупные. Этот механизм работает при постоянной температуре в диапазоне температур поля стабильности гипса и наряду с созреванием объясняет медленную скорость роста, приводящую к образованию крупных кристаллов высокого оптического качества. Рост кристаллов в полости Пульпи происходил при небольших колебаниях температуры — 20 ± 5 °C. Эти колебания могли быть связаны с климатическими изменениями атмосферы в подводных условиях относительно близко к поверхности [36]. Значения низких температур

флюидных включений указывают на то, что во время образования кристаллов селенита Мина Рика располагалось относительно близко к поверхности, и, следовательно, изменения климата могли повлиять на температуру системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из представленного материала следует несколько выводов. Наличие свободных или выполненных минеральным, в том числе рудным веществом полостей свидетельствует об их карстовой (в широком понимании) природе.

Среди полостей в рудных полях можно выделить околорудные, которые входят в рудоносную систему, а также поздние наложенные полости (свободные или содержащие безрудный кальматолит), реликтовые оруденелые (частично заполненные рудой) и рудоносные (полностью заполненные рудным веществом).

Среди околорудных полостей могут быть выделены надрудные и подрудные, приуроченные к одним и тем же структурам, а также — фланговые, удаленные от рудных тел по простиранию структур.

Наличие свободных гидротермокарстовых полостей является поисковым признаком, указывающим на высокую вероятность обнаружения вблизи них рудных тел. Это позволит облегчить прогноз гидротермокарстовых рудных тел.

Существование околорудных полостей, видимо, объясняется гидродинамическим фактором рудообразование осуществляется на определенных



Fig. 16. The Geode of Pulpí (Almería, Spain) (*a*). A view of the wall is on the bottom left side; through the crystals. The grey material refers to altered sulphides, mainly pyrite and marcasite; the Geode of Pulpí scheme (*b*); general view of the Geode (*c*) Source: *a* — from [29], *b* — scheme by J. M. García-Ruiz [34], *c* — photo by J. M. García-Ruiz [23]

гидродинамических уровнях, контролирующих положение физико-химических барьеров отложения рудного вещества. Кроме того, возможен вариант локализации оруденения в центральных областях рудного поля на основных рудоконтролирующих структурах, когда периферийные полости остаются вне действия более поздних порций рудоносных гидротерм. Есть основание считать, что первичный коррозионный этап гидротемокарста, создающий полости по интенсивности, превосходит последующие — рудоносные, что приводит к его локализации в центральной части системы.

Гидротермокарстовые полости нередко содержат уникальный минералогический материал, обладающий высокой научной и эстетической ценностью. На базе таких объектов необходимо организовывать особо охраняемые природные территории, памятники природы геолого-минералогической специализации, а также объекты типа геопарков и музеевзаповедников. Однако в России, в отличие от других стран (например, Мексики и Испании), такие объекты зачастую не получают статуса заповедников, не используются в образовательных и воспитательных целях, а стихийно разрушаются или остаются бесхозными, заброшенными, нередко представляя серьезную угрозу для безопасности людей при неорганизованном посещении. Необходимо принятие закона о сохранении минерального богатства, вскрываемого

С

при отработке месторождений полостей (кристаллов, друз, натечных агрегатов), как ценного составляющего природного геологического наследия, принадлежащего народу и государству.

список источников

1. Ферсман А. Е. К морфологии и геохимии Тюя-Мую-

на // Труды по изучению радия. Т. З. Л. : АН СССР, 1927. 93 с. 2. Ферсман А. Е. Тюя-Муюнский радиевый рудник // Природа. 1924. № 1–6. С. 57–88.

3. Труды Геологического комитета. Новая серия. Вып. 181. Тюя-Муюнское месторождение радия / А. П. Кириков. Л., 1929. 65 с.

4. Дублянский Ю. В. Гидротермокарст как рудоподготовительный процесс. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1985. 18 с.

5. Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С. Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 54–69.

 Кутырев Э. И., Михайлов Б. М., Ляхницкий Ю. С. Карстовые месторождения. Л. : Недра, 1989. 311 с.

7. Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск : Наука, 1985. 165 с.

8. Мозгова Н. Н. Минерализованные полости в скарнах Тетюхе // Зап. ВМО. 1963. № 92. С. 645–663.

9. Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М. : АН СССР, 1961. 508 с.

10. Михайлев В. Н. Карст Киргизии / АН Киргизской ССР. Институт геологии им. М. М. Адышева. Фрунзе : Илим, 1989. 147 с.

11. Федорчук В. П. Геология ртути. М.: Недра, 1983. 270 с.

12. Федорчук В. П. Геология сурьмы. М. : Недра, 1985. 267 с.

13. Халмухамедов Т. Р., Завьялов Г. Е. Типы флюоритоносных полостей Бадашского месторождения (Южный Казахстан) // Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Вып. 3. Ташкент : САИГИМС, 1981. С. 29–34.

14. Цыганко М. В., Халевин А. Н., Цурихин Е. А. Карстовая полость в шахте «Красная Шапочка» // Спелеология и спелестология. Сб. материалов IV Междунар. науч. конф. Набережные Челны : НИСПТР, 2013. С. 99–101.

15. The Naica caves survey / G. Badino [et al.] // Proc. of the 15th Intern. Congr. of Speleology. Kerrville, Texas : National Speleological Society, 2009. P. 1764–1769.

16. De Castro C. Le miniere di mercurio del Mt. Amiata // Mem. Descritt. Carta Geol. Ital. Vol. XVI. Roma, 1914. 207 p.

17. Любченко В. А., Пац В. М. Белореченское баритовое месторождение на Северном Кавказе // Разведка и охрана недр. 1967. № 12. С. 24–26.

18. Forti P., Sanna L. The Naica Project — A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world // Episodes. 2010. Vol. 33, no 1. P. 23–32. https://doi.org/10.18814/ epiiugs/2010/v33i1/004.

19. La plataforma Triásica Alpujárride (Zonas internas de la Cordillera Bética, España) / I. Martin-Rojas [et al.] // Revista de la Sociedad Geológica de España. 2014. Vol. 27, no. 1. P. 63–78.

20. Arribas A., Tosdal R. M. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain; origin and relationship to other European deposits // Economic Geology. 1994. Vol. 89, no. 5. P. 1074–1093. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.1074.

21. Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico // Economic Geology. 1979. Vol. 74, no. 1. P. 95–108. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.95.

22. Stone J. G. Ore genesis in the Naica District, Chihuahua, Mexico // Economic Geology. 1959. Vol. 54, no. 6. P. 1002– 1034. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.6.1002. 23. The formation of gypsum megacrystals / J. M. García-Ruiz [et al.] // Geology. 2007. Vol. 35, no. 4. Pp. 327–330.

24. Degoutin N. Les grottes a cristaux de gypse de Naica // Societad Cientifica Antonio Alzate Rev. 1912. Vol. 32. P. 35–38.

25. Rickwood P. C. The largest crystals // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 885–907.

26. London D. New "Cave of the Crystals" at Naica, Chihuahua, Mexico // Earth Scientist. 2003. P. 24–27.

27. De Waele J., Naseddu A. Le Grotte di Miniera. Tra economia mineraria ed economia turistica. Bologna : Società Speleologica Italiana, 2005. 200 p.

28. A climatic control on the formation of gigantic gypsum crystals within the hypogenic caves of Naica (Mexico)? / P. S. Garofalo [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 289. P. 560–569. https://doi.org/10.1016/j.epsl. 2009.11.057.

29. The origin of large gypsum crystals in the Geode of Pulpí (Almería, Spain) / A. Canals [et al.] // Geology. 2019. Vol. 47, no. 12. P. 1161–1165. https://doi.org/10.1130/G46734.1.

30. Sanz de Galdeano C. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present // Tectonophysics. 1990. Vol. 172, nos. 1–2. P. 107–119. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D.

31. Al-Hashimi W. S. Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England // Journal of Sedimentary Research. 1976. Vol. 46, no. 2. P. 369–376. https://doi.org/10.1306/212F6F69-2B24-11D7-8648000102C1865D.

32. Playà E., Ortí F., Rosell L. Marine to non-marine sedimentation in the Upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: Sedimentological and geochemical evidence // Sedimentary Geology. 2000. Vol. 133, nos. 1–2. P. 135–166. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00033-6.

33. Sissingh W. Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: Concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco) // Netherlands Journal of Geosciences. 2008. Vol. 87. P. 241–289. https://doi.org/10.1017/ S0016774600023350.

34. Microclimate processes characterization of the giant Geode of Pulpí (Almería, Spain): Technical criteria for conservation / A. Fernández-Cortés [et al.] // International Journal of Climatology. 2006. Vol. 26, no. 5. P. 691–706.

35. Chernov A. A. Modern crystallography III: Crystal growth. Heidelberg : Springer Berlin, 1984. 521 p. https://doi. org/10.1007/978-3-642-81835-6.

36. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide / J. Hansen [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2013. Vol. 371. P. 20120294. https://doi. org/10.1098/rsta.2012.0294.

REFERENCES

1. Fersman A. E. Morphology and geochemistry of Tyuya-Muyun. *Publications on Radium*. Vol. 3. Leningrad: AS USSR; 1927. 93 p. (In Russ.).

2. Fersman A. E. Tyuya-Muyun radium mine. *Nature*. 1924; (1–6): 57–88. (In Russ.).

3. Proceedings of the Geological Committee. New series. Iss. 181. Tyuya-Muyun Radium Deposit / A. P. Kirikov. Leningrad; 1929. 65 p. (In Russ.).

4. Dublyanskiy Yu. V. Hydrothermokarst as an ore preparation process. Novosibirsk: IGiG SB AS USSR; 1985. 18 p. (In Russ.).

5. Kutyrev E. I., Lyakhnitskiy Yu. S. The role of karst in the formation of lead, zinc, antimony, mercury, and fluorite deposits. *Lithology and Mineral Resources*. 1982; (2): 54–69. (In Russ.).

6. Kutyrev E. I., Mikhailov B. M., Lyakhnitskiy Yu. S. Karst deposits. Leningrad: Nedra; 1989. 311 p. (In Russ.).

7. Tsykin R. A. Deposits and useful minerals of karst. Novosibirsk: Nauka; 1985. 165 p. (In Russ.).

8. Mozgova N. N. Mineralized cavities in the Tetyukhe skarns. *Zapiski RMO*. 1963 (92); 645–663. (In Russ.).

9. Smirnov S. S. Polymetallic deposits and Eastern Transbaikal metallogeny. Moscow: AS USSR; 1961. 508 p. (In Russ.).

10. Mikhaylev V. N. Karst of Kyrgyzstan / Acad. of Sci. of the Kyrgyz SSR. Inst. of Geology named after M. M. Adyshev. Frunze: Ilim; 1989. 147 p. (In Russ.).

11. Fedorchuk V. P. Geology of mercury. Moscow: Nedra; 1983. 270 p. (In Russ.).

12. Fedorchuk V. P. Geology of antimony. Moscow: Nedra; 1985. 267 p. (In Russ.).

13. Khalmukhamedov T. R., Zavyalov G. E. Types of fluorite-bearing cavities of the Badash deposit (Southern Kazakhstan). *Geology and Patterns of Distribution of Non-metallic minerals of Central Asia*. Vol. 3. Tashkent: SAIGIMS; 1981. P. 29–34.

14. Tsyganko M. V., Halevin A. N., Tsurihin E. A. Karst cavity "Krasnaya Shapochka". Speleology and spelestology. *Proc. of the IV Intern. sci. conf.* Naberezhnye Chelny: NISPTR; 2013. P. 99–101. (In Russ.).

15. The Naica caves survey / G. Badino [et al.]. *Proc. of the 15th Intern. Cong. of Speleology.* Kerrville, Texas: National Speleological Society; 2009. P. 1764–1769.

16. De Castro C. Le miniere di mercurio del Mt. Amiata // Mem. Descritt. Carta Geol. Ital. Vol. XVI. Roma; 1914. 207 p.

17. Lyubchenko V. A., Pats V. M. Belorechenskoye barite deposit in the North Caucasus. *Prospect and Protection of Mineral Resources*. 1967; (12): 24–26. (In Russ.).

18. Forti P., Sanna L. The Naica Project — A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world. *Episodes*. 2010; 33 (1); 23–32. https://doi.org/10.18814/epii-ugs/2010/v33i1/004.

19. La plataforma Triásica Alpujárride (Zonas internas de la Cordillera Bética, España) / I. Martin-Rojas [et al.]. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 2014; 27 (1): 63–78.

20. Arribas A., Tosdal R. M. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain; origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*. 1994; 89 (5): 1074–1093. https://doi.org/10.2113/gsecon-geo.89.5.1074.

21. Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*. 1979; 74 (1): 95–108. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.95.

22. Stone J. G. Ore genesis in the Naica District, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*. 1959; 54 (6): 1002–1034. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.6.1002.

23. The formation of gypsum megacrystals / J. M. García-Ruiz [et al.]. *Geology*. 2007; 35 (4): 327–330. 24. Degoutin N. Les grottes a cristaux de gypse de Naica. *Societad Cientifica Antonio Alzate Rev.* 1912; 32: 35–38.

25. Rickwood P. C. The largest crystals. *American Mine-ralogist*. 1981; 66: 885–907.

26. London D. New "cave of the crystals" at Naica, Chihuahua, Mexico. *Earth Scientist*. 2003: 24–27.

27. De Waele J., Naseddu A. Le Grotte di Miniera. Tra economia mineraria ed economia turistica. Bologna: Società Speleologica Italiana; 2005. 200 p.

28. A climatic control on the formation of gigantic gypsum crystals within the hypogenic caves of Naica (Mexico)? / P. S. Garofalo [et al.]. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010; 289: 560–569. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.057.

29. The origin of large gypsum crystals in the Geode of Pulpí (Almería, Spain) / A. Canals [et al.]. *Geology*. 2019; 47 (12): 1161–1165. https://doi.org/10.1130/G46734.1.

30. Sanz de Galdeano C. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*. 1990: 172 (1–2): 107–119. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D.

31. Al-Hashimi W. S. Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England. *Journal of Sedimentary Research*. 1976; 46 (2): 369–376. https://doi.org/10.1306/212F6F69-2B24-11D7-8648000102C1865D.

32. Playà E., Ortí F., Rosell L. Marine to non-marine sedimentation in the Upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: Sedimentological and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*. 2000; 133 (1–2): 135–166. https://doi. org/10.1016/S0037-0738(00)00033-6.

33. Sissingh W. Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: Concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco). *Netherlands Journal of Geosciences*. 2008; 87: 241– 289. https://doi.org/10.1017/S0016774600023350.

34. Microclimate processes characterization of the giant Geode of Pulpí (Almería, Spain): Technical criteria for conservation / A. Fernández-Cortés [et al.]. *International Journal of Climatology*. 2006; 26 (5): 691–706.

35. Chernov A. A. Modern crystallography III: Crystal growth. Heidelberg: Springer Berlin; 1984. 521 p. https://doi. org/10.1007/978-3-642-81835-6.

36. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide / J. Hansen [et al.]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2013; 371: 20120294. https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294.

Юрий Сергеевич Ляхницкий

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист, отдел по связям с общественностью, Центр научно-методического и организационного обеспечения государственного геологического картографирования

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

yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru

Yuriy S. Lyakhnitskiy

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Specialist, Public Relations Department Centre of Scientific-Methodological and Organizational Support of State Geological Mapping

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

yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

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

Статья поступила в редакцию 28.03.2024 Одобрена после рецензирования 09.08.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 28.03.2024 Approved after reviewing 09.08.2024 Accepted for publication 20.03.2025 REGIONAL GEOLOGY AND METALLOGENY

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ВЕТЕРАНЫ ГЕОЛОГИИ I VETERANS OF GEOLOGY

Научная статья

УДК 551.24.05"616"(571.5-12) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_153-167

Геодинамические режимы в позднем архее Алданского щита

И. М. Фрумкин⊠

АО «Якутскгеология», Якутск, Россия, isaakfrumkin@gmail.com[™]

Аннотация. Выявление геодинамических режимов архейского комплекса Алданского щита стало возможным благодаря расчлененности его на структурно-вещественные комплексы и структурно-формационные зоны и признанию соответствия химического состава основных кристаллических сланцев архея базальтам. При этом соотношение таких элементов, как К и Ті, К и Р, в метабазальтах различно в разных геодинамических обстановках. В статье рассматривается тимптоно-джелтулинский структурно-вещественный комплекс, слагающий восточную половину Алданского щита, в основном Тимптоно-Учурское междуречье. По данным Sm-Nd метода измерения возраста он отнесен к позднему архею (2,6-2,8 млрд лет). В комплексе выделены четыре структурно-формационные зоны (с востока на запад): Учурская, Тыркандинская, Джелтулинская и Тимптонская. Положение фигуративных точек химических анализов метабазальтов каждой зоны на геодинамических диаграммах К-Ті и К-Р показало принадлежность зон к различным геодинамическим режимам. Установлены следующие режимы в зонах формирования позднеархейских пород тимптоно-джелтулинского комплекса: Учурская зона — серия небольших (сотни км) островных дуг, Тыркандинская зона — карбонатно-вулканогенная островная дуга, Джелтулинская зона — осадочный бассейн на пассивной континентальной окраине, Тимптонская зона — внутриконтинентальный осадочный бассейн, развившийся из континентальных рифтов (авлакогенов). Все эти геодинамические режимы демонстрируют с высокой вероятностью действие механизма тектоники литосферных плит при формировании континентальной земной коры уже в архейское время.

Geodynamic regimes in the Late Archean Aldan Shield

I. M. Frumkin

Yakutskgeologiya, Yakutsk, Russia, isaakfrumkin@gmail.com™

Abstract. Dividing the Archean complex of the Aldan Shield into structural and material complexes, and structural and formational zones, as well as matching the chemical composition of the Archean main crystalline shales to basalts led to identify the complex's geodynamic regimes. Meanwhile, the ratio of such elements as K and Ti, K and P in metabasalts varies in different geodynamic settings. The paper considers the Timpton-Dzheltulin structural and material complex located in the eastern half of the Aldan Shield, mainly the Timpton-Uchur interstream. The Sm-Nd dating method attributed the complex to the Late Archean (2.6–2.8 bn years). There are four structural and formational zones in the complex (from east to west): Uchur, Tyrkandin, Dzheltulin, and Timpton. The geodynamic diagrams K–Ti and K–R, which locate figurative points of the metabasalts chemical analyses in each zone, demonstrate that the zones belong to different geodynamic regimes. Zones of forming Late Archean rocks in the Timpton-Dzheltulin complex establish the following regimes: the Uchur zone relates to a series of small

Ключевые слова: Алданский щит, поздний архей, метабазальты, геодинамические режимы, структурно-формационные зоны, актуализм

Для цитирования: Фрумкин И. М. Геодинамические режимы в позднем архее Алданского щита // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 153–167. https://doi.org/10.52349/08 697892_2025_101_153-167

Original article

UDC 551.24.05"616"(571.5-12) doi:10.52349/0869-7892_2025_101_153-167



Keywords: Aldan Shield, Late Archean, metabasalts, geodynamic regimes, structural and formational zones, actualism

For citation: Frumkin I. M. Geodynamic regimes in the Late Archean Aldan Shield. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 153–167. https://doi.org/-10.52349/0869-7892 2025 101 153-167 (hundreds of km) island arcs, the Tyrkandin zone — a carbonate-volcanogenic island arc, the Dzheltulin zone — a sedimentary basin on a passive continental margin, the Timpton zone — an intracontinental sedimentary basin developed from continental rifts (aulacogens). All these geodynamic regimes are likely to demonstrate how the mechanism of lithospheric plates tectonics works during the continental crust formation already in the Archean period.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление геодинамических режимов формирования (архейских) пород представляет собой сложную и важную общегеологическую проблему, т. к. позволяет прояснить вопрос о времени начала действия механизма тектоники литосферных плит как корообразующего процесса, ибо еще существует мнение, что этот механизм проявился на довольно позднем (палеозойско-мезозойском) этапе геологической жизни Земли.

Алданский щит, занимающий всю Южную Якутию (рис. 1), является подходящим объектом для решения такой задачи, т. к. глубокометаморфизованные образования архея здесь распространены на очень большой площади — 270 тыс. км² и представлены породами огромного стратиграфического диапазона — от 4,0 до 2,5 млрд лет.



Рис. 1. Тектоническая схема археид Алданского щита

1 — постархейские платформенные образования; 2, 3 — поздний архей: 2 — анортозиты, 3 — структуры (зеленокаменные пояса) субганского структурно-вещественного комплекса; 4 — нерасчлененные архейские структуры Станового хребта; 5 — поздний архей: структурно-формационные зоны Тимптоно-Джелтулинского структурно-вещественного комплекса: а — Учурская, b — Тыркандинская, с — Джелтулинская, d — Тимптонская; 6 — ранний архей: структурно-формационные зоны иенгрского структурно-вещественного комплекса: а — Зверевская, b — Чаро-Сеймская, с — Нимнырская, d — Олёкминская; 7 — катархей: Тангракский блок; 8 — Алдано-Становой структурный шов; 9 — надвиги: St — Становой, YY — Южно-Якутский, Т — Тимптонский, Sm — Сеймский. Буквы в кружках: N — Нимнырский, М — Молемконский, S — Сутамский блоки, UT — Унгра-Тимптонская зона

Источник: по [1]

Fig. 1. Tectonic diagram of the Aldan Shield archeides

1 — Post-Archean platform formations; **2**, **3** — Late Archean: **2** — anorthosites, **3** — structures (greenstone belts) of the Subgan structural and material complex; **4** — undifferentiated Archean structures of the Stanovoy Ridge; **5** — Late Archean: structural and formational zones of the Timpton-Dzheltulin structural and material complex: *a* — Uchur, *b* — Tyrkanda, *c* — Dzheltulin, *d* — Timpton; **6** — Early Archean: structural and formational zones of the lyengra structural and material complex: *a* — Zverevskaya, *b* — Charo-Seim, *c* — Nimnyr, *d* — Olyokma; **7** — Katarchean: Tangrak block; **8** — Aldan-Stanovoy structural suture; **9** — thrusts: St — Stanovoy, YY — South Yakut, T — Timpton, Sm — Seim. Letters in circles: N — Nimnyr, M — Molemkon, S — Sutam blocks, UT — Ungra-Timpton zone

Source: from [1]

Методика выявления геодинамических режимов для архейских метаморфических комплексов подробно изложена в предыдущей статье [1]. Методологической основой исследования являются два фундаментальных обстоятельства. Первое — латеральная структурно-вещественная дифференцированность архейских метаморфических образований Алданского щита, выраженная в расчлененности их на ряд структурно-вещественных комплексов (иенгрский, тимптоно-джелтулинский, субганский), состоящих из нескольких структурно-формационных зон (далее — СФЗ). Этот объективный факт (структурированность архейских образований) является основополагающим при решении любых проблем архея. Второе обстоятельство — изохимический характер регионального метаморфизма гранулитовой фации, что сделало возможным актуалистическую реконструкцию исходного состава и природы древних метаморфических пород.

Установление конкретного геодинамического режима формирования кристаллических пород архея осуществляется при помощи предложенных Б. Г. Лутцем [2] геохимических отношений К/Ті и К/Р, которые, по мнению его и других [3; 4], индивидуальны в разных геодинамических условиях. Б. Г. Лутц на геохимических диаграммах показал только корреляционные тренды современных океанических, островодужных и платформенных базальтов, причем платформенный тренд пересекает два других (рис. 2). Для архейских метапород такая форма



Рис. 2. Геодинамические диаграммы: *a*, *c* — K-Ti; *b*, *d* — K-P

На диаграммах *a, b*: корреляционные тренды базальтов: I — океанических, II — островодужных, III — платформенных; на диаграммах *c, d* поля базальтов: I — трансформных разломов, II — срединноокеанических хребтов, III — океанических островов, IV — островных дуг, V — вулканических поясов, VI — континентальных и океанических плит, VII — континентальных рифтов. Источник: III — по [2], VII — по [1]

Fig. 2. Geodynamic diagrams: a, c — K-Ti; b, d — K-P

Diagrams *a*, *b* display correlation trends of basalts: I - oceanic, II - island arc, III - platform; diagrams *c*, *d* show basalt fields: I - transform faults, II - midocean ridges, III - oceanic islands, IV - island arcs, V - volcanic belts, VI - continental and oceanic plates, VI - continental rifts

Source: III — from [2], VII — from [1]

диаграмм оказалась недостаточной. Автору пришлось вместо трендов отстроить на диаграммах поля для базальтов трансформных разломов, срединноокеанических хребтов, океанических островов, островных дуг, континентальных и океанических плит, вулканических поясов и континентальных рифтов. Перекрытие некоторых смежных полей на диаграмме К-Ті не превышает 5 %. В итоге такой трансформации получилась новая эффективная геодинамическая диаграмма (диаграмма Лутца-Фрумкина), пригодная для выяснения геодинамических режимов структур любого возраста. Кроме отношений К/Ті и К/Р, использовалось отношение К/Na как показатель глубины магмогенерации [2].

В предыдущей статье автора [1] были выявлены геодинамические условия формирования пород раннеархейского иенгрского структурно-вещественного комплекса (далее — CBK), развитого в центральной и западной частях щита (рис. 1). Теперь надо выяснить то же для позднеархейского тимптоно-джелтулинского СВК, развитого на восточной половине Алданского щита. Без выполнения этой задачи невозможно построить геодинамическую карту архея щита.



Тимптоно-джелтулинский комплекс впервые был выделен автором (вначале как тимптоно-джелтулинская серия) [5; 6]. Комплекс распространен в основном на обширном Тимптоно-Учурском междуречье. Общая занимаемая им площадь — 125 тыс. км². Комплекс состоит из четырех СФЗ (с востока на запад): Учурская, Тыркандинская, Джелтулинская и Тимптонская.

Возраст тимптоно-джелтулинского комплекса не вполне однозначен. Автор до сих пор относил его к среднему архею (при трехчленном делении архея), определяя временной интервал 3,4–3,0 млрд лет. Такая возрастная позиция гранулитового тимптоно-джелтулинского комплекса основывалась на существовании на Алданском щите зеленокаменных поясов субганского комплекса, возраст которого определен Sm-Nd методом в 3,0–2,6 млрд лет, т. е. как позднеархейский.

В 2020 г. С. Д. Великославинский предоставил автору массив из 40 цифр возраста тимптоно-джелтулинских пород, измеренных Sm-Nd методом. Ни одна из этих цифр не достигает 3 млрд лет. Максимальное значение возраста пород Учурской зоны составляет 2,59, Джелтулинской зоны — 2,60, Тимптонской зоны — 2,67 млрд лет. Поэтому приходится признать позднеархейский возраст тимптоно-джелтулинского комплекса. Хотя трудно вообразить существование на одном щите одновозрастных гранулитового и зеленокаменного комплексов. В то же время более молодой возраст тимптоно-джелтулинского комплекса относительно иенгрского признавался всегда.

Независимым подтверждением разновозрастности образований иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплексов Алданского щита стали исследования изотопии серы в их метапородах [7]. Обнаружено широкое распространение сульфатной серы в тимптоно-джелтулинских породах (в Тимптонской и Учурской зонах) и ее полное отсутствие в иенгрских породах, что указывает на существенное изменение геохимической обстановки в послеиенгрское (после раннего архея) время.

Свидетельством разновозрастности двух комплексов является принципиальное различие складчатых деформаций слагающих их толщ. Если в иенгрском комплексе это брахиформные и короткие линейные структуры, то в тимптоно-джелтулинском комплексе, возможно, впервые в геологической истории щита возникли линейные син- и антиклинории большой протяженности (сотни км), к тому же формирующие местами (в Учурской зоне) сложные складчатые системы [6]. Такое принципиальное изменение стиля складчатости стало возможным благодаря появлению в послеиенгрское время первой континентальной плиты за счет консолидации Нимнырской континентальной и Чаро-Сеймской островодужной структурно-формационных зон раннеархейского иенгрского комплекса.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ниже приводится краткое изложение геологического и геохимического материала по СФЗ тимп-

тоно-джелтулинского структурно-вещественного комплекса позднего архея Алданского щита. При этом обоснование и история выделения зон здесь приводиться не будут, т. к. это сделано в ряде предыдущих работ [6; 8]. Средний химический состав метабазальтов, определяющих геодинамический режим СФЗ тимптоно-джелтулинского комплекса, приведен в таблице ниже.

Учурская структурно-формационная зона (рис. 1) занимает большую часть Тимптоно-Учурского междуречья. Она ограничена двумя субпараллельными глубинными разломами: Буголинским на западе и Улканским на востоке. Среднее расстояние между ними — 200 км, а занимаемая зоной площадь — 75 тыс. км². Метаморфические образования Учурской СФЗ формируют сложнопостроенную дугообразную систему протяженных линейных син- и антиклиналей [6]. Наиболее значительные из них Северо-Суннагинский антиклинорий (270 км) и Южно-Суннагинский синклинорий (320 км).

Метаморфические породы Учурской СФЗ объединены в гынымскую серию мощностью около 8 км [8]. Ее слагают гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, двупироксеновые, часто с гранатом плагиогнейсы и кристаллические сланцы (это суннагинская свита); выше залегает толща биотит-гранатовых, изредка силлиманитовых гнейсов, переслаивающихся с гиперстеновыми, двупироксеновыми, диопсидовыми плагиогнейсами и кристаллосланцами, пластами и линзами доломитовых мраморов и кальцифиров (селиглинская свита); завершает разрез локально развитая толща диопсидовых, гранатовых, гиперстеновых гнейсов, насышенная пластами кальцифиров и мраморов, а также диопсидовых пород с флогопитом (Маган-Тасское месторождение флогопита, мугусканская свита). В самом низу разреза гынымской серии в ядерной части Северо-Суннагинского антиклинория на хр. Суннагин (бассейн верховьев рек Бол. Дьюнюкен и Бол. Селигли) вскрыта толща довольно меланократовых пород, представленных грубым чередованием амфибол-двупироксеновых, обычно гранатсодержащих, двупироксеновых, иногда биотит-двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов. Эта нижняя часть разреза суннагинской свиты достойна быть выделена в отдельную дьюнюкенскую толщу.

Региональный метаморфизм пород гынымской серии типично гранулитовый: Р = 7-8 кбар и Т = = 800-900 °C [9]. Из основных кристаллических сланцев Учурской СФЗ отобрано и подвергнуто химическому анализу 79 образцов, в т. ч. 22 из пород дьюнюкенской толщи. Химический состав всех образцов соответствует различным базальтам (рис. 3). Следует обратить внимание на некоторые особенности учурских метабазальтов (без 22 анализов пород дьюнюкенской толщи). Преобладающими являются породы островодужного типа — 56 %. При этом среди них большинство толеитов (43 %), меньше известково-щелочных метабазальтов (36 %), еще меньше субщелочных пород (21 %). Такой показатель глубины магмогенерации, как отношение K₂O/Na₂O, у учурских толеитовых метабазальтов островодужного типа равен 0,27. Он может указывать на относительно небольшую глубину магмогенерации в Учурской СФЗ.

Заметную роль (26 %) в Учурской СФЗ играют толеитовые метабазальты, соответствующие платобазальтам стабильных плит, хотя неясно каких океанических или континентальных. На возможное участие океанического ложа намекают присутствующие в составе учурских метабазальтов породы океанического типа (COX, OO), причем в максимальном числе (16 %) по сравнению со всеми другими СФЗ тимптоно-джелтулинского комплекса. Кроме того, учурские метабазальты с р. Гонам демонстрируют Ni/Co отношение (более 1,5), характерное для океанических базальтов [2], а на диаграмме Ni-Co они попадают только в поле океанических базальтов [10]. Показатель глубины магмогенерации метабазальтов стабильных плит Учурской СФЗ К₂O/Na₂O равен 0,29, что значительно меньше, чем у базальтов континентальных плит (0,40), и он почти совпадает с таким же показателем у толеитовых метабазальтов островодужного типа в этой зоне (0,27), что, возможно, указывает на одинаковую глубину выплавления тех и других. Эти свойства метабазальтов позволяют признать присутствие в Учурской СФЗ океанического плато с небольшими островными дугами на нем.

Основные кристаллические сланцы дьюнюкенской толщи выделяются своим химическим составом среди всех пород гынымской серии. Поэтому на петрохимические диаграммы (рис. 3) они нанесены отдельным знаком (ххх). Их средний химический состав (таблица) отвечает субщелочному метабазальту К-Na серии. На диаграмме К-Ті они в основном попадают в поле базальтов континентальных вулканических поясов (64 %). Показатель глубины магмогенерации K₂O/Na₂O у них максимальный — 0,39, что характерно для континентальных базальтов. Базальное положение и петрохимические свойства основных кристаллосланцев дьюнюкенской толщи допускают предположение о формировании пород гынымской серии частично на континентальном основании.

Таким образом, геодинамический режим Учурской СФЗ может быть определен как ряд небольших (первые сотни км) островных дуг как на океаническом (в одних местах), так и на континентальном (в других местах) ложе в условиях вероятного окраинного морского бассейна, расположенного между большой Тыркандинской островной дугой и Среднеамгинским континентальным массивом (сейчас скрыт под платформенным чехлом) из образований раннеархейского иенгрского комплекса [11]. Наблюдаемые ныне протяженные (250–350 км) субпараллельные складки Учурской дугообразной складчатой системы, возможно, соответствуют бывшей здесь в позднем архее серии островных дуг.

Тыркандинская структурно-формационная зона (рис. 1) расположена непосредственно к западу от Учурской СФЗ, с которой граничит по Буголинскому разлому. Западным ограничением зоны служит Тыркандинский разлом. Пространство между этими разломами четко выделяется полосой положительных магнитных аномалий. Тыркандинская СФЗ в виде дуги большого радиуса протягивается через весь Алданский щит в юго-восточном направлении от устья р. Тимптон до верховьев рек Мая и Зея. Длина ее 550 км при максимальной ширине 60 км (на южном фланге). По магнитометрическим данным зона прослеживается под чехлом венд-кембрийсих платформенных отложений еще на 200 км на север на Лено-Амгинский водораздел [11].

В сложении Тыркандинской СФЗ участвует своеобразная ассоциация пироксеновых кристаллических сланцев и карбонатных пород, объединенных в тыркандинскую стратиграфическую серию [8]. Наиболее полный разрез серии обнажен на юго-восточном фланге зоны в бассейнах рек Альванар и Худуркан. Здесь он подробно описан Ю. Б. Казминым и др. (1962 г.)¹. Им выделены (снизу вверх): худурканская свита (до 2500 м) — внизу пачка лейкократовых гиперстеновых плагиогнейсов, выше — меланократовые двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы, амфиболиты, еще выше — пачка переслаивающихся биотит-гранатовых, пироксеновых плагиогнейсов и основных кристаллосланцев, вверху — редкие линзы мраморов; ивакская свита (до 2600 м) — меланократовые кристаллосланцы основного состава и пироксеновые плагиогнейсы с многочисленными пластами и линзами мраморов и кальцифиров; утукская свита (до 2000 м) — монотонная толща меланократовых кристаллосланцев основного состава; альванарская свита (до 1500 м) — переслаивание основых кристаллосланцев, пироксеновых, пироксен-амфиболовых плагиогнейсов и мраморов.

Пликативные деформации пород Тыркандинской СФЗ привели к формированию сложных линейных складок, параллельных дизъюнктивным ограничениям зоны. Осевые плоскости складок часто запрокинуты на запад, а крылья сорваны разломами. В связи с последним не исключено удвоение некоторых частей разреза.

Прогрессивный региональный метаморфизм пород тыркандинской серии соответствует условиям гранулитовой фации: P = 8,0-8,5 кбар, T = 720-800 °C [12]. 33 образца тыркандинских двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых, гиперстеновых, диопсидамфиболовых, амфиболовых основных кристаллических сланцев подвергнуты химическому анализу. Они в основном соответствуют собственно базальтам и трахибазальтам. Преобладают метабазальты повышенной щелочности, К-Na серии, умеренно глиноземистые, мезократовые. На диаграмме К-Ті фигуративные точки тыркандинских метабазальтов в основном легли в поле островодужных базальтов — 60 % (рис. 4). Такое их положение видно и на диаграмме К–Р. Обращает на себя внимание щелочность тыркандинских метабазальтов островодужного типа: среди них по сравнению с метабазальтами всех остальных структурно-формационных зон архея Алданского щита менее всего толеитовых метабазальтов всего 1/8 часть, половина известково-щелочных, остальные субщелочные. При сопоставлении средних

¹ Казмин Ю. Б., Филиппович И. З., Гиммельфарб Г. Б. Новые данные по стратиграфии архея юго-восточной части Алданского щита // Тр. ВАГТ. 1962. Вып. 8.



Рис. 3. Положение фигуративных точек химических составов метабазальтов Учурской структурно-формационной зоны на петрохимических *а* — SiO₂ — (K₂O + Na₂O), *b* — K–Na и геодинамических *с* — K–Ti, *d* — K–P диаграммах

На диаграммах: *а* — поля: I — пикритобазальтов, II — толеитобазальтов, III — субщелочных базальтов; *b* — вероятная глубина магмогенерации базальтов h км. Фигуративные точки метабазальтов: 1 — трансформных разломов, 2 — срединноокеанических хребтов, 3 — океанических островов, 4 — океанических плит, 5 — островных дуг, 6 — континентальных плит, 7 — вулканических поясов, 8 — континентальных рифтов. Крестики (х) — метабазальты дьюнюкенской толщи. Содержание полей I–VII на диаграммах *с, d* см. в условных обозначениях к рис. 2

Fig. 3. Petrochemical $a - SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$, b - K-Na and geodynamic c - K-Ti, d - K-P diagrams, with figurative points of metabasalts chemical compositions located (the Uchur structural and formational zone)

The diagrams display a — fields: I — picrite basalts, II — tholeiitic basalts, III — subalkaline basalts; b — probable depth of basalt magma generation h km. Figurative points of metabasalts: 1 — transform faults, 2 — mid-ocean ridges, 3 — oceanic islands, 4 — oceanic plates, 5 — island arcs, 6 — continental plates, 7 — volcanic belts, 8 — continental rifts. Crosses (x) relate to metabasalts of the Dunyuken Unit. Symbols in Fig. 2 refer to the content of fields I–VII in diagrams c, d



Рис. 4. Положение фигуративных точек химических составов метабазальтов Тыркандинской структурно-формационной зоны на петрохимических *a* — SiO₂ — (K₂O + Na₂O), *b* — K-Na и геодинамических *c* — K-Ti, *d* — K-P диаграммах Условные обозначения см. на рис. 2 и 3

Fig. 4. Petrochemical $a - SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$, b - K-Na and geodynamic c - K-Ti, d - K-P diagrams, with figurative points of metabasalts chemical compositions located (the Tyrkanda structural and formational zone)

Refer to the symbols in Fig. 2, 3

химических составов этих метабазальтов и базальтов современных островных дуг (таблица) выявляется более высокая общая щелочность и калиевость древних пород. А отношение K₂O/Na₂O, являющееся индикатором глубины магмогенерации, здесь максимальное: 0,37 для метабазальтов нормального и 0,42 для пород субщелочного рядов. Эти геохимические особенности тыркандинских островодужных метабазальтов указывают на большую глубину базальтового магматического очага.

24 % метабазальтов легли в поле стабильных плит. Все они являются толеитами. По отношению K₂O/Na₂O, равному 0,28, эти метабазальты принадлежат к океаническому плато.

Таким образом, петрохимические особенности основных кристаллических сланцев — метабазальтов Тыркандинской СФЗ совместно с ее размерами, формой и положением вблизи раннеархейского континентального массива (Нимнырского) допускают возможность формирования метаморфизованной вулканогенно-карбонатной толщи пород тыркандинской серии в обстановке позднеархейского островодужного геодинамического режима. По составу пород Тыркандинская островная дуга преимущественно вулканическая.

Джелтулинская структурно-формационная зона (рис. 1) расположена на правобережье р. Тимптон и в низовьях р. Сутам к западу от Тыркандинской СФЗ, от которой она отделена одноименным разломом. Западная граница зоны также тектоническая и проходит по Сеймскому разлому-надвигу, по которому образования зоны надвинуты на структуры Сеймской ветви Чаро-Сеймской СФЗ раннего архея, сформировавшей вместе с Нимнырской СФЗ первый континентальный массив (Иенгрский).

Джелтулинская СФЗ представляет собой линейную структуру — Сутамский синклинорий, протянувшийся в юго-восточном направлении от приустьевой части р. Тимптон через весь Алданский щит почти на 400 км при ширине от 15 до 50 км. Сложена зона гранулитовыми породами джелтулинской серии, разделенной на две свиты. Нижняя свита — кюриканская — очень пестрая по составу, представляет собой толщу переслаивающихся лейкократовых биотит-гранатовых (нередко с силлиманитом) гнейсов, диопсидовых, гиперстеновых, двупироксеновых гнейсов и кристаллических

Средний химический состав метабазальтов тимптоно-джелтулинского структурно-вещественного комплекса позднего архея Алданского щита

Table. Average chemical composition of metabasalts, the Timpton-Dzheltulin structural and material complex of the Late Archean Aldan Shield

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe_2O_3	Fe0	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ 0	P ₂ O ₅
1	22	48,00	1,30	15,91	2,94	9,50	0,19	7,08	10,43	2,77	1,09	0,35
2	31	49,67	0,83	15,42	1,81	9,62	0,18	6,78	10,30	2,36	0,86	0,15
3	16	48,55	1,59	15,95	1,99	11,80	0,20	5,74	9,79	2,25	0,65	0,31
4	20	50,06	0,76	15,91	2,20	8,30	0,17	6,84	9,43	3,06	1,14	0,20
5	8	48,41	1,25	14,30	2,43	9,70	0,18	6,14	12,65	2,03	0,57	0,20
6	24	49,60	0,84	15,49	2,09	8,99	0,18	7,56	10,26	2,48	0,71	0,08
7	12	49,10	1,38	14,33	3,22	10,86	0,21	6,58	10,40	2,65	0,51	0,16
8	8	48,28	2,08	13,42	5,35	9,78	0,18	6,24	9,01	3,13	1,02	0,27
9	14	50,45	1,22	17,69	4,44	4,86	0,16	5,50	8,02	3,15	1,40	0,39
10	49	50,40	0,82	16,69	4,02	5,50	0,18	7,60	10,29	2,92	1,20	0,24
11	7	47,72	2,93	14,48	3,35	10,12	0,23	5,52	11,20	3,00	1,18	0,56

Примечание. Метабазальты: 1 — вулканического пояса дьюнюкенской толщи Учурской структурно-формационной зоны; 2 — островных дуг Учурской структурно-формационной зоны; 3 — океанического плато Учурской структурно-формационной зоны; 4 — островной дуги Тыркандинской структурно-формационной зоны; 5 — океанического плато Тыркандинской структурно-формационной зоны; 6 — островодужные Джелтулинской структурно-формационной зоны; 7 — континентальной плиты Джелтулинской структурно-формационной зоны; 8 — континентальных рифтов Тимптонской структурно-формационной зоны; 7 — континентальной плиты Джелтулинской структурно-формационной зоны; 8 — континентальных рифтов Тимптонской структурно-формационной зоны; 9 — мезозойско-кайнозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса; 10 — современных островных дуг; 11 — рифта Грегори, Кения; n — число анализов

Источник: 10, 11 — по [2]

Note. Metabasalts: 1 — volcanic belt of the Dyunyuken unit, the Uchur structural and formational zone; 2 — island arcs of the Uchur structural and formational zone; 3 — oceanic plateau of the Uchur structural and formational zone; 4 — island arc of the Tyrkanda structural and formational zone; 5 — oceanic plateau of the Tyrkanda structural and formational zone; 6 — island arcs of the Dzheltulin structural and formational zone; 7 — continental plate of the Dzheltulin structural and formational zone; 8 — continental rifts of the Timpton structural and formational zone. Basalts: 9 — Mesozoic-Cenozoic Okhotsk-Chukotka volcanic belt; 10 — modern island arcs; 11 — Gregory Rift, Kenya; n — number of tests

Source: 10, 11 — from [2]

сланцев, в верхней трети разреза — прослои мраморов, кальцифиров, для самых низов свиты характерны графитсодержащие разности пород. Мощность — 2700 м. Верхняя свита — сутамская — весьма монотонная толща полосчатых лейкократовых биотит-гранатовых, гранатовых, нередко с графитом и (или) силлиманитом гнейсов, маломощные (1–5 м) прослои иных пород (диопсидовых гнейсов, двупироксеновых кристаллосланцев, мраморов) весьма редки. В наиболее погруженных частях Сутамского синклинория над монотонной толщей лейкократовых гнейсов сохранилась верхняя часть свиты мощностью до 500 м, весьма насыщенная мраморами, кальцифирами, диопсидовыми гнейсами. Мощность сутамской свиты — до 3500 м, а джелтулинской серии — 6000 м.

Особенностью вещественного состава джелтулинской серии является резкое преобладание явно первично осадочных образований (не менее 85 %) над породами первично вулканогенными [6]. Эти породы преобразованы в условиях гранулитовой фации умеренных температур (800 °C) и давлений (7-8 кбар). Резко подчиненные им по объему первично вулканогенные породы основного состава (двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы) по результатам химического анализа 37 образцов соответствуют в равной мере толеитовым и известково-щелочным метабазальтам Na и K-Na серий. Их средний химический состав приведен в таблице. На диаграмме К-Ті фигуративные точки джелтулинских метабазальтов легли в два поля (рис. 5): островодужных базальтов — 24 точки и платобазальтов — 12 точек. На диаграмме К-Р ни одна из них не попала в океанические поля. Присутствие в Джелтулинской СФЗ метабазальтов островодужного типа сомнительно из-за их несовместимости с хорошо дифференцированными осадочными породами джелтулинской серии.

Для разрешения возникшей несогласованности следует обратить внимание на геологическую позицию пород джелтулинской серии: они по Сеймскому надвигу тектонически полого (10-30°) надвинуты на образования гидатской серии Чаро-Сеймской СФЗ раннего архея. Сопоставление островодужных метабазальтов обеих зон свидетельствует об их одинаковости: те и другие нормального ряда, К-Na серии, умеренно глиноземистые, коэффициент железистости почти одинаков — 0,599 и 0,594, а показатель глубины магмогенерации K₂O/Na₂O совсем одинаков — 0,28 и 0,28. В смежной Тыркандинской СФЗ показатель глубины выплавления базальтовой магмы — 0,37. С. Д. Великославинский (1978 г.)¹ оценил давление магмообразования для метабазальтов Чаро-Сеймской СФЗ в 9 кбар (27-30 км). Такая же оценка должна быть и для метабазальтов Джелтулинской зоны. Таким образом, есть основание полагать, что островодужные метабазальты Джелтулинской СФЗ к этой зоне не принадлежат, а относятся к породам подстилающей гидатской серии Чаро-Сеймской СФЗ. Очень может быть, что вместе с метабазальтами к гидатской серии нижнего архея относится и нижняя половина разреза (докарбонатная) кюриканской свиты джелтулинской серии верхнего архея. Если это так, то тем самым устраняется динамическое противоречие между мощной толщей дифференцированных осадков и активным базальтовым магматизмом в Джелтулинской СФЗ.

Метабазальты, попавшие на диаграмме К-Ті в поле стабильных плит, совершенно уникальны: показатель глубины магмогенерации К₂O/Na₂O у них минимальный — 0,19. В соответствии с этим показателем джелтулинские плитные метабазальты должны были выплавляться на глубине 15–20 км, что противоречит всей геологической ситуации Джелтулинской СФЗ. Возможно, они более молодые. Sm-Nd изотопные датировки этих джелтулинских метабазальтов 2,4–2,3 млрд лет указывают на их раннепротерозойский возраст.

Таким образом, характеристики Джелтулинской СФЗ (формирование между Тыркандинской островной дугой и Иенгрским континентальным массивом, скорее всего, на краю последнего; мощная толща терригенно-карбонатных отложений; слабый, точнее отсутствующий основной вулканизм; довольно мощная земная кора) оставляют мало сомнений для возможности определения геодинамического режима позднеархейской Джелтулинской СФЗ как осадочного бассейна на пассивной континентальной окраине.

Тимптонская структурно-формационная зона (рис. 1) расположена в долине р. Тимптон, преимущественно на ее левобережье. Восточной границей зоны является Тимптонский надвиг, по которому раннеархейские породы гидатской серии Чаро-Сеймской СФЗ надвинуты на образования Тимптонской зоны [13]. Этот геологический факт привел к пространственному разобщению выходов пород тимптонской и джелтулинской серий, которые долгое время всеми исследователями описывались в едином разрезе как последовательные толщи. Теперь же приходится их считать синхронными образованиями, накапливавшимися в разных СФЗ единого позднеархейского тимптоно-джелтулинского комплекса.

Выполняющие Тимптонскую СФЗ породы тимптонской серии со структурным несогласием [14] лежат непосредственно на образованиях нижнеархейской верхнеалданской серии в Нимнырской СФЗ. Такая позиция тимптонской серии сказалась на некоторых особенностях ее состава. Разрез серии характеризуется относительно повышенным содержанием карбонатных и известково-силикатных пород (мраморы, кальцифиры, диопсидовые кристаллосланцы и диопсидовые породы), широким распространением амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, а также присутствием метаморфизованных аналогов соленосных отложений [7; 15]. Этот разрез разделен на две свиты: федоровскую (нижняя) мощностью до 3000 м и иджакскую мощностью 2000 м. Федоровская свита вмещает почти все месторождения флогопита Алданского горнопромыш-

¹Великославинский С. Д. Петрология и геохимия кристаллических сланцев основного состава центральной части Алданского щита : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. 26 с.



Рис. 5. Положение фигуративных точек химических составов метабазальтов Джелтулинской структурно-формационной зоны на петрохимических *a* — SiO₂ — (K₂O + Na₂O), *b* — K–Na и геодинамических *c* — K–Ti, *d* — K–P диаграммах Условные обозначения см. на рис. 2 и 3

Fig. 5. Petrochemical $a - SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$, b - K-Na and geodynamic c - K-Ti, d - K-P diagrams, with figurative points of metabasalts chemical compositions located (the Dzheltulin structural and formational zone) Refer to the symbols in Fig. 2, 3



Рис. 6. Положение фигуративных точек химических составов метабазальтов Тимптонской структурно-формационной зоны на петрохимических *a* — SiO₂ — (K₂O + Na₂O), *b* — K-Na и геодинамических *c* — K-Ti, *d* — K-P диаграммах Условные обозначения см. на рис. 2 и 3

Fig. 6. Petrochemical $a - \text{SiO}_2 - (K_2O + Na_2O)$, b - K-Na and geodynamic c - K-Ti, d - K-P diagrams, with figurative points of metabasalts chemical compositions located (the Timpton structural and formational zone) Refer to the symbols in Fig. 2, 3

ленного района, поэтому она подробно изучена и расчленена на три подсвиты и ряд стратиграфических горизонтов. Местами разрез федоровской свиты имеет ритмичное флишеподобное строение, описанное А. Р. Энтиным в 1971 г.¹ по рекам Ыллымах и Оюмрак. В иджакской свите по сравнению с федоровской значительно меньше карбонатных пород и больше глиноземистых.

Толща пород тимптонской серии дислоцирована в сложную систему преимущественно изоклинальных складок, плавно обрамляющих с севера, востока и юго-востока Нижнетимптонский купол из подстилающих образований верхнеалданской серии нижнего архея. Региональный метаморфизм пород Тимптонской СФЗ характеризуется условиями умеренных давлений и температур (670-725 °C) [13], причем в восточном направлении метаморфизм усиливается. Таким преобразованиям были подвергнуты первично осадочные породы: доломиты, известковые доломиты, глинистые известняки, известковые глины, песчано-глинистые отложения и резко подчиненные им по объему первично вулканогенные образования: базальты, андезито-базальты. В. И. Виноградов и др. [7] указывают на присутствие среди карбонатных пород эвапоритов.

59 образцов тимптонских двупироксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев подвергнуты химическому анализу. Все они соответствуют различным базальтам (рис. 6). Их общей особенностью является повышенная суммарная и калиевая щелочность. Поэтому среди тимптонских метабазальтов преобладают субщелочные разности (44 %), хотя много и толеитов (37 %). На диаграмме К-Ті они разместились почти поровну в верхней половине полей островодужных (37 %) и платформенных (30 %) базальтов. Петрологические исследования С. Д. Великославинского (1978 г.)² прямо указывают на формирование магматического очага метабазальтов тимптонской (у него это федоровская) серии при Р = 9–10 кбар, т. е. на глубине 30-33 км. Отношение K₂O/Na₂O у преобладающих островодужных субщелочных метабазальтов, равное 0,32, подтверждает глубину магмогенерации, характерную для континентальных плит. 17 % метабазальтов Тимптонской СФЗ попали в поле континентальных вулканических поясов. Показатель глубины магмогенерации у них 0,517. Это самый высокий показатель среди всех метабазальтов архея Алданского щита. Он указывает на глубину магматического очага не менее 40 км, что соответствует мощности (толщине) зрелой континентальной земной коры. По-видимому, к началу формирования позднеархейской Тимптонской СФЗ таковым стал раннеархейский Иенгрский массив. Все это вместе позволяет считать тимптонские метабазальты континентальными платобазальтами.

Таким образом, повышенная калиевость тимптонских метабазальтов, значительная глубина их магмогенерации, особенности первичноосадочных пород тимптонской серии позволяют предполагать существование континентального тектонического режима в Тимптонской структурно-формационной зоне в позднем архее.

Для конкретизации континентального режима следует напомнить, что тимптонские осадочные породы формировались на раннеархейском Нимнырском протоконтинентальном массиве и что среди метабазальтов Тимптонской и Нимнырской СФЗ отмечено самое большое в архее Алданского щита количество метабазальтов континентально-рифтового типа — 13 и 31 % соответственно. Если не считать, что логически ожидаемое событие является случайным совпадением, то можно заключить, что на месте Тимптонской СФЗ в позднем архее существовал внутриконтинентальный осадочный бассейн, развившийся из континентальных рифтов (авлакогенов), в котором (в бассейне) «седиментация происходила в нормальном или осолоненном морском бассейне» [7, с. 22].

30 % тимптонских метабазальтов на диаграмме К-Ті легли в поле базальтов стабильных плит. Они так же, как метабазальты Джелтулинской СФЗ, обладают уникально низким отношением К₂O/Na₂O, равным 0,20, что указывает на небольшую глубину (не более 20 км) базальтового магматического очага. Возможно, они также внедрялись в более позднее время, о чем свидетельствуют Sm-Nd датировки: 2,46–2,27 млрд лет. Наверное, можно говорить о проявлении раннепротерозойского малоглубинного базальтового магматизма на площади континентальных Джелтулинской и Тимптонской СФЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершив на этом краткую геолого-геохимическую характеристику четырех СФЗ позднеархейского тимптоно-джелтулинского комплекса, можно акцентированно повторить результаты исследования геодинамической природы СФЗ этого комплекса. Формирование наблюдаемых ныне супракрустальных толщ в них происходило в следующих геодинамических обстановках:

 Учурская СФЗ: серия небольших (сотни километров) островных дуг, развитых на коре как океанического, так и континентального типов в краевом бассейне;

 Тыркандинская СФЗ: карбонатно-вулканогенная островная дуга;

 Джелтулинская СФЗ: континентальный осадочный бассейн на пассивной окраине Иенгрского массива;

 Тимптонская СФЗ: внутриконтинентальный осадочный бассейн, развившийся из континентальных рифтов (авлакогенов) на Иенгрском массиве.

Выявленные в результате проведенного анализа геодинамические режимы в позднеархейском тимптоно-джелтулинском СВК демонстрируют с высокой

¹Энтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1971. 26 с.

²Великославинский С. Д. Петрология и геохимия кристаллических сланцев основного состава центральной части Алданского щита : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. 26 с.

вероятностью действие механизма тектоники литосферных плит уже в это древнее время. Вместе с ранее установленными геодинамическими режимами для раннеархейского иенгрского комплекса [1] можно утверждать, что формирование континентальной земной коры осуществлялось действием механизма тектоники литосферных плит на протяжении всей геологической истории Земли и продолжается поныне.

Таким образом, поставленная цель данного исследования достигнута. Наглядным результатом этого является авторская геодинамическая схема археид Алданского щита (рис. 7).

В заключение следует подчеркнуть важность выделения в архейских образованиях структурно-формационных зон как основы решения возникающих проблем в геологии и металлогении архея. Проведенное исследование подтвердило обоснованность выделения зон не только из-за разного их вещественного состава (на уровне пород), но и различного содержания в зонах метабазальтов океанической природы. Так, в Учурской зоне таких метабазальтов 42 % от числа анализированных образцов, в Тыркандинской зоне таких пород 24 %, в континентальных Джелтулинской и Тимптонской зонах океанических пород ожидаемо нет. Это значит, что структурно-формационные зоны являются отражением геологических структур с разным геодинамическим режимом.

Присутствующий на Алданском щите субганский структурно-вещественный комплекс позднеархейского возраста (3,0–2,6 млрд лет), представленный зеленокаменными поясами, в данной работе не рассматривается. Это отдельная большая тема.



Рис. 7. Авторская геодинамическая схема археид Алданского щита

1 — постархей: вулканогенно-осадочные образования на континентальной плите (Сибирская платформа); 2, 3 — поздний архей: 2 — массивы анортозитов, 3 — разнообразные островные дуги (субганский комплекс); 4 — нерасчлененный архей Станового хребта: океаническая плита и островные дуги (неразделенные); 5 — поздний архей (тимптоно-джелтулинский комплекс): *a* — серия малых островных дуг на океанической и континентальной плитах (Учурская зона), *b* — островная дуга (Тыркандинская зона), *c* — осадочный бассейн на континентальной окраине (Джелтулинская зона), *d* — внутриконтинентальной осадочный бассейн (Тимптонская зона), *c* — осадочный бассейн на континентальной окраине (Джелтулинская зона), *d* — внутриконтинентальной осадочный бассейн (Тимптонская зона); 6 — ранний архей (иенгрский комплекс): *a* — океаническая плита со срединно-океаническим хребтом и океаническими островами (Зверевская зона), *b* — островная дуга, местами (в Сутамском блоке) на океанической плите (Чаро-Сеймская зона), *c* — катархей (тангракский комплекс): базальтовое ложе (Тангракский блок); 8 — окраинно-континентальный волок); 7 — катархей (тангракский комплекс): базальтовое ложе (Тангракский блок); 8 — зона Беньофа (Алдано-Становой структурный шов); 9 — надвиги: Ст — Становой, ЮЯ — Южно-Якутский, Т — Тимптонский, См — Сеймский. Буквы в куржках: Н — Нимнырский, М — Молемконский, С — Сутамский блоки, УТ — Унгра-Тимптонская зона)

Fig. 7. The author's geodynamic diagram of the Aldan Shield archeides

1 — Post-Archean: volcanogenic-sedimentary formations on the continental plate (Siberian Platform); **2**, **3** — Late Archean: **2** — anorthosite massifs, **3** — various island arcs (Subgan complex); **4** — undifferentiated Archean Stanovoy Ridge: oceanic plate and island arcs (undivided); **5** — Late Archean (Timpton-Dzheltulin complex): a — series of small island arcs on the oceanic and continental plates (Uchur zone), b — island arc (Tyrkanda zone), c — sedimentary basin on the continental margin (Dzheltulin zone), d — intracontinental sedimentary basin (Timpton zone); **6** — Early Archean (lyengra complex): a — oceanic plate with a mid-ocean ridge and oceanic islands (Zverevskaya zone), b — island arc, in places (in the Sutam block) on the oceanic plate (Charo-Seim zone), c — continental massif (Nimnyr zone), d — continental margin volcano gene (Olyokma zone); **7** — Katarchean (Tangrak complex): basalt bed (Tangrak block); **8** — Benioff zone (Aldan-Stanovoy structural suture); **9** — thrusts: Cr — Stanovoy, IOR — South Yakut, T — Timpton, CM — Seim. Letters in circles: H — Nimnyr, M — Molemkon, C — Sutam blocks, YT — Ungra-Timpton zone

список источников

1. Фрумкин И. М. Геодинамические режимы в раннем архее Алданского щита // Региональная геология и металлогения. 2021. № 86. С. 45–61. https://doi.org/10.52349/0869-7892 2021 86 45-61.

2. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М. : Недра, 1980. 247 с.

3. Великославинский С. Д., Крылов Д. П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 6. С. 77–91. https://doi.org/10.7868/ S0016853X14060071.

4. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита / А. Б. Котов [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о земле. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.

5. Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР : тез. докл. Л., 1961. С. 9–10.

6. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите // Проблемы изучения геологии докембрия. Л. : Наука, 1967. С. 135–149.

7. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли / В. И. Виноградов [и др.] // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 12–27.

8. Фрумкин И. М. Алданский щит // Геология зоны БАМ. Т. 1: Геологическое строение / отв. ред. Л. И. Красный. Л. : Недра, 1988. С. 123–144.

9. Кицул В. И., Березкин В. И. Формации и минеральные фации архейских метаморфических пород Алданского щита // Труды ВСЕГЕИ. Т. 265. Л., 1977. С. 113–119.

10. Фрумкин И. М. Тектонические режимы в архее Алданского щита // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ / отв. ред. К. А. Шуркин, В. М. Шемякин. Л. : Наука, 1987. С. 307–313.

11. Бабаян Г. Д., Горнштейн Д. К., Фрумкин И. М. Алданская антеклиза // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР / отв. ред. Г. Д. Бабаян [и др.]. Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. С. 59–71.

12. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты: на примере Чогарского комплекса Становой складчатой системы Восточной Сибири. М. : Наука, 1978. 152 с.

13. Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита / отв. ред. Г. А. Гринберг. Якутск : Изд. ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 5–18.

14. Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л. : Наука, 1975. 227 с.

15. Сердюченко Д. П. Скаполитовые породы из Слюдяно-Алданского архейского комплекса // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов : Изд-во Львовского ун-та, 1956. С. 487–500.

REFERENCES

1. Frumkin I. M. Early Archean geodynamic regimes in the Aldan shield. *Regional Geology and Metallogeny*. 2021; (86): 45–61. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_45-61. (In Russ.).

2. Lutts B. G. Geochemistry of oceanic and continental magmatism. Moscow: Nedra; 1980. 247 p. (In Russ.).

3. Velikoslavinsky S. D., Krylov D. P. Geochemical discrimination of basalts formed in major geodynamic settings. *Geotectonics*. 2014; 48 (6): 427–439. https://doi.org/10.1134/ S0016852114060077. (In Russ.).

4. Sm-Nd isotopic provinces of the Aldan Shield / A. B. Kotov [et al.]. *Dokl. Earth Sc.* 2006; 410 (1): 1066–1069.

5. Frumkin I. M. New data on the stratigraphy of the Archean Aldan Shield. *Meeting on the stratigraphic schemes development in the Yakut ASSR:* extended abstracts. Leningrad; 1961. P. 9–10. (In Russ.).

6. Frumkin I. M. Structural and lithological method of mapping Precambrian formations and results of its application on the Aldan Shield. *Problems of studying Precambrian geology.* Leningrad: Nauka; 1967. P. 135–149. (In Russ.).

7. Oldest sulfates in Archean deposits of the South-African and Aldanian shields and evolution of the Earth oxygen atmosphere / V. I. Vinogradov [et al.]. *Lithology and Mineral Resources.* 1976; (4): 12–27.

8. Frumkin I. M. Aldan Shield. *Geology of the BAM zone. Vol. 1. Geological structure*. Leningrad: Nedra; 1988. P. 123–144. (In Russ.).

9. Kitsul V. I., Berezkin V. I. Formations and mineral facies of Archean metamorphic rocks of the Aldan Shield. *VSEGEI Proc.* Vol. 265. Leningrad; 1977. P. 113–119. (In Russ.).

10. Frumkin I. M. Tectonic regimes in the Archean Aldan Shield. *Geology and prospects of ore bearing potential of the ancient platforms basement*. Leningrad: Nauka; 1987. P. 307–313. (In Russ.).

11. Babayan G. D., Gornshteyn D. K., Frumkin I. M. Aldan anteclise. *Geological results of geophysical research in Yakut ASSR* / Eds. G. D. Babayan [et al.]. Irkutsk: East Siberian Book Publ. House; 1972. P. 59–71. (In Russ.).

12. Karsakov L. P. Deep granulites: based on the Chogar complex of the Stanovoy Fold system of Eastern Siberia. Moscow: Nauka; 1978. 152 p. (In Russ.).

13. Duk V. L., Kitsul V. I. Study of the Precambrian Aldan Shield by methods of structural and metamorphic petrology. *Structural and metamorphic petrology of the Early Precambrian Aldan Shield* / Ed. G. A. Grinberg. Yakutsk: Publ. House of Yakutsk Office, Siberian Branch, AS USSR; 1975. P. 5–18. (In Russ.).

14. Duk V. L., Salye M. E., Baykova V. S. Structural-metamorphic evolution and phlogopite potential of the Aldan granulites. Leningrad; 1975. 227 p. (In Russ.).

15. Serdyuchenko D. P. Scapolitic rocks from the Mica-Aldan Archean complex. *Issues of mineralogy of sedimentary formations*. Vol. 3, 4. Lviv: Lviv University Publ. House; 1956. P. 487–500. (In Russ.).

Исаак Минаевич Фрумкин

Кандидат геолого-минералогических наук, Заслуженный геолог Республики Саха (Якутия), главный геолог, пенсионер

АО «Якутскгеология», Якутск, Россия

isaakfrumkin@gmail.com

Isaak M. Frumkin

PhD (Geology and Mineralogy), Honored Geologist of the Republic of Sakha (Yakutia), Chief Geologist, pensioner

Yakutskgeologiya, Yakutsk, Russia

isaakfrumkin@gmail.com

Авторское выражение благодарности: настоящая работа в значительной мере базируется на химических анализах метаморфических пород. Образцы для анализов в течение ряда лет собирались очень многими геологами, которые в трудных условиях Южной Якутии вели полевые маршрутные работы или геологическую съемку. Автор выражает всем им огромную благодарность и называет имена тех из них, чей вклад в массив использованных анализов наиболее значителен. Это геологи С. Д. Великославинский, В. Л. Дук, Е. П. Максимов, Н. В. Попов, А. Н. Зедгенизов, В. И. Березкин, В. И. Уютов, В. В. Юшманов, Э. Ф. Баранов, В. И. Лядин, И. М. Фрумкин.

Acknowledgments: the current paper is largely based on chemical analyses of metamorphic rocks. Many geologists, who were performing field route work or geological surveys in severe conditions of Southern Yakutia, were collecting the analysis samples for a number of years. The author expresses his deep gratitude to all of them and names those whose contribution to creating the used analyses array is most significant. These are geologists S. D. Velikoslavinskiy, V. L. Duk, E. P. Maksimov, N. V. Popov, A. N. Zedgenizov, V. I. Berezkin, V. I. Uyutov, V. V. Yushmanov, E. F. Baranov, V. I. Lyadin, I. M. Frumkin.

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

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

Статья поступила в редакцию 17.07.2024 Одобрена после рецензирования 20.09.2024 Принята к публикации 20.03.2025 Submitted 17.07.2024 Approved after reviewing 20.09.2024 Accepted for publication 20.03.2025

Научный журнал Федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»

«Региональная геология и металлогения» ("Regional'naya Geologiya i Metallogeniya" / "Regional Geology and Metallogeny") ISSN 0869-7892 (Print) https://reggeomet.ru/

Требования к структуре и оформлению рукописей статей в научный журнал

Отправляя статьи в редакцию научного журнала, автор(ы) соглашается(ются) с правилами для авторов, порядком рецензирования и этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала «Региональная геология и металлогения» (https://reggeomet.ru/).

При подготовке рукописи статьи на русском или английском языке необходимо использовать шрифт текста Arial, размер 12 пт, междустрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля 20 мм; страницы пронумерованы.

Структура рукописи (в одном текстовом документе в формате *.doc / *.docx) должна содержать: титульные сведения на русском и английском языках, основной текст статьи, список источников на русском и английском языках, дополнительные сведения об авторах. Файл рукописи должен быть назван так: «Фамилия первого автора. Текст».

1. Титульные сведения на русском языке на отдельных строках:

1.1. Название рубрики журнала: РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ или МЕТАЛЛОГЕНИЯ.

1.2. Tun cmambu (например, «научная статья» или «рецензия на статью»).

1.3. Индекс УДК.

1.4. Название статьи, кратко и точно отражающее ее содержание (первое слово приводят с прописной буквы, остальные слова — со строчной).

1.5. Имя, отчество и фамилию автора(-ов).

1.6. Наименование организации, название города и страны в полной форме (без обозначения организационно-правовой формы).

1.7. Электронный адрес автора, ответственного за переписку (без слова "e-mail").

1.8. Аннотацию объемом 150–250 слов, включающая основную тему исследования, его цель, методы, основные результаты и выводы; она должна отражать новизну, научное и практическое значение.

1.9. 5–7 ключевых слов и (или) словосочетаний (через запятую), соответствующих теме статьи и отражающих ее предметную, терминологическую область.

1.10. Благодарности организациям, научным руководителям и другим лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи (при наличии); сведения о грантах, финансировании подготовки и публикации статьи (при наличии).

1.11. Библиографическую запись для цитирования.

2. Титульные сведения на английском языке, которые соответствуют п. 1.

Для названий рубрик журнала используются слова "REGIONAL GEOLOGY" или "METALLOGENY"; для примеров *muna статьи* — "original article" или "review article".

Инициалы и фамилию автора(ов) предоставляют в транслитерированной форме на латинице; обычно используется стандарт транслитерации BGN.

3. Основной текст статьи:

3.1. Максимальный объем статьи — от 16 000 до 40 000 знаков с пробелами, включая иллюстрации, таблицы и список источников.

3.2. Каждая статья содержит *разделы*: «Введение», «Материалы и методы», «Результаты», «Обсуждение» и «Заключение»; допускается деление основного текста статьи на другие тематические рубрики и подрубрики.

3.3. Заголовки внутри статьи размещают на отдельной строке.

3.4. Единицы измерения соответствуют системе СИ, а используемые сокращения (кроме общепринятых) раскрыты в тексте.

3.5. Простые математические или химические символы и формулы имею свою нумерацию и ссылки в тексте (их располагают на отдельной строке), сложные представляют с использованием редактора формул Microsoft Equation.

3.6. Текст статьи содержит иллюстрации (рисунки, схемы, диаграммы), которые имеют свою нумерацию и ссылки в тексте (например, «(рис. 1)» ... «(рис. 2»).

3.7. *Разрешение* фотографий и полутоновых иллюстраций — не менее 300 dpi; векторных иллюстраций — 600 dpi.

3.8. Цветные графические ориентированы на четырехкрасочную печать (СМҮК); черный цвет шрифта и линий задается параметром 100 % Black.

3.9. Для сохранения масштаба и пропорций объектов целесообразно представить иллюстрации шириной 8 или 16,9 см, высотой до 24,9 см; размеры букв и цифр на иллюстрациях, выполненные шрифтом Arial / Arial Narrow, должны быть не менее 2 мм, толщина линий — не менее 0,2 мм; на всех осях графиков указывают откладываемые величины и единицы их измерения.

3.10. Оригинал каждой иллюстрации (рисунка, схемы, диаграммы) и таблицы дополнительно предоставляют в отдельных файлах. Иллюстрации сохраняют в форматах: *.cdr (Corel Draw до версии 15.0), *.pdf, *.eps, *.tif или *.jpg (качество изображения — 12); таблицы и подписи иллюстраций — *.doc, *.docx. Каждый файл должен быть назван так: «Фамилия первого автора. Рис. 1», «Фамилия первого автора. Табл. 1».

3.11. Таблицы максимального *размера* 16,9 × 24,9 см набирают шрифтом 9 пт, через один интервал; графы таблицы разделяются вертикальными линиями.

3.12. Подписи иллюстраций (например, «Рис. Номер. Название») и названия таблиц, их источники приводят на русском и английском языках; для объединенных рисунков требуется общая подпись (например, «Рис. 1, *a*», «Рис. 1, *b*»). Надписи и подписи к иллюстрациям и таблицам должны содержать буквы латинского, а не кирилловского алфавита (например, "*a*, *b*, *c*, *d*", а не «*a*, *б*, *в*, *г*»). Оригиналы объединенных рисунков не должны содержать буквы латинского алфавита; буквы, расположенные справа внизу от рисунка, должны быть включены только в основной текст статьи.

Для отправки рецензентам прикладывается единый файл в формате *.doc / *.docx или *.pdf, включающий текст, иллюстрации и таблицы.

4. Список источников на русском языке:

4.1. Включает расположенных в порядке цитирования 10–30 научных источников, в том числе желательно зарубежных.

4.2. Оформляют в виде пронумерованных затекстовых библиографических ссылок по ГОСТ Р 7.0.5–2008 «Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления».

4.3. Отсылки на источники оформляют в квадратных скобках, указывая порядковый(ые) номер(а) источника(ов) и при необходимости цитируемую страницу (например, [12; 37], [6, с. 149]).

5. Список источников на английском языке, нумерация которых соответствует п. 4 и оформляется согласно требованиям, принятым в журнале.

6. Дополнительные элементы на русском языке на отдельных строках:

6.1. Дополнительные сведения об авторе(ах): имя, отчество и фамилия автора(ов); ученая степень (при наличии), ученое звание (при наличии), должность, полное название места работы, рабочий адрес (улица, дом, населенный пункт, страна, индекс); идентификационные номера (при наличии): ORCID, Scopus Author ID, ResearcherID (Web of Science), SPIN-код автора (РИНЦ); контактные данные автора(ов): контактный телефон, адрес электронной почты.

6.2. Сведения о вкладе каждого автора.

6.3. Указание об отсутствии или наличии конфликта интересов и детализация.

7. Дополнительные элементы на английском языке, которые соответствуют п. б.

Контактные данные журнала

Адрес редакции: 199106, Россия, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74 Телефон редакции: +7 (812) 328-90-90, доб. 2323 *E-mail:* izdatel@karpinskyinstitute.ru



Редакционная коллегия



Текущий номер



Рис. 7. Схема структурно-формационного районирования меловых образований Российской Арктики

І — Печоро-Баренцево-Северокарская СФМО: І.1 — СФО Земли Франца-Иосифа: І.1.1 — Сальмская СФЗ, І.1.2 — Александровская СФЗ; І.2 — Западно-Баренцевская СФО: І.2.1 — Северо-Шпицбергенская СФЗ, І.2.2 — Центрально-Баренцевская СФЗ, I.2.3 — Кольско-Федынская СФЗ; І.3 — Канинско-Тиманская СФО: І.3.1 – Канинская СФЗ; І.4 — Печорская СФО: I.4.1 — Печороморская СФЗ І.4.1.1 — Колгуевская СФПЗ, I.4.2 — Большеземельская СФЗ, I.4.3 — Адзьвинская СФЗ; І.5 — Восточно-Баренцевская СФО: І.5.1 — Южно-Баренцевская СФЗ, I.5.2 — Северо-Баренцевская СФЗ, I.5.3 — Предновоземельская СФО: І.5.4 — Северо-Новоземельская СФЗ; І.6 — Северо-Карская СФО: I.6.1 — Центрально-Северокарская СФЗ, I.5.2 — Восточно-Северокарская СФЗ; I.7 — Таймыро-Североземельская СФО.

II — Западно-Сибирская СФМО: II.1 — Южно-Карская СФО: II.1.1 — Усть-Карская СФЗ, II.1.2 — Приновоземельская СФЗ, II.1.3 — СФЗ Центральной впадины, II.1.4 — Западно-Ямальская СФЗ, II.1.5 — Восточно-Ямальская СФЗ, II.1.6 — Гыданская СФЗ; II.2 — Енисей-Хатангская СФО: II.2.1 — Притаймырская СФЗ.

III — Сибирская СФМО: *III.1* — Хетско-Анабарская СФО: *III.1.1* — Жданихинская СФЗ, *III.1.2* — Хетская СФЗ, *III.1.3* — Анабарская СФЗ, *III.1.4* — Цветковско-Нордвикская СФЗ; *III.2* — Лено-Оленёкская СФО: *III.2.1* — Анабаро-Ленская СФЗ, *III.2.2* — Прончищевская СФЗ.

№ — Верхояно-Чукотская СФМО: *IV.1* — Лаптевоморская СФО: *IV.1.1* — Лаптевско-Хараулахская СФЗ, *IV.1.2* — Анисинская СФЗ, *IV.1.3* — Восточно-Лаптевская СФЗ, *IV.1.4* — Ляховская СФЗ; *IV.2* — Ляховско-Анюйская СФО: *IV.2.1* — Тастахская СФЗ, *IV.2.2* — Прибрежная СФЗ; *IV.3* — Новосибирско-Врангелевская СФО: *IV.3.1* — Анжуйская СФЗ, *IV.3.2* — Восточно-Сибироморская СФЗ, *IV.3.3* — Южно-Чукотская СФЗ; *IV.4* — Анюйско-Вургувеемская СФО; *IV.5* — Раучуанская СФО: *IV.5.1* — Филипповская СФЗ, *IV.5.2* — Чаунская СФЗ.

V — Евразийско-Амеразийская СФМО: V.1 — Евразийская СФО: V.1.1 — СФЗ Нансена, V.1.2 — СФЗ Амундсена;
V.2 — Амеразийская СФО: V.2.1 — Ломоносовская СФЗ, V.2.2 — Восточно-Ломоносовская СФЗ, V.2.3 — СФЗ Отрога Геофизиков, V.2.4 — СФЗ Де-Лонга: V.2.4.1 — Беннетская СФПЗ, V.2.5 — СФЗ Подводников, V.2.6 — Внешнего склона СФЗ, V.2.7 — Северо-Чукотская СФЗ, V.2.8 — Менделеевская СФЗ.

VI — Охотско-Чукотская СФМО: VI.1 — Паляваамско-Пегтымельская СФО: VI.1.1 — Пыкарваамская СФЗ, VI.1.2 — Паляваамская СФЗ, VI.1.3 — Пегтымельская СФЗ; VI.2 — Кувет-Пегтымельская СФО; VI.3 — Уэленская СФО; VI.4 — Танюрер-Пекульнейская СФО: VI.4.1 — Осиновская СФЗ, VI.4.2 — Мечигменская СФЗ, VI.4.3 — Вульвывеемская СФЗ, VI.4.4 — Гачгагырмываамская СФЗ, VI.4.5 — Канчаланская СФЗ, VI.4.6 — Ирвынейвеемско-Янранайваамская СФЗ.

VII — Сихотэ-Алиньско-Пенжинская СФМО: VII.1 — Пекульнейская СФО: VII.1.1 — Восточно-Пекульнейская СФЗ, VII.1.2 — Западно-Пекульнейская СФЗ, VII.1.3 — Тыльпэгыргынайская СФЗ, VII.1.4 — Пекульнейвеемская СФЗ; VII.2 — Алганская СФО; VII.3 — Великореченская СФО.

Аббревиатуры: СФМО — структурно-формационная мегаобласть; СФО — структурно-формационная область; СФЗ — структурно-формационная зона; СФпЗ—структурно-формационная подзона

Fig. 7. Structural and formation zoning map for the Cretaceous formations of the Russian Arctic

I — Pechora — Barents Sea— Northern Kara Sea SFMA: I.1 — Franz Josef Land SFA: I.1.1 — Salm SFZ, I.1.2 — Alexandra Land SFZ; I.2 — Western Barents SFA: I.2.1 — Northern Svalbard SFZ, I.2.2 — Central Barents Sea SFZ, I.2.3 — Kola-Fedynskyi SFZ; I.3 — Kanin-Timan SFA: I.3.1 — Kanin SFZ; I.4 — Pechora SFZ: I.4.1 — Pechora Sea SFZ: I.4.1.1 — Kolguev SFSZ, I.4.2 — Bolshaya Zemlya SFZ, I.4.3 — Adzva SFZ; I.5 — East Barents Sea SFZ: I.5.1 — Southern Barents Sea SFZ, I.5.2 — Northern Barents Sea SFZ, I.5.3 — Pre-Novaya Zemlya SFZ, I.5.4 — Northern Island of Novaya Zemlya SFZ; I.6 — Northern Kara Sea SFZ: I.6.1 — central part of the Northern Kara Sea SFZ; I.6.2 — eastern part of the Northern Kara Sea SFZ; I.7 — Taimyr — Severnaya Zemlya SFA.

II — West Siberian SFMA: **II.1** — Southern Kara Sea SFA: *II.1.1* — Ust-Kara SFZ, *II.1.2* — Trans Novaya Zemlya SFZ, *II.1.3* — Central Depression SFZ, *II.1.4* — Western Yamal SFZ, *II.1.5* — Eastern Yamal SFZ, *II.1.6* — Gydanskiy SFZ; **II.2** — Yenisei-Khatanga SFA: *II.2.1* — Pre-Taymyr SFZ.

III — Siberian SFMA: III.1 — Khets-Anabar SFR: III.1.1 — Zhdanikha SFZ, III.1.2 — Khets SFZ, III.1.3 — Anabar SFZ, III.1.4 — Tsvetkov-Nordvik SFZ; III.2 — Lena-Olenyok SFA: III.2.1 — Anabar-Lena SFZ, III.2.2 — Pronchishchev SFZ.

IV — Verkhoyansk-Chukotka SFMA: IV.1 — Laptev Sea SFA: IV.1.1 — Laptev Sea — Kharaulakh SFZ, IV.1.2 — Anis SFZ, IV.1.3 — Eastern Laptev Sea SFZ, IV.1.4 — Lyakhovsky SFZ; IV.2 — Lyakhovsky-Anyuy SFA: IV.2.1 — Tastakh SFZ, IV.2.2 — Coastal SFZ; IV.3 — Novosibirsk-Wrangel SFA: IV.3.1 — Anjou SFZ, IV.3.2 — East Siberian Sea SFZ, IV.3.3 — Southern Chukotka SFZ, IV.4 — Anyuy-Vurguveem SFZ; IV.5 — Rauchuan SFA: IV.5.1 — Filippov SFZ, IV.5.2 — Chaun SFZ.

V — Eurasian-Amerasian SFMA: V.1 — Eurasian SFA: V.1.1 — Nansen SFZ, V.2.2 — Amundsen SFZ; V.2 — Amerasian SFA: V.2.1 — Lomonosov Ridge SFZ, V.2.2 — East Lomonosov Basin SFZ, V.2.3 — Geophysicists' Spur SFZ, V.2.4 — De Long Rise SFZ: V.2.4.1 — Bennett Island SFSZ, V.2.5 — Podvodniki Basin SFZ, V.2.6 — Outer Slope SFZ, V.2.7 — North Chukotka Basin SFZ, V.2.8 — Mendeleev Ridge SFZ.

VI — Okhotsk-Chukotka SFMA: **VI.1** — Palyavaam-Pegtymel SFA: *VI.1.1* — Pykarvaam SFZ, *VI.1.2* — Palyavaam SFZ, *VI.1.3* — Pegtymel SFZ; **VI.2** — Kuvet-Pegtymel SFA; **VI.3** — Uelen SFA; **VI.4** — Tanyurer-Peculney SFA: *VI.4.1* — Osinovskaya SFZ, *VI.4.2* — Mechigmen SFZ, *VI.4.3* — Vulvyveem SFZ, *VI.4.4* — Gachgagyrmyvaam SFZ, *VI.4.5* — Kanchalan SFZ, *VI.4.6* — Irvyneyveem-Yanranaivaam SFZ.

VII — Sikhote-Alin-Penzhina SFMA: VII.1 — Pekulney SFA: VII.1.1 — Eastern Pekulney SFZ, VII.1.2 — Western Pekulney SFZ, VII.1.3 — Tylpegyrgyn SFZ, VII.1.4 — Pekulneyveem SFZ; VII.2 — Alga SFA; VII.3 — Velikaya River SFA.

Abbreviations: SFMA — structural and formation mega-area; SFA — structural and formation area; SFZ — structural and formation zone; SFsZ — structural and formation subzone

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Российский научный журнал | Russian scholarly journal | Том 32 | № 1 (101)

«Региональная геология и металлогения» — отраслевой рецензируемый научный журнал, в котором публикуются статьи, посвященные результатам регионального геологического изучения недр России и ближайшего зарубежья, выявлению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, данным мирагенических, стратиграфических, палеонтологических, геохимических и других специализированных исследований.

Учредитель и издатель:

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского.

Журнал издается с 1993 года с периодичностью четыре раза в год в печатном и электронном видах с полноцветными рисунками, на русском и английском языках.

Научный журнал «Региональная геология и металлогения» включен:

- в перечень рецензируемых научных изданий ВАК (K2)
- индексируется в РИНЦ

ПОДПИСКА В ОТДЕЛЕНИЯХ СВЯЗИ

Подписка на научный журнал осуществляется через печатный каталог подписного агентства «Урал-Пресс» (подписной индекс — 015348)

По вопросам приобретения печатного номера журнала обращаться в издательство по тел.: +7 (812) 328-90-90, доб. 2323

